

И. И. КИКНАДЗЕ

**ПЕТРОЛОГИЯ ТРЕТИЧНЫХ
ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ВЕРХОВЬЕВ
Р. ЦХЕНИСЦКАЛИ**

ТБИЛИСИ
1967

h. n. 2324
2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10.
n. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20.
27. 11. 726.



საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
გეოლოგიური ინსტიტუტი

წიგნები, ახალი სერია, ნაკვ. 13

ი. ქიქნაძე

ცხენისყელის სათავეების მესამეული
ინფრუიული ქანების
კვარკოლოგია

(მთავარი კავკასიონის სამხრეთი ფერდი)

გამომცემლობა „მეცნიერება“
თბილისი
1967

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. 13

И. И. КИКНАДЗЕ

**ПЕТРОЛОГИЯ ТРЕТИЧНЫХ
ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ВЕРХОВЬЕВ
Р. ЦХЕНИСЦКАЛИ**

(Южный склон Большого Кавказа)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1967

552(C41)
552:551.22(47.922)
К389

В работе приводится петрографическая характеристика интрузивных пород верховья р. Цхенискали — одной из малоизученных областей высокогорной части Нижней Сванетии.

На основании большого фактического материала рассматриваются вопросы петрологии и формирования интрузивных и дайковых пород; приводятся данные о распределении микроэлементов в породах и породообразующих минералах, а также некоторые выводы о связи оруденения с молодыми магматическими образованиями.

Редактор Н. Ф. Татришвили

ВВЕДЕНИЕ

Третичные, интрузивные породы широко распространены в районе сел. Цана, который расположен на южном склоне Большого Кавказа в высокогорной части Нижней Сванетии.

Естественными границами района являются: на севере Главный хребет Большого Кавказа, на востоке и юге водоразделы между рр. Риони и Цхенискали. В пределах изученной территории имеются следующие населенные пункты: Цана, Зесхо и Корельдаш (рис. 1).

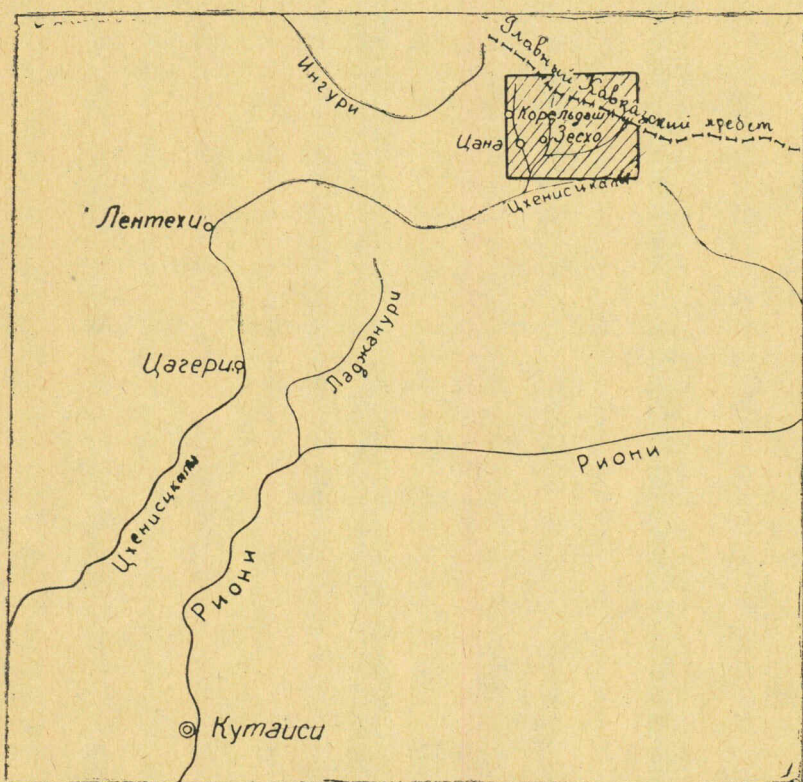


Рис. 1. Обзорная карта. Заштрихован исследованный район.

Территория района характеризуется сильно расчлененным высокогорным рельефом с абсолютными высотами гор и хребтов в пределах 2500—5000 м и долин 900—2000 м. Таким образом среднее относительное превышение вершин и хребтов над долинами составляет от 1 до 3 км.

Центральное положение в исследуемом районе занимает бассейн верхнего течения р. Цхенисцкали и ее крупный правый приток р. Зесхо; большими притоками р. Цхенисцкали в Нижней Сванетии являются также рр. Чолур, Ласкадура, Хеледура и др.

В р. Зесхо в свою очередь впадают ее правые притоки — рр. Корельдаш, Усахело, Чорохи, Тотельдаш и Мачхапари берущие начало с одноименных ледников. Между рр. Корельдаш и Усахело проходит высокий хребет Каретта, разделяющий Цурунгальское месторождение на западный и восточный участки.

Сванетия с древних времен привлекала внимание исследователей своими полезными ископаемыми и россыпными месторождениями. Геологическое ее исследование начинается с XIX века и то весьма бессистемно. Это обстоятельство частично было вызвано труднодоступностью ее территории.

Первые сведения о геологическом строении Большого Кавказа, в том числе и Сванетии, встречаются в работах Г. Абиха, Е. Фавра, С. Симоновича, Е. Фурнье и др. Исследования указанных авторов в свое время сыграли большую роль в геологическом изучении области. Теперь же они представляют лишь исторический интерес.

Сведения о древних кристаллических образованиях впервые встречаются в работах С. Симоновича. Первые же указания о молодых магматических породах приводятся в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, изучавшего интрузии горы Калько в 1898 г. на северном склоне Большого Кавказа. Породы этой интрузии автор называет дацитами. Указанный исследователь к изучению дацитов Калько возвратился еще раз в 1914 г.

В дальнейшем к исследованию молодых интрузий приступает Д. С. Белянкин. Он в течение ряда лет (1914, 1915, 1918, 1919) публикует серию работ, где описываются многочисленные выходы т. н. неоинтрузий северного склона Большого Кавказа. Д. С. Белянкин в своих работах указывал на специфическую петрографическую особенность этих образований.

Интерес к молодым интрузиям усилился после того, как Л. А. Вardanянц (1931) обосновал их большую металлогеническую роль. В пределах нижней Сванетии существование молодых интрузивных пород стало известно в 1932 г. Организованная Сасашская геологопоисковая экспедиция под руководством А. Н. Хучуа, проводившая поисковые работы в верховьях р. Зесхо, открыла Цанское арсенипиритовое месторождение. В работе А. Н. Хучуа упоминается несколько выходов кварцпорфировых даек и молодых гранитоидов. После этого начинается систематическое изучение Цанского месторождения. Им занимались В. Д. Сагинадзе (1933), А. Н. Хучуа (1933, 1934), А. Н. Хучуа и В. И. Розов (1935), К. И. Ляшенко и А. С. Бенделиани (1935), В. И. Розов (1935), Я. Н. Чипулин (1935), Ф. Н. Яшвили и А. Н. Хучуа (1936), Н. Ф. Шония (1936, 1937), А. Е. Бенделиани (1937), М. А. Сабахтарашвили и А. Н. Хучуа (1938), А. Д. Ершов (1938), А. А. Курцикидзе и Д. И. Тавадзе (1939), К. Н. Лягин и А. А. Курцикидзе (1939), И. А. Маркозия, В. П. Кожевников и М. А. Терхачатуров (1941), Г. Баакашвили (1946), И. А. Маркозия, К. Ахвеледiani, Е. М. Романишвили (1948) и др.

В последующие годы на этом месторождении производились разведочные работы А. А. Курцикидзе, 1953—58 гг., а с 1960 г. под руководством П. К. Нижарадзе и съемочные. В 1958—59 гг. Д. И. Тавадзе, М. Л. Пачинян, Р. А. Кутина и др. проводят работы по выявлению редких и рассеянных элементов в жилах Цанского и Чорохского месторождений.

В результате этих работ намечились основные черты геологии района и некоторые закономерности в распространении молодых интрузи-

живных пород, но главным итогом явилось уточнение вопросов, касающихся описания рудных тел, их морфологии, структуры рудных полей и др.

Собственно петрографические исследования молодых интрузивных пород в пределах Абхазии и Сванетии проводились в 1936—37 гг. сотрудниками комплексной геологической экспедиции АН СССР.

Значительный материал по неинтрузивным породам, собранный в этот период, позволил некоторым исследователям (Б. В. Залесский и С. С. Кузнецов, 1940) подразделить неинтрузивы Сванетии на две группы: 1) интрузии, образовавшиеся в юрское время (Утур, Киар, Абакур, Джорквал) и 2) интрузии, сформировавшиеся в третичное время (Цана, Бак).

Общие вопросы развития молодого магматизма в Сванетии, размещения неинтрузивных пород во времени и пространстве и петрографическая характеристика их сведены в работах Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1940), В. П. Еремеева и В. П. Петрова (1940).

Несмотря на огромное значение работ, проведенных сотрудниками этой экспедиции в пределах Абхазии и Сванетии, они все же не внесли существенных коррективов в вопрос детализации петрологического изучения молодых интрузивных пород района сел. Цана.

Правда, в статье В. П. Еремеева и В. П. Петрова освещены некоторые петрографические детали Цанского интрузива, но не больше, чем это было известно до них. Авторы неправильно определяют пространственное положение Цунгальского интрузива и Цанского месторождения; они указывают на приуроченность интрузий к зоне тектонического контакта глинистых сланцев и карбонатной толщи. На самом же деле они расположены в полосе надвига древнего кристаллического субстрата на сланцы лейаса.

Из всех работ особого внимания заслуживает работа сотрудников ВИМСа (А. Д. Ершов и А. В. Копелиович, 1941), изучивших в 1935—1936 гг. вещественный состав арсенопиритового месторождения Цанского района. В результате проведенных исследований дается описание геологии, структуры и вещественного состава месторождений. В этой же работе впервые встречается краткое петрографическое описание некоторых разновидностей молодых интрузивных пород и приводятся соображения об их генезисе. По представлению этих авторов, в образовании молодых интрузивных пород большую роль играли процессы магматической дифференциации. В связи с этим авторы предполагают, что последовательность интрузивной деятельности была направлена от более кислых к более основным породам. Однако, к сожалению, следует указать, что авторами полностью игнорируется роль вмещающей среды в образовании молодых интрузивных пород.

Наши исследования не подтвердили соображения указанных авторов о ведущей роли магматической дифференциации в формировании многообразия третичных магматических пород.

Район исследования в геологическом отношении представляет весьма сложную область.

В ее строении принимают участие разнообразные породы, как палеозойские кристаллические, так и мезозойские осадочные и магматические.

Палеозойские породы развиты в северной части района. Они представлены гранитоидами, гнейсами, мигматитами, мусковитовыми, биотитовыми и двуслюдяными сланцами.

Среди древних гранитоидов выделяется несколько разновидностей: равномернозернистые и порфиоровидные; реже встречаются двуслюдяные граниты и кварцевые диориты.

Многие исследователи (А. П. Герасимов, 1929; Б. В. Залесский, С. С. Кузнецов, 1940 и др.) считали, что гнейсы и кристаллические сланцы образовались из первично-осадочных пород в процессе регионального метаморфизма под воздействием магматических интрузий; они отмечают также магматическое происхождение гранитоидов Главного хребта.

По нашим же данным (И. И. Кикнадзе, 1960), породы кристаллического субстрата — кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты и гранитоиды — образовались путем метасоматической гранитизации материнских осадочных и основных магматических пород, слагающих древнюю геосинклиналь в результате привноса химически активных растворов.

Отложения мезозоя, тектонически перекрытые породами кристаллического субстрата, представлены глинистыми сланцами лейаса (вмещающего пластовые тела и дайки диабазов и диабазовых порфиритов), мергелями и черными известняками, составляющими верхнеюрско-нижнемеловую карбонатную толщу.

Дислоцированные лейасские осадки образуют полосу шириной в 3000—4000 м. Их северный контакт с палеозойскими образованиями является тектоническим, однако местами (перевал Шаривецк) между ними наблюдается базальный конгломерат; пачка конгломератов (40—50 м) выше, постепенно сменяется свитой глинистых сланцев. В большинстве случаев глинистые сланцы южнее постепенно переходят в карбонатную толщу. На основании литологического сходства глинистых сланцев с фаунистически охарактеризованными породами, расположенными южнее, в них допускается наличие всех подотделов лейаса от синемюрского яруса до аалена включительно. В верхних горизонтах сланцевой свиты допускается также присутствие всего доггера.

Диабазы и диабазовые порфириты в основном расположены в полосе сланцев, непосредственно примыкающей к кристаллическим породам. Породы эти считаются синхроничными с основными вулканогенными образованиями средней юры и датируются байосом.

Карбонатная свита в бассейне р. Зесхо занимает полосу шириной в 4000 м. Она слагает ядро синклинали, на крыльях которой выступают глинистые сланцы лейаса. Некоторые исследователи (И. Г. Кузнецов, 1933; Б. В. Залесский и С. С. Кузнецов, 1940; С. В. Левченко, 1940 и др.) границу между глинистыми сланцами карбонатной свиты считают тектонической, другие же (Г. С. Дзюценидзе, 1931; П. Г. Гамкрелидзе, 1938; Н. Ф. Шония, 1936; А. В. Пейве, 1941; И. Р. Кахадзе, 1947) отрицают такое утверждение. По нашим наблюдениям, переход этих толщ друг в друга совершенно постепенный.

В основании карбонатной толщи по северному контакту со сланцами (хребет Каррета) выделяется переходная пачка (60—100 м), сложенная переслаивающимися с глинистыми сланцами известковистыми песчаниками и известняками. На переходящую пачку налегает вышележащая мергелистая свита с тонкими прослойками черных известняков с угловым несогласием в 5—10°. В верхних горизонтах переходной пачки и в основании мергелисто-известковой свиты нередко встречаются хорошо окатанные гальки черных известняков.

На основании литологического сходства указанных пород с фаунистически датированными образованиями соседних районов, мы считаем возможным выделить в карбонатной толще бассейна р. Зесхо две свиты: нижнюю — келловей-нижнекиммериджскую (переходная пачка) и верхнюю — трансгрессивную — титон-неокомскую (известково-мергелистую).

Значительную площадь изученного района занимают также четвертичные аллювиально-делювиальные, моренные и флювиогляциальные отложения.

В тектоническом отношении рассмотренный район входит в складчатую систему южного склона Большого Кавказа, в Казбекско-Лагодехской подзоне.

На протяжении всего периода своего развития Южный склон Большого Кавказа представлял собой геосинклинальную область (подвижную зону) с многочисленными этапами осадконакопления, мощными складкообразовательными и разрывными движениями, сопровождавшимися проявлениями эффузивной и интрузивной деятельностью. Развитие тектонических структур на Большом Кавказе хорошо прослеживается начиная с послетрясового периода.

Геосинклинальный режим здесь существовал в течение палеозоя, юры, мела и нижнего палеогена. Начиная с конца палеогена в большей ее части преобладал геоантиклинальный режим.

В пределах Сванетии эта зона сложена верхнепалеозойско-нижнемезозойскими метаморфизованными породами дизской свиты и рассмотренными выше осадочными образованиями.

В структурном отношении она является типичным антиклинорием, здесь выделяются три крупные сильно сжатые антиклиналы и три синклинали общекавказского простираения.

В число основных складчатых тектонических элементов зоны в области изученного района входят: антиклинорий Сванетского хребта и синклинорий флишевых отложений.

Антиклинорий Сванетского хребта представляет сложную систему; он составлен из двух антиклиналей — верхнесванетской и нижнесванетской, в ядре каждой выступают породы дизской свиты.

В обеих антиклиналях, как по крыльям, так и в области восточного погружения развиваются складки более мелкого масштаба. Ядро флишевого синклинория, расположенного южнее Главного надвига, сложено карбонатными отложениями; его северное крыло является в то же время южным крылом антиклинория Главного хребта, южное же — северным крылом сложного антиклинория Сванетского хребта. Оба крыла флишевого синклинория осложнены вторичными структурными элементами. Наиболее осложненным мелкой складчатостью, является расположенное ближе к главному надвику северное крыло флишевого синклинория. Из этих складок в пределах района встречаются: Цурунгальская антиклиналь, синклинали и антиклиналь Зесхо, простирающиеся с северо-запада на юго-восток.

Из дизъюнктивных дислокаций наиболее важным является надвиг кристаллического субстрата на юрские осадки, выраженный чрезвычайно ясно и простирающийся на СЗ вдоль северной границы сланцевой толщи лейаса, на $290-300^\circ$, и обуславливающий в ней развитие ряда других структурных элементов. Возраст надвига считается третичным.

Сопряженными с указанным надвигом структурно-тектоническими формами являются мелкая складчатость, сланцеватость, трещины скола и разрывы.

Все указанные выше тектонические структуры играют большую роль в пространственном размещении молодых интрузивных пород.

Изученные молодые магматические тела являются секущими по отношению к складчатым структурам.

Относительная последовательность формирования различных структур во времени нам представляется следующим образом: складчатость, надвиг, параллельные надвику трещины, поперечные ему разрывы, северо-восточные ($60-70^\circ$), почти меридиональные ($340-350^\circ$) трещины скола и, наконец, мелкие северо-восточные ($10-30^\circ$) разрывы.

Для молодых интрузивных пород связь их с разрывными тектоническими структурами очевидна. Эти интрузии характеризуются штоковыми и дайковыми формами залегания и представляют собой полнокристаллические интрузивные тела, порфировой структуры, застывшие на небольшой глубине. Поэтому мы их относим к гипабиссальным трещинным интрузиям, формировавшимся в геосинклинальных областях на заключительных этапах их развития.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Кайнозойские образования в пределах исследованного нами района представлены только лишь изверженными породами.

Молодые интрузивные породы образуют ряд разнообразных по составу, условиям залегания и относительному возрасту мелкие интрузивные массивы и дайковые тела гранит-гранодиоритового состава. С ними связаны арсенопиритовые месторождения района.

Залегают эти породы главным образом в глинистых сланцах лейаса, наблюдаются на горе Цурунгал, в верховьях рек Корельдаш, Усахело, Чорох и Тотельдаш. Размещение молодых гранитоидных пород в полосе глинистых сланцев весьма неравномерное, в основном выходы их встречаются вдоль надвига и лишь несколько даек на левом склоне р. Чорох (две дайки мощностью от 3 до 8 м и длиной в 500—700 м), секут также карбонатную толщу верхней юры и нижнего мела.

Пространственное расположение молодых интрузивных пород, как мы уже отмечали выше, определяется, в основном, двумя тектоническими направлениями — параллельными и поперечными по отношению к надвику. С трещинами, поперечными надвику, связаны: крупная Цурунгалская и более мелкие Чорохская и Тотельдашская интрузии и жильные образования гранитного (лейкократового) состава, а с параллельными — многочисленные дайки и дайкообразные тела диоритового и гранодиоритового состава.

Наиболее широко распространенными и выдержанными являются дайки и дайкообразные тела, имеющие северо-западное (280—300°) и почти широтное простирание с крутыми падениями обычно на СВ, реже на ЮЗ. Средняя мощность даек от 4 до 15 м, а иногда и больше. Они протягиваются непрерывно на несколько километров.

Основные направления трещиноватости пород и простирание этих даек и дайкообразных тел совпадают с простиранием Главного надвига.

Дайковые образования северо-западного (280-300°) простирания обнаруживают большое разнообразие в минеральном составе. Здесь различаются следующие группы пород: 1) микродиориты и кварцевые микродиориты, 2) меланократовые диорит-порфириты, 3) кварцевые диорит-порфириты и 4) гранодиорит-порфиры.

Детальное геолого-петрографическое и петрохимическое изучение этих пород доказывает их гибридное происхождение. Так, например, для них характерны взаимные быстрые переходы между отдельными разновидностями, частая смена структур и минерального состава, необычные для нормальных магматических пород ассоциации минералов и другие особенности.

Во всех дайках этой группы встречаются сильно измененные ксенолиты более основного состава, а также вмещающих глинистых сланцев.

Породы эти часто секутся гранит-порфирами массивов (рис. 3, 5), а иногда жильными гранитоидами. Следовательно, по времени обра-

зования они являются наиболее ранними среди магматических пород третичного интрузивного цикла.

В призальбандовых частях этих дайковых образований обычно наблюдаются маломощные зоны контактового метаморфизма.

Трещины, поперечные надвигу, заполнены мелкими интрузивными массивами.

Породы массивов пользуются широким распространением. Один из наиболее крупных обнажается на горе Цурунгал, занимает площадь в 1—2,5 км², второй массив встречен на левом склоне ущелья р. Чорох близ одноименного ледника (площадь 0,026 — 0,04 км²), третий, более мелкий массив, расположен к востоку от Чорохского интрузива на правом склоне долины р. Тотельдаш. Все они представляют разнообразные штоковые тела, вытянутые в СВ направлении и 10 — 30°. Среди этих массивов нами выделяются следующие разновидности пород: I—гибридная более основная фация, представленная гранодиорит-порфирами, адаметеллитами, кварцевыми диоритами, диорит-порфиритами и плагиогранитами и II — магматические образования, продукты кристаллизации нормальной гранитной магмы, двуслюдяные граниты, гранит-порфиры и порфиroidные граниты. Наблюдаются переходы одних разновидностей пород в другие; секущее положение между ними нигде не обнаружено, что указывает на одновременное их формирование. Изменчивый состав внутри одних и тех же массивов объясняется явлениями ассимиляции. Все три гранитоидные интрузии прорывают и метаморфизуют осадочные отложения лейаса, вмещающие дайки и пластовые тела диабазовых порфиритов. Мощность контактовых ореолов вокруг различных массивов колеблется от нескольких десятков до 600 — 700 м.

В некоторых участках гранит-порфиры массивов пересекают дайки гибридных пород и в свою очередь прорываются жильными гранитоидами, на контакте с которыми последние окварцованы и грейзенизированы. Интрузивным породам иногда сопутствуют маломощные апофизы гранит-порфиров, кварц-порфиров, аплитов и пегматитов. Во всех массивах наблюдается большое количество гранитизированных ксенолитов диоритового или более основного состава, а также глинистых сланцев, особенно обильных в приконтактной полосе.

Цурунгалский гранитоидный массив расположен в бассейне р. Зесхо, между ее левыми притоками Корельдаш и Усахело, на абсолютной высоте 2800—3500 м.

Интрузив выходит в северной полосе распространения юрских осадочных отложений и имеет в плане форму штока, вытянутого в С-СВ до Главного надвига. Характерным для Цурунгалской интрузии является ее секущее положение по отношению к Главному надвигу.

Обнаженная часть массива имеет размер 2,5×0,5 км. Однако, следует отметить, что массив неодинаково обнажен, и местами (восточный склон) встречаются останцы кровли интрузива. Мощность кровли иногда достигает 80—100 м (рис. 2). Контакты с вмещающими породами обычно резкие, но иногда постепенные, с образованием гранитизированных роговиков. На юго-восточном участке контакт имеет более ровный мелкоизвилистый контур, нежели северо-западный. Здесь наблюдаются несколько мелких апофиз секущих диорит-порфиритовую дайку.

Падение контактов массивов крутое, причем северо-западный контакт падает под углом 50—60°, а юго-восточный 70—80°. Азимут падения вмещающих глинистых сланцев на участке массива составляет ЮЗ 215—220°, ↗65—70°.

В теле интрузива близ контактов и в верхних частях его под крышей, встречаются крупные участки меланократовых включений представляющих ксенолиты вмещающих пород и даек диорит-порфиров, причем эти последние в большинстве случаев имеют неправильные, вытянутые лентообразные или округло-овальные формы.

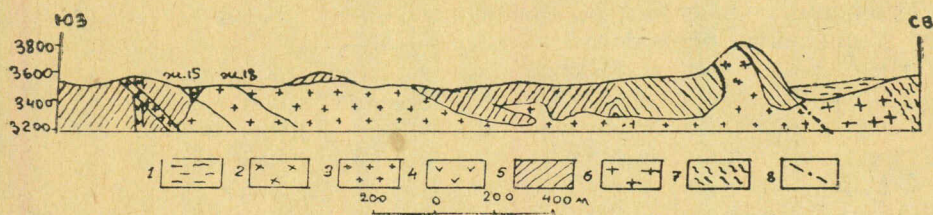


Рис. 2. Зарисовка обнажения Цурунгальских гранит-порфиров на правом склоне р. Усахело. Зарисовано с водораздела рек Усахело и Чорох. 1 — ледники; 2 — кварцевые порфиры; 3 — гранит-порфиры Цурунгальского массива; 4 — диорит-порфиры; 5 — глинистые сланцы; 6 — палеозойские граниты; 7 — кристаллические сланцы; 8 — линия надвига.

В массиве и прилегающем к его контактам ореоле глинистых сланцев наблюдается множество мелких кварцево-турмалиновых и рудных жил.

На территории интрузива встречаются также многочисленные дайковые образования гибридных пород и жильных гранитоидов (рис. 3).

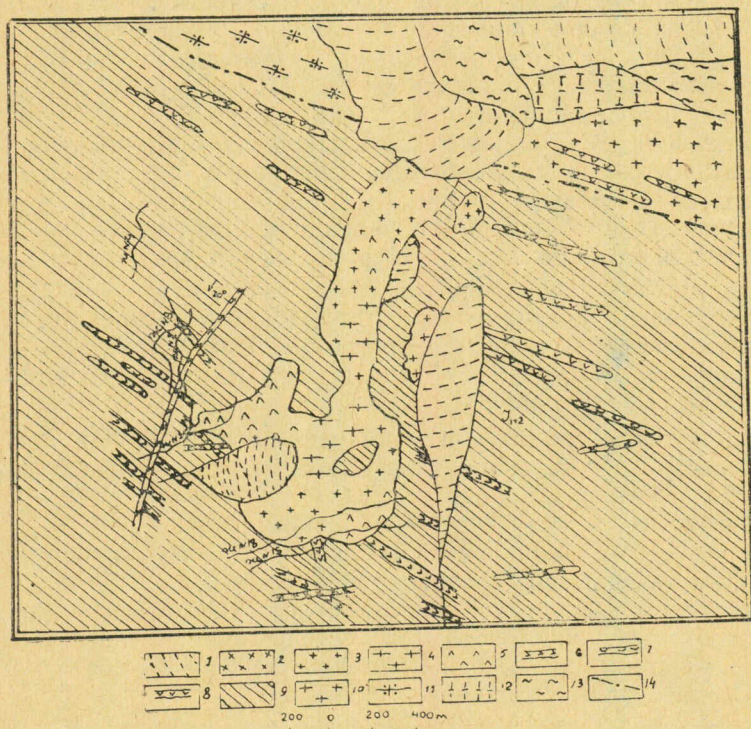


Рис. 3. Схема геологического строения Цурунгальского интрузива. 1 — ледники; 2 — кварцевые порфиры, аплитовидные граниты, жильные гранит-порфиры; 3 — гранит-порфиры; 4 — порфиroidные граниты; 5 — гранодиорит-порфиры; 6 — диорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры; 7 — жильные гранодиорит-порфиры; 8 — диабазы и диабазовые порфиры; 9 — глинистые сланцы лейаса; 10 — палеозойские гранитоиды; 11 — палеозойские порфиroidные граниты; 12 — гнейсы; 13 — биотитовые сланцы; 14 — линия Главного надвига.

Интрузив сложен биотитовыми среднезернистыми гранит-порфирами, порфиroidными гранитами и гранодиорит-порфирами. Среди них гранит-порфиры составляют количественно наиболее преобладающую разность, слагая главную массу Цурунгальского интрузива. Порфиroidные граниты пользуются сравнительно ограниченным распространением, количественно подчинены гранит-порфирам и представляют фациальную разновидность этих последних и часто встречаются в центральных частях массива.

Гранодиорит-порфиры слагают небольшие участки среди гранит-порфиров, без какой-либо закономерности в расположении. Наблюдается некоторая приуроченность их к краевым частям массива (рис. 3).

Между этими разностями существуют переходные типы и нигде не установлено явление прорывания одних гранитов другими или резкие их контакты; это обстоятельство позволяет с уверенностью говорить об одноактном внедрении интрузива. Колебания гранит-порфиров в составе описанного тела объясняются явлениями ассимиляции и неодинаковой степенью переработки гранитной магмой вмещающих пород.

Все разновидности пород массива характеризуются лейкократовым обликом, что затрудняет разделение их в поле, в связи с чем пространственное размещение в массиве указанных на карте разновидностей удалось лишь после просмотра под микроскопом многочисленных шлифов, и границы их являются сугубо условными.

Чорохский массив выступает в средней части левого склона вершины г. Чорох близ одноименного ледника. Район интрузива сложен сланцами лейаса, с многочисленными маломощными дайками диабазов. Интрузив занимает площадь около 0,04 км² (150×300 м) и представляет собой неправильной формы округлое тело (рис. 4), вытянутое в СВ направлении, с приближением к широтному. Подобно Цурунгальскому массиву, контакты неровные, извилистые, но в общем удается установить крутые падения порядка 70—80° в обе стороны. Контактный ореол в сланцах и масштабы проявления постмагматической деятельности значительно меньше, чем у Цурунгальского интрузива.

Массив сложен двуслюдяными гранитами и плагиогранитами. Двуслюдяные граниты занимают большую часть интрузива, несмотря на близость этих пород к порфиroidным гранитам. Структурные и некоторые минеральные особенности чорохских гранитов заставляют выделить их в особую группу.

Плагиограниты макроскопически сходны с двуслюдяными гранитами, отличаясь от них лишь более темным цветом, вызванным несколько большим содержанием биотита. Они локализируются в основном в краевых частях массива (рис. 4), но иногда встречаются и в центральных в виде маломощных обособлений. С окружающими гранитами породы связаны постепенными переходами. Появление в массиве плагиогранитов, вероятно, связано с ассимиляцией вмещающих пород гранитной магмой; об этом свидетельствует нахождение в теле интрузива многочисленных гранитизированных меланократовых ксенолитов, а также обломков глинистых сланцев.

Тотельдашский шток гранит-порфиров обнажен на левом склоне одноименной реки. Размеры его меньше 50×60 м; вытянут он также в северо-восточном направлении, с приближением к широтному. Помимо главного выхода, к западу и к северу вплоть до главного надвига, мелкими пятнами выступают отдельные округло-овальные тела молодых интрузивных пород гранитового состава.

Тотельдашский массив контактирует и рвет гибридную гранодиорит-порфиroidную дайку мощностью в 10 — 15 м (рис. 5). Вокруг контактов последняя претерпевает гранитизацию и приобретает лейко-

кратовый облик. Вдоль юго-западной границы этой дайки, в контакте с глинистыми сланцами имеется полоса магматической брекчии мощностью в 8—9 м. Брекчия содержит обломки всех пород, обнажающихся

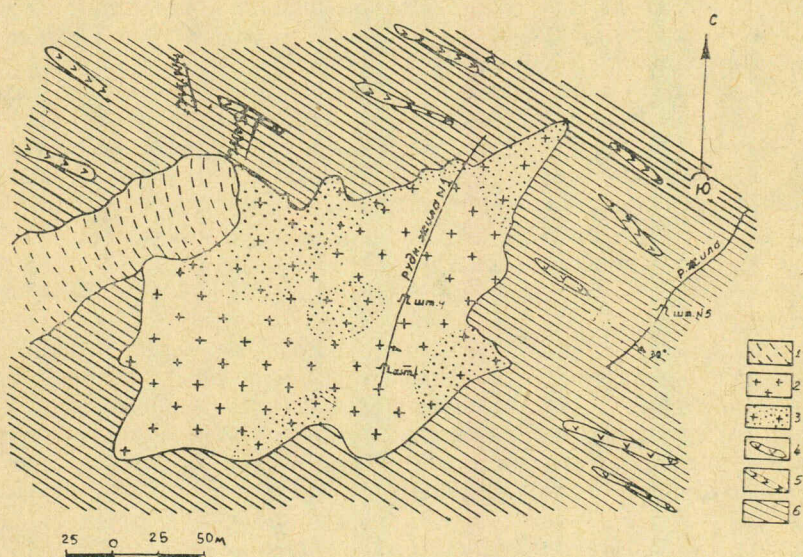


Рис. 4. Схема геологического строения Чорохского интрузива, 1 — ледники; 2 — двуслюдяные граниты; 3 — плагиограниты; 4 — дайки диорит-порфиритов; 5 — дайки диабазов; 6 — глинистые сланцы лейаса.

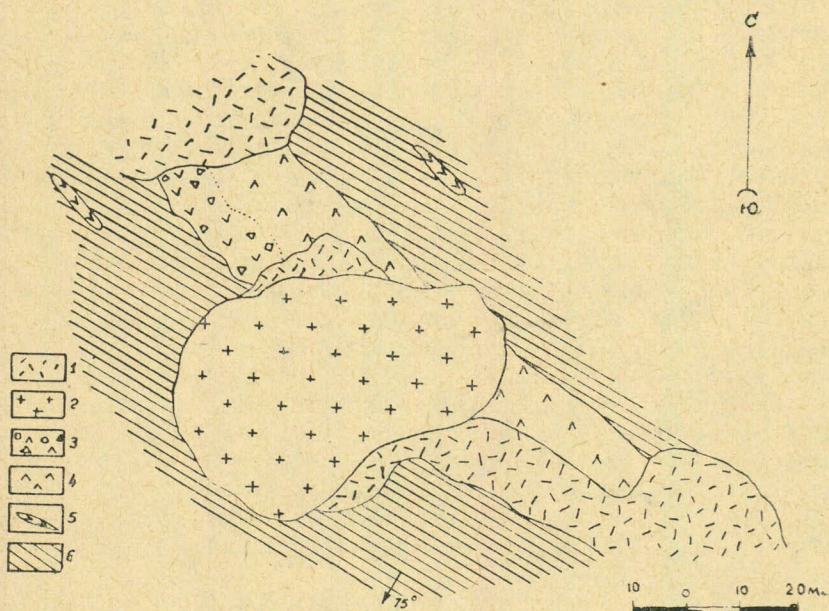


Рис. 5. Схема геологического строения Тотельдашского интрузива. 1 — осыпи; 2 — гранит-порфириты; 3 — магматическая брекчия; 4 — гранодиорит-порфириты; 5 — диабазы и диабазовые порфириты; 6 — глинистые сланцы лейаса.

в районе, за исключением молодых гранит-порфиров. Цемент брекчии имеет гранодиоритовый состав. Контакт магматической брекчии с гранит-порфировой дайкой постепенный.

Масштабы контактового метаморфизма и рудопроявления, связанные с Тотельдашским массивом, небольшие.

Сравнительно меньшим распространением пользуются жильные гранитоиды. Залегают они в виде небольших даек размером от 0,5 до 4—6 м обычно в глинистых сланцах лейаса, а иногда и в массивах. Основные направления их совпадают с близширотным (восток-северо-восток 70—80°, с падением на СЗ под углом 70°, реже на ЮЗ); изредка (участок Корельдаш) с меридиональным (СЗ 350—355°) и СВ 10—20° простиранием с крутыми падениями. По времени формирования они относятся к числу наиболее поздних из молодых интрузивных образований, так как секут дайки гибридных пород, а иногда и массивы.

Среди жильных гранитоидов мы выделяем: лейкократовые жильные граниты и гранит-порфиры, кварцевые порфиры, аплитовидные граниты, аплиты и пегматиты; последние имеют весьма незначительное распространение.

Все эти породы по своему минеральному составу и петрохимическим особенностям очень близко стоят к гранит-порфирам массивов. Так же, как и для последних, для них характерна резкая пересыщенность глиноземом, малое содержание окиси кальция и магния, постоянное присутствие борсодержавшего минерала турмалина. Эти факты дают основание считать их генетически связанными с единым магматическим очагом. Вместе с тем жильные гранитоиды выявляют некоторые свойственные им отличительные признаки: сравнительно высокое содержание кремнекислоты и низкое окиси кальция и магния, а также более повышенная роль летучих компонентов, выражающаяся в интенсивном развитии турмалинизации и процессов грейзенизации в контакте этих пород.

Таким образом, полевые наблюдения и микроскопические изучения контактов магматических образований позволяют наметить следующую последовательность формирования пород. Сначала внедрились ныне гибридные кварцевые диориты, диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры, заполняющие широтные трещины и играющие количественно ведущую роль; позднее поперечные к падению разрывы заполняются гранитами (Цурунгальская, Чорохская и Тотельдашская интрузии) и, возможно, некоторыми жильными гранитами. На их более позднее образование указывает секущее положение Цурунгальского гранит-порфира к линии надвига, а также даек диорит-порфиритов и кроме того обилие ксенолитов этих последних и гранитах массивов. Далее, по трещинам северо-восточного направления внедряются лейкократовые жильные граниты, кварцевые порфиры и аплитовые граниты. Они секут и смещают все другие интрузивные породы (рис. 6).

Следовательно, в исследованном нами районе намечается определенная закономерность в развитии молодого интрузивного процесса. Первыми формируются более основные гранитоиды, представленные гибридными диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами; за ними следуют биотитовые граниты мелких интрузивов и, наконец, наиболее кислые гранитоиды, т. е. развитие молодого магматизма имеет направленный характер от более основного состава пород к более кислому (табл. 1).

Следует отметить, что промежуток времени между последовательными фазами внедрения интрузии был небольшим, свидетельством чему могут служить тесная пространственная связь различных петрографических типов пород с одними и теми же структурами, а также быстрые и постепенные переходы между отдельными разновидностями пород.

Время формирования молодых интрузий Южного склона Большого Кавказа пока еще не установлено. Можно уверенно говорить только о послееюрском или посленижнемеловом их возрасте. Однако, исходя из предположения о третичном возрасте надвига и данных определения аб-

солютного их возраста, допускается третичный возраст этих интрузий. Отмечается, что Цурунгальский интрузив сечет плоскость Главного надвига и переходит на северный склон. Подтверждением этого положения некоторые геологи (А. Д. Ершов и А. В. Копелиович, 1941) упоминают находку Д. С. Белянкиным (1915) в моренных отложениях ледника Дых-су анортотлазового гранита.

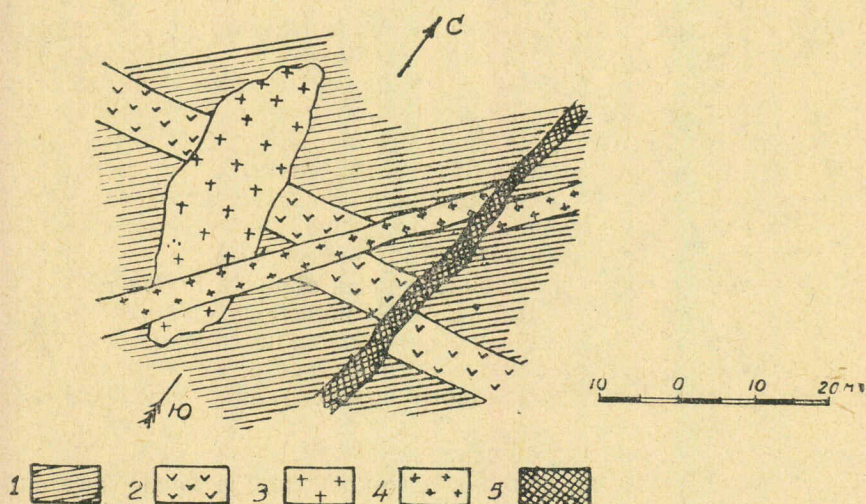


Рис. 6. Схема взаимного пересечения даек диорит-порфирита, гранит-порфира, аплитовидного гранита рудной жилы. 1 — глинистые сланцы лейаса; 2 — дайка диорит-порфирита; 3 — штук гранит-порфира; 4 — дайка аплитовидного гранита; 5 — рудная жила.

Таблица 1

Последовательность формирования молодых интрузивных пород района сел. Цана

Интрузивные фазы	Горные породы	Форма залегания и размеры в современном эрозионном срезе	Примечание
1-я	Микродиориты и кварцевые микродиориты, меланократовые диорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры	Крупные дайкообразные тела и дайки северо-западного ($280-300^\circ$) почти широтного простирания. Мощность 4—15 м и более. Протяженность 6-7 км и более	
2-я	Гранит-порфиры, плагиограниты, двуслюдяные граниты, гранит-порфиры порфирировидные граниты	Мелкие штокообразные тела северо-восточного ($10-30^\circ$) простирания. Мощность от $2 \times 0,5$ км до 600×50 м	Второй стадии иногда сопутствуют апофизы гранит-порфириров, аплитов и пегматитов
3-я	Жильные лейкократовые граниты и гранит-порфиры, аплитовидные граниты, кварцевые порфиры, аплиты и пегматиты	Дайки малой мощности и мелкие жилы северо-восточного ($60-70^\circ$) и меридионального ($340-350^\circ$) простирания. Мощность от 2—3 до 4—6 м. Протяженность то 1—2 м до 3—4 км	

Л. А. Варданянц (1937) среди молодых интрузий Большого Кавказа различает пять возрастных типов. Самыми молодыми (плиоценовыми) образованиями он считает интрузии горы Тепли и Сонгути-Дон. Они обнажаются по линии тектонического контакта древних гранитоидов и юрских сланцев. По минеральному составу они соответствуют гранитам и гранодиоритам. Многие исследователи (К. Г. Кузнецов, 1933; А. Д. Ершов, 1938; К. И. Чичинадзе, 1945; В. П. Петров, 1955 и др.) с этими интрузиями отождествляют Цурунгальскую интрузию и, таким образом, разделяют мнение о их плиоценовом возрасте.

Г. М. Заридзе (1944, 1948) в результате изучения сванетских молодых интрузий находит, что наиболее молодым проявлением в этой области являются дацитовые массивы гор Кароби и Цурунгал. По представлению автора, оба выхода интрузивов секут полосу надвига кристаллического субстрата и, следовательно, представляют собой более молодые, чем надвиг, образования. Внедрение дацитов автор допускает как в верхнем мелу, так и в верхнетретичное время.

Абсолютный возраст переданного нами образца породы Цурунгальского интрузива, определенный М. М. Рубинштейном (1958), дал цифру 48 млн. лет, что соответствует верхней половине эоцена.

Данные определения абсолютного возраста, по нашему мнению, являются подтверждением молодого возраста интрузивов района сел. Цана.

Формирование молодых гранитоидов исследованного нами района, как трещинных интрузий, должно было происходить после прекращения на Южном склоне Большого Кавказа геосинклинального режима и перехода его к полуплатформенным условиям развития, обуславливающим образование глубинных разломов регионального масштаба. Таким периодом, вероятнее всего, был миоцен, что согласуется с представлениями большинства исследователей Кавказа (Г. Д. Аджирей, 1953; К. Н. Паффенгольц, 1959; Г. А. Твалчрелидзе, 1958; Ю. К. Половинкина, 1960 и др.), считавших, что преобразование геосинклинали и формирование основной структуры Кавказа происходит в миоцене и, частично, в плиоцене.

Таким образом, молодой возраст гранитоидных интрузий района сел. Цана не должен вызывать сомнений.

Принимая все вышеизложенное во внимание, а также учитывая наличие среди молодых интрузивных образований рассмотренного нами района многообразных типов пород, различающихся друг от друга как по минеральному составу, так и по относительному возрасту, и сравнительно небольшой промежуток времени между отдельными фазами внедрения интрузий, мы предполагаем, что неоинтрузивный процесс начался в нижнем миоцене и закончился в верхнем миоцене, возможно, в плиоцене.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД

ГИБРИДНЫЕ ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ

Кварцевые микродиориты и микродиориты

Породы этой группы встречаются в ущельях рек Усахело, Корельдаш, в верховьях рек Тотельдаш и Мачхапар. Залегают они среди глинистых сланцев лейаса в виде самостоятельных дайкообразных тел мощностью от 2 до 5—8 м. Протяженность даек нередко достигает нескольких сотен метров. Иногда они встречаются среди даек порфиритов преимущественно в центральных частях, представляя их фациальную разновидность.

Кварцевые микродиориты представляют собой темно-коричневые с фиолетовым оттенком мелкозернистые породы, лишенные порфировых вкрапленников. Они состоят главным образом из плагиоклаза, биотита и кварца. Количество кварца варьирует в больших пределах, и в зависимости от его содержания эти породы могут быть названы кварцевыми микродиоритами или микродиоритами.

Из аксессуаров в большом количестве встречаются апатит, реже сфен, магнетит и в единичных случаях циркон.

Вторичные изменения выражаются в слабом развитии хлорита (пеннина) и эпидота. Под воздействием молодых интрузий появляется вторичный биотит, хлорит, карбонат, эпидот, серицит, иногда также рудные минералы — пирит и арсенопирит.

Структура кварцевых микродиоритов обычно гипидиоморфная, иногда микропризматическая.

Плагиоклаз содержится в большом количестве, преобладает над другими минералами. Обычно создает тонкие, удлинённой призматической формы идиоморфные кристаллы; часто сдвойникован; наблюдаются простые, иногда полисинтетические двойники. Состав плагиоклаза колеблется от олигоклаза № 23 до кислого лабрадора № 50, с преобладанием андезина № 35—40.

Кварц содержится в непостоянных количествах; он то исчезает полностью (в микродиоритах), то появляется в виде ксеноморфных кристаллов (в кварцевых микродиоритах), с зазубренными краями, заполняющих промежутки между призматическими зёрнами плагиоклаза, как бы цементируя их.

Биотит встречается в большом количестве в виде мелкочешуйчатого агрегата, распыленного по всей породе, и иногда в виде удлиненных чешуек. В некоторых образцах нередко встречаются отдельные скопления чешуек биотита, особенно вокруг рудных минералов. Биотит плеохроирует от ярко-коричневого цвета до темно-коричневого по Ng и до бледно-соломенно-желтого по Np, нередко он содержит включения апатита и циркона.

Характерным для этих пород является наличие во всех образцах большого количества апатита. В образцах, претерпевших влияние постмагматических растворов, иногда встречаются рудные минералы—пирит и арсенопирит; скопления рудных минералов постоянно окаймляются свежееобразованным вторичным биотитом.

Количественно-минеральный состав микродиоритов и кварцевых микродиоритов приводится в таблице 2.

Таблица 2

Средний количественно-минеральный состав микродиоритов и кварцевых микродиоритов

№ обр.	Порода	Содержание минералов в объемных %				Сумма	Количество подсчетов
		кварц	плагиоклаз	биотит	прочие		
35	Микродиорит	—	64,5	34,3	1,2	100	3
35a	„	0,88	63,1	33,92	2,1	100	4
128	Кварцевый микродиорит	9,1	62,8	25,2	2,9	100	2
128a	„	11,2	60,3	24,4	4,1	100	5

Меланократовые диорит-порфириты

Эта разность пород в виде даек и отдельных линзовидных тел развита в ущельях рек Корельдаш и Усахело. Иногда они встречаются вместе с другими диоритовыми породами, представляя их фациальную

разновидность, обособляясь иногда среди некоторых даек в виде шшироподобных и линзовидных образований, реже в виде неправильных участков. Мощность даек варьирует от 1 до 3-4 м. Простираются они на СЗ 290—310—320°, с падением на С-СВ от 50 до 80°. Меланократовые диорит-порфиры представляют собой темно-коричневые до буровато-серого с фиолетовым оттенком породы порфирового сложения.

Главными пороодообразующими минералами являются: плагиоклаз, биотит, реже кварц, еще реже калишпат. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом, в единичных случаях цирконом и очень редко турмалином.

Из вторичных минералов шшироким развитием пользуются хлорит, кальцит, эпидот, серицит и рудные минералы.

Структура породы порфировая, с гипидиоморфной основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом и биотитом и в единичных случаях кварцем. Размер их варьирует от 0,5 до 2 мм. Размер зерен основной массы варьирует от шшироко мелкозернистой (0,01 мм) до среднезернистой (0,9 мм); иногда микролиты плагиоклаза создают флюидальную текстуру.

Плагиоклаз обычно образует крупные порфировые вкрапленники, часто сдвойникованные, иногда она создает двойниковые триады, состоящие обычно из нескольких индивидов с плоскостью срастания (010). Результаты ее измерения указывают на плагиоклаз № 38.

Для определения номера плагиоклаза использована диаграмма Л. А. Варданянца (в кн. Н. А. Елисеева, 1956).

Очень часто наблюдается зональность плагиоклаза, однако нормальная зональность для плагиоклаза данных пород не характерна. Значительно чаще встречается зональность обратная или с рекурренцией (рис. 7).

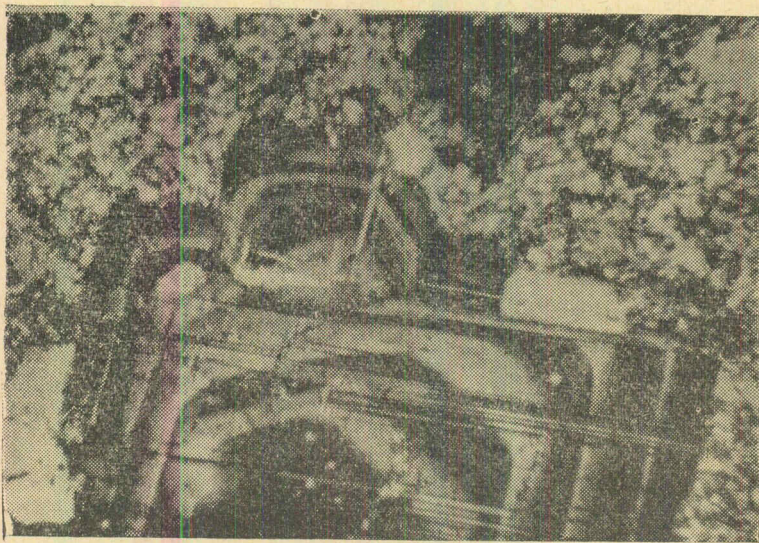


Рис. 7. Рекуррентная зональность плагиоклаза в меланократовом диорит-порфире. Шлиф 37в. Николи +, увел. 30.

Число зон обычно не превышает 5—6, в отдельных случаях доходит до 8—10 и более. В одном случае нами измерялся сдвойникованный зональный плагиоклаз с обратной зональностью, с чередованием зон следующего состава:

пл. № 20 → 28 → 30 → 28 → 30 → 48

Нередко в породе попадаются более основные плагиоклазы (№ 55 — 60).

Средний состав плагиоклазов меланократовых диорит-порфиритов, как показывают многократные измерения триад и сдвойникованных кристаллов (не зональных), колеблется от № 30 до № 38. Состав плагиоклазов основной массы кислее фенокристаллов. Средний состав их варьирует от № 20 до № 28.

Биотит содержится в большом количестве как во вкрапленниках в виде изометричных табличек, так и в основной массе. Размер вкрапленников биотита колеблется от 0,9 до 1,5 мм, а основной массы не превышает 0,03 мм. Биотит плеохроирует от почти бесцветного, бледно-желтого, до светло-коричневого цвета. Измерение преломления биотита иммерсионным методом показало $n_g = 1,646 = 1,648$, что соответствует (50—52% Fe) разности биотита, бедной железом—флогопиту.

В некоторых разностях меланократовых диорит-порфиритов количество биотита в основной массе повышается до 20% от общей массы породы и тогда эти разности приобретают темно-бурый или почти черный цвет.

Кварц встречается редко, в единичных случаях он в плагиоклазах образует пойкилитовые вроски. Иногда в основной массе мелкие его кристаллы создают мозаичную структуру, образуя скопления, жилки и гнезда.

Калишпат встречается исключительно редко. В периферических частях зональных плагиоклазов он иногда образует псевдоантипертитовые вроски причудливой формы.

Результаты пересчета количественно-минерального состава меланократовых диорит-порфиритов приводится в таблице 3.

Таблица 3
Количественно-минеральный состав меланократовых диорит-порфиритов

№ обр.	Порода	Содержание минерала в объемных %						Сумма	Количество подсчетов
		основная масса, содержащая плагиоклаз и биотит	плагиоклаз	биотит	кварц	калишпат	аксессуары и рудн.		
27	Меланократовый диорит-порфирит	72,3	18,2	6,5	0,1	0,1	2,8	100	4
37a	"	74,1	16,8	4,4	0,2	—	4,3	99,8	5
334	"	75,6	15,3	5,1	—	0,2	3,8	100	3
927	"	73,5	19,7	5,2	—	0,15	1,45	100	5

Кварцевые диорит-порфириты

Дайки кварцевых диорит-порфиритов обнажаются почти во всех ущельях рек изученного района — Корельдаш, Усахело, Чорох и Тогельдаш. Они пользуются большим распространением, чем вышеописанные породы. Их мощности в среднем составляют 5—15 м. Иногда встречаются мелкие апофизы и жилки мощностью в 20—50 см. Простирание даек обычно широтное или близкое к нему — СЗ 280—300°, с падением за С-СВ под углом от 50 до 80°. Протяженность даек от нескольких сотен метров до 5—6 км. Лучшее всего они изучены на западном склоне горы Цурунгал (участок Корельдаш), где отчетливо видно пересечение дайки кварцевых диорит-порфиритов дайкой кварцевого порфира.

Довольно часто вблизи контактов встречаются мелкие (1—3 см) ксенолиты вмещающих пород. Столь же часто в дайках наблюдаются

более меланократовые и более основные участки. В контактах с этими участками видно, как кварцевые диорит-порфиры становятся несколько более меланократовыми и неоднородными по составу. Нередко в этих же дайках встречаются шаровидные, линзовидные или овальной формы лейкократовые обособления.

Кварцевые диорит-порфиры представляют собой плотные массивные породы от светло-серого до темно-коричневатого цвета, с порфировой структурой. Часто они связаны постепенными переходами с меланократовыми диорит-порфирами.

Для этой группы пород в целом характерны: резко выраженная структурно-текстурная неоднородность, непостоянство минерального состава и, особенно, количественных отношений и размера породообразующих минералов. Микроструктура пород также очень разнообразна — от сильно мелкозернистой до среднезернистой. Под микроскопом видно, что более мелкозернистые (около 0,1 мм) участки состоят из зонального плагиоклаза и большого количества мелкочешуйчатого биотита, в других, обычно более крупнозернистых (величина зерен 1 мм и более), биотит почти исчезает (рис. 8), к плагиоклазу присоединяются калишпат и кварц и иногда появляется микропегматит.

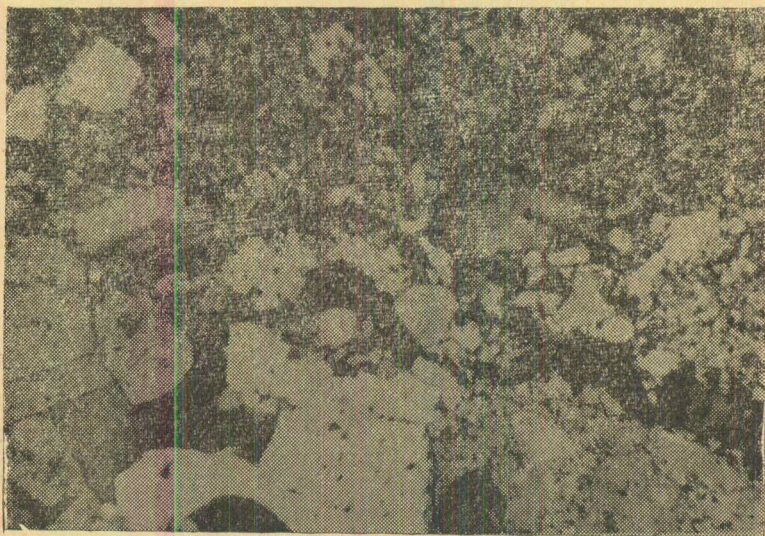


Рис. 8. Мелкозернистые меланократовые и крупнозернистые лейкократовые участки в кварцевом диорит-порфирите. Шлиф 316. Николи +, увел. 30.

Структура породы порфировая с гипидиоморфной основной массой. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, кварц и биотит. Основная масса состоит из тех же минералов, но как во вкрапленниках, так и в основной массе количество этих минералов сильно варьирует. Плагиоклаз преобладает среди вкрапленников, кварц же во вкрапленниках имеет подчиненное значение. Особенно непостоянно количество биотита, в результате чего порода принимает то лейкократовый (рис. 8, крупнозернистый участок), то меланократовый облик (рис. 8, мелкозернистый участок).

Второстепенным минералом является калишпат, который появляется в некоторых разностях в достаточно малом количестве.

Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, кальцитом и рудным минералом.

Из аксессуарных минералов наблюдаются апатит, сфен, циркон и очень редко турмалин.

Плагиоклазы кварцевого диорит-порфирита представлены кристаллами двух типов: а) тонко или широко прямолинейно сдвойникованными кристаллами, часто создающими триады и б) зональными двойниками. Размер тех и других образований колеблется от мелких зерен (0,1 мм) до крупных (1,8-2 мм). Особенно крупные зерна создают зональные кристаллы. Наряду с нормальной зональностью часто встречается обратная зональность с ясными оптическими различимыми зонами. Число зон обычно достигает 6—8, а иногда доходит до 12—15. Мощность отдельных зон также сильно варьирует от 0,1 до 0,6—0,8 мм. Границы между зонами большей частью резкие, но иногда постепенные, расплывчатые, с извилистыми контурами.

Один из зональных кристаллов округленной формы во внутренних зонах обнаружил более кислый состав, нежели в периферических. Последовательность составов этих зон следующая:

п. № 25 (ядро) → 30 → 26 → 33 → 39 → 45 (периферия)

При измерении вкрапленника плагиоклаза с нормальной зональностью обнаруживается такое чередование зон:

п. № 55 (ядро) → 27 → 40 → 38 → 35 → 32 → 30 (периферия).

Очень часто вкрапленники плагиоклазов создают двойниковые триады. В них обычно срastaются 4—6 индивидов, большей частью встречаются триады альбитового типа (рис. 9). Результаты исследования на Федоровском столике триады альбитового типа из богатых биотитами разностей пород приведены в таблице 4.

Плагиоклазы из лейкократовых разностей кварцевых диорит-порфиритов оказались бедными анортиновой молекулой и представлены олигоклаз-андезитами № 28—31.

Таким образом, многочисленные измерения показали, что состав плагиоклазов сильно варьирует от № 20—30 до № 55—60 с преобладанием для бедных слюдой разностей пород № 28 — 30, а для богатых биотитом № 35—38.

Микролиты основной массы также показали изменчивый характер состава. Здесь встречаются плагиоклазы от № 18 до № 28, но иногда и альбиты № 5—10.

Появление альбита в основной массе, вероятно, связано с автоматоморфическими процессами.

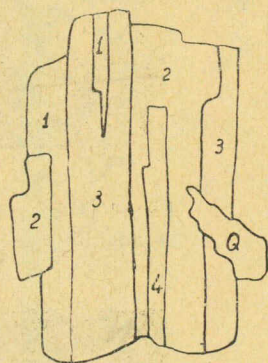


Рис. 9. Двойниковая триада альбитового типа порфиривого вкрапленника плагиоклаза в кварцевом диорит-порфирите. Зарисовка из шлифа.

Таблица 4
Результаты измерения триады альбитового типа

Индивиды	Ng	Nm	Np	Двойниковый закон	№ плагиоклаза
1 + 2; 3 + 4	15°	75°	90°	+ (010)	35
1 + 4; 2 + 3	90°	83°	7°	+ (100)	37
1 + 2; 3 + 4	72°	20°	82°	$\frac{+ [100]}{(010)}$	38

Иногда вокруг зерен плагиоклаза наблюдается скопление биотитов, создавая «глазки» разной величины. Нередко в краевых частях зонального плагиоклаза встречаются останцы резорбированных основных плагиоклазов (рис. 10), при этом краевые зоны приобретают основной характер.

Биотит встречается среди вкрапленников в виде идиоморфных табличек и неправильных пластинок. Размер их колеблется от 0,5 до 1 мм. Плеохроизм резкий, от бледно-желтого до светло-коричневого цвета. В основной массе породы наблюдаются мелкие вытянутые чешуйки биотита, размер которых почти никогда не превышает 0,01—0,03 мм.



Рис. 10. Резорбированный останец основного плагиоклаза в зональном плагиоклазе кварцевого диорит-порфирита. Шлиф 55а. Николи +, увел. 54.

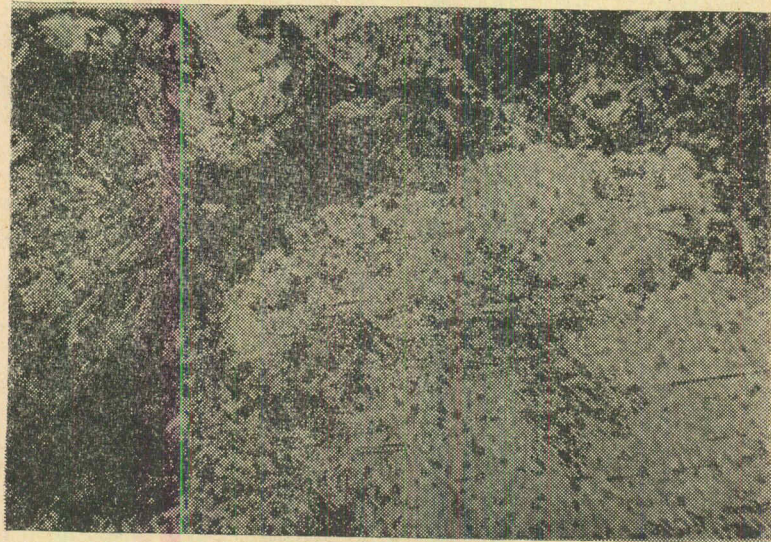


Рис. 11. Скопление чешуек биотита вокруг зерен плагиоклаза. Шлиф 459. Без анализатора. Увел. 64.

Измерение показателя преломления иммерсионным методом показало $N_g = 1,650$, что соответствует маложелезистому биотиту.

Весьма характерным для биотитов является скопление их вокруг плагиоклазовых (рис. 11) и кварцевых (рис. 12) зерен. Это явление имеет весьма широкое развитие в кварцевых диорит-порфиритах.

Кварц содержится во вкрапленниках в незначительном количестве. Он составляет большую часть основной массы, где обычно представлен тончайшими изометрическими зернышками размером от 0,01 до 0,3 мм. Кварц вкрапленников образует изометрические кристаллы, размер которых колеблется от 0,5 до 1 мм. Очень часто очертания зерен вкрапленников кварца неправильные, округлые, со следами оплавления, нередко осложненные бухтообразными втеками основной массы.

Погасание кварцевых зерен нормальное, но иногда встречаются зерна с слегка волнистым погасанием.

Во многих образцах помимо кварца первой генерации встречаются фенокристаллы кварца более позднего происхождения, который

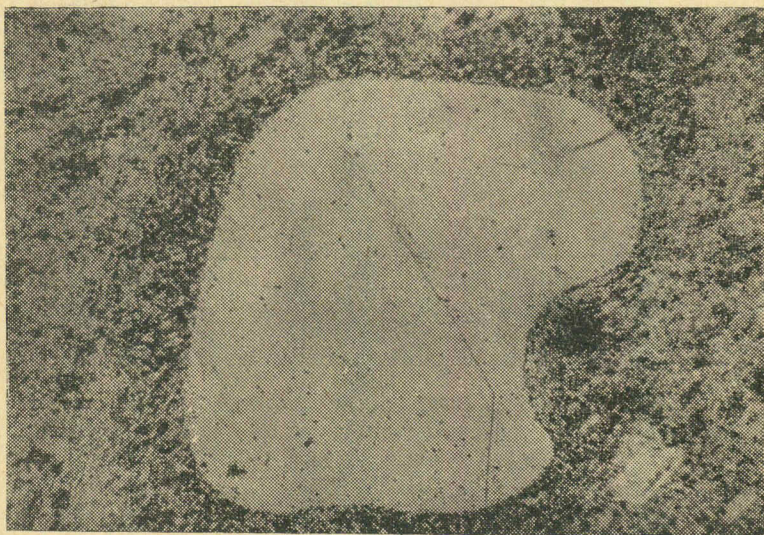


Рис. 12. Скопление биотита вокруг вкрапленников кварца. Шлиф 316. Без анализатора. Увел. 30.

включает в себя ранее выделившиеся кристаллы кварца, плагиоклаза и чешуйки биотита. Характерным является развитие на периферии позднего кварца скоплений биотита или его каемок.

Подобные образования, известные под названием «кварцевых глазков», описывались А. Н. Заварицким (1937), Харкером (1937) и др. Указанные исследователи рассматривают эти образования как секреции, происшедшие при воздействии кислой магмы на основные породы. Способ образования кварцевых глазков, по их мнению, еще недостаточно ясен. Однако они предполагают, что кварц таких глазков является поздним, но не вторичным минералом, образованным из гибридного, обогащенного Са-Mg расплава. Кремнезем и щелочные элементы обособлялись в участках, подобных полостям, при полной ассимиляции мелких ксенолитов и выделении довольно большого количества растворенных летучих составных частей. В нашем случае это подтверждается наличием в периферических частях кварцевых фенокристаллов, окаймленных биотитом, большого количества газовых пузырьков и мелких кристаллов апатита (рис. 13).

Таким образом, мы разделяем мнение о выделении подобных зерен кварца из гибридной магмы на более поздней стадии кристаллизации расплава.

Калиевый полевой шпат пользуется умеренным распространением. Однако, в некоторых бедных биотитами разностях содержится в довольно большом количестве и встречается обычно в основной части, где чет-

ко выделяется по дисперсному эффекту среди кварца и плагиоклаза. В этих образцах часто калишпат и кварц образуют эвтектические участки с микрографической (микропегматитовой) структурой, а иногда создает антипертитовые вrostки причудливой формы среди краевых зон зонального плагиоклаза.

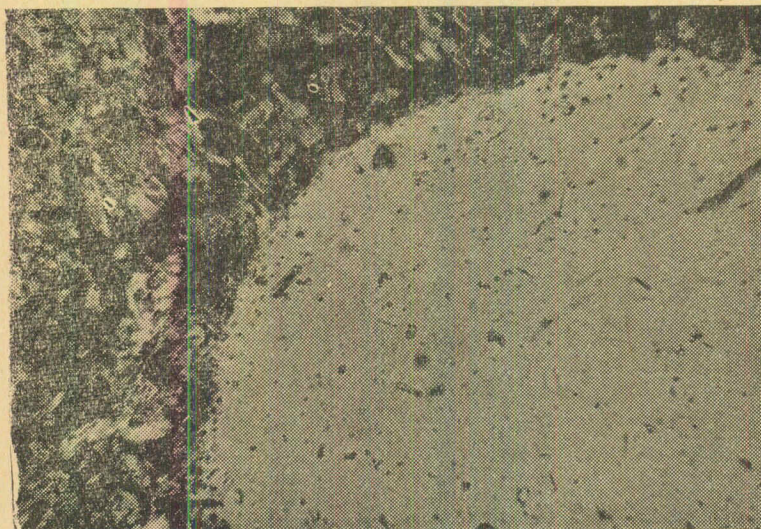


Рис. 13. Скопление газовых пузырьков и игольчатых кристалликов апатита в периферической части кварцевого зерна, окаймленного биотитом. Шлиф 316. Николи +, увел. 120.

Результаты пересчета минерального состава кварцевых диорит-порфиров приводятся в таблице 5.

Таблица 5

Количественно-минеральный состав кварцевых диорит-порфиров

№ обр.	Порода	Содержание минерала в объемных %						Сумма	Колич. подсчетов
		вкрапленники				калишпат	акцессорные и рудные		
		основная масса	плагиоклаз	биотит	кварц				
331	Кварцевый диорит-порфирит (меланократовая разность)	70,1	13,2	12,1	0,9	—	3,6	99,9	3
429	Кварцевый диорит-порфирит	72,3	15,2	9,5	1,0	—	2,0	100	5
441	Кварцевый диорит-порфирит	69,5	16,4	6,4	2,9	0,1	3,7	99,0	4
927	Кварцевый диорит-порфирит	75,7	10,6	6,6	2,1	3,4	1,6	99,4	4
1102	Кварцевый диорит-порфирит (лейкократовая разность)	64,9	6,1	4,2	3,4	9,6	1,8	90,0	5

Из таблицы 5 видно, что в породах очень часто меняется соотношение количества вкрапленников и основной массы, сильно изменчив также минеральный состав.

Гранодиорит-порфиры

Эти породы имеют сравнительно широкое распространение. Слагают они крупные дайкообразные тела и дайки мощностью от 5—6 до 8—12 м. Выходы их встречаются в верховьях рек Корельдаш, Усахело, Чорох и Тотельдаш.

Простираение даек широтное и близкое к нему СЗ 275—300°, с падением на СВ под углом 50—80°. В единичных случаях попадаются меридиональные дайки, но они небольшого размера и быстро выклиниваются. Протяженность даек от десятков-сотен метров до нескольких километров. Часто наблюдается пересечение даек гранодиорит-порфиров жильными гранит-порфирами и кварцевыми порфирами (восточный склон горы Цурунгал и участки Корельдаш, Тотельдаш и др.; рис. 5).

Небезынтересно отметить также, что дайки гранодиорит-порфиров иногда сопровождаются эруптивной брекчией, переполненной мелкими обломками разных пород. Такая зона, мощностью в 8—9 м, в краевой части дайки гранодиорит-порфира замечена нами на участке Тотельдаш (рис. 5).

В брекцию входят обломки (ксенолиты) меланократовых угловатых пород, а также палеозойских гранитоидов, кристаллических и глинистых сланцев. Цементом служит материал гранодиоритового состава.

Контакт зоны с дайкой гранодиорит-порфиров постепенный; встречаются все переходы от брекчий с редкой сеткой жилок гранодиоритового состава через разности состоящие наполовину из магматического материала и наполовину из брекчий до чистых гранодиорит-порфиров.

Величина обломков варьирует от нескольких десятков сантиметров до единичных сантиметров и миллиметров.

Более крупные ксенолиты вследствие разной степени переработки очень неоднородны. Нередко меланократовые участки окружены более лейкократовой массой, с которой они имеют то резкие границы, то связаны постепенными переходами. Это наблюдается в случае даже одного и того же ксенолита.

Обычно некоторые обломки магматической брекчии и ксенолиты, находящиеся в дайках и интрузивных массивах, проявляют полное сходство минерального состава.

Наличие эруптивной брекчии с ксенолитами, переработанными (гранитизированными) в разной степени, указывает на существование глубинных разломов, по которым проникала лейкократовая магма, захватывавшая обломки различных пород и путем их ассимиляции изменявшая свой первоначальный состав вплоть до образования гибридных пород диоритового и гранодиоритового состава.

Гранодиорит-порфиры имеют порфировую структуру с полнокристаллической основной массой. По минеральному составу они занимают как бы промежуточное положение между диорит-порфиритами и гранит-порфирами.

Для этой группы пород весьма характерным является частое изменение количественных соотношений минералов, в связи с чем наблюдаются все переходы от гранодиорит-порфиров к меланократовым диорит-порфиритам и кварцевым диорит-порфирам до гранитов и даже лейкократовых гранитов. Нередко чередование меланократовых и лейкократовых участков наблюдается в одной и той же дайке.

Сильно изменчива также структура: помимо порфировой встречается порфировидная, а иногда гипидиоморфная и нередко такситовая, в которых наблюдается чередование мелкозернистых и крупнозернистых участков. Структура основной массы обычно гипидиоморфная;

в ряде случаев наблюдается и микропегматитовое (гранофиговое) строение.

Под микроскопом гранодиорит-порфиры состоят, главным образом, из плагиоклаза, калишпата, кварца и биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном и иногда турмалином. Из вторичных минералов встречаются серицит, хлорит, альбит, кальцит и эпидот.

Плагиоклаз встречается в виде идиоморфных кристаллов среди вкрапленников. Последние количественно преобладают над вкрапленниками других минералов. Весьма характерным являются гломерофировые скопления, состоящие из 3—4 монокристаллов, соприкасающихся и срастающихся между собой. Размер кристаллов колеблется от 0,2 до 0,8—1,5—2,0 мм.

Плагиоклаз обычно зонален. Однако, часто встречаются и незональные зерна. Среди многочисленных кристаллов нормальная зональность встречается редко. В основном преобладает обратная зональность или зональность с рекурренцией; здесь в основном можно выде-

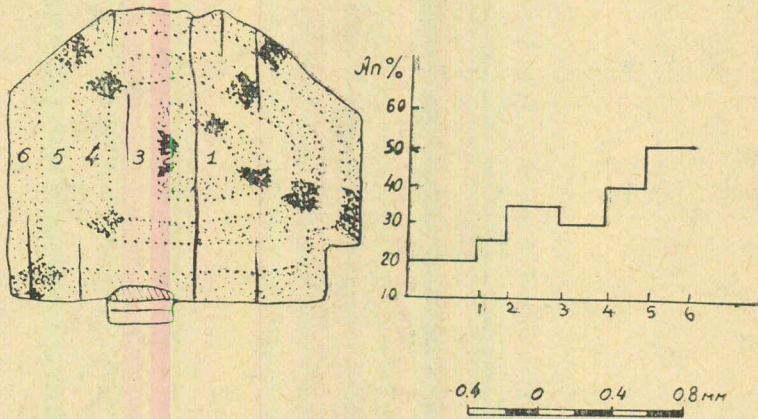


Рис. 14. Кристалл зонального плагиоклаза с прерывистой обратной зональностью в гранодиорит-порфирах. Зарисовка из шлифа № 127

лить следующие три типа: 1) чередование полос с постепенной сменой кислых зон более основными; 2) чередование зон с повышенной кислотностью к периферии и 3) чередование полосок с одинаковым составом четных и нечетных зон. Существует еще четвертый тип с более основной средней зоной, чем ядро и внешняя оболочка. Наиболее обычными следует считать первый и второй типы зональности, хотя иногда встречается и рекуррентная зональность третьего и четвертого типов. Соответственно с этим состав зон весьма непостоянен; колебания в составе центральной и периферической зон достигают значительных размеров — 20—30% анортитовой молекулы. Например, в отдельных случаях центральные зоны отвечают олигоклазу № 15—20, а краевые соответствуют основному андезину № 45—50, однако встречаются кристаллы, где колебание составов происходит в пределах 10—12 номеров, центр кристалла представлен андезином № 30, а периферия — олигоклазом № 18—20. Вышесказанное подтверждается многочисленными замерами на Федоровском столике. Нами изучалось большое количество индивидуумов зональных плагиоклазов, наиболее характерный из которых приведен на рисунке 14. Результаты измерения показали, что здесь чередуются зоны следующего состава:

20 (ядро) → 26 → 34 → 30 → 40 → 50.

В исследованном зерне зонального плагиоклаза второго типа наблюдается чередование зон следующего состава:

пл. № 45 (ядро) → 31 → 27 → 25 → 22 → 19.

В вкрапленнике плагиоклаза с рекуррентной зональностью (третий тип) встречаются последовательные зоны следующего состава: пл. № 30 (ядро) → 28 → 30 → 28 → 26 → 30 → 28 → 26.

Как отмечалось, в гранодиорит-порфирах наряду с зональными плагиоклазами часто встречаются и незональные сдвойникованные плагиоклазы, образующие простые и полисинтетические двойники, иногда же триады альбитового типа. В результате измерения этих плагиоклазов установлено, что состав их колеблется от № 21 до № 25.

Следует отметить, что присутствие в одном и том же образце гранодиорит-порфира разного типа и состава плагиоклазов указывает на одновременность их образования, а широкое распространение зональных кристаллов говорит о неустойчивом режиме магмы. Поэтому характер зональности плагиоклазов дает некоторую возможность восстановления колебаний теплового режима или изменения концентрации магмы. С этой целью нами была использована диаграмма плавкости плагиоклазов. Данные сведены в таблицу 6.

Таблица 6

Изменение концентрации и температуры магмы на примере зональных плагиоклазов

Характер кристаллов	№ плагиоклаза	Состав расплава	Температура, °С
Незональные	25	3 Ан. — 97 Ал.	1160
	21	2 Ан. — 98 Ал.	1150
Обратная зональность	20	1 Ан. — 99 Ал.	1150
	26	4 Ан. — 96 Ал.	1165
	34	7 Ан. — 93 Ал.	1195
	30	5 Ан. — 95 Ал.	1190
	40	8 Ан. — 92 Ал.	1239
	50	10 Ан. — 90 Ал.	1279
Нормальная зональность	45	9 Ан. — 91 Ал.	1250
	31	5 Ан. — 95 Ал.	1190
	27	4 Ан. — 96 Ал.	1174
	25	3 Ан. — 97 Ал.	1160
	22	3 Ан. — 97 Ал.	1155
	19	1 Ан. — 99 Ал.	1150

Если исходить из того, что зональность плагиоклазов обусловлена нарушением теплового или концентрационного режима магмы, то незональные плагиоклазы должны были образоваться до или после нарушения равновесия в магме. В первом случае незональные кристаллы должны быть более основными, чем ядра зональных плагиоклазов, а во втором случае более кислыми, чем внешние их оболочки. Наши данные соответствуют первому предположению.

Незональные кристаллы несколько более основные (№ 25—21), чем ядра плагиоклазов с обратной зональностью (№ 18—20). Это, во-первых, указывает на то, что они образовались до нарушения режима магмы, т. е. раньше плагиоклазов с обратной зональностью и, во-вторых, о составе расплава, достигающего в период их формирования, 2 Ан.—98 Ал. (табл. 6).

Образование плагиоклазов с обратной зональностью в большинстве случаев многими исследователями (Г. Л. Оллинг, 1941; Дж. М.

Фустер — S. M. Fuster, 1954; В. Н. Лодочников, 1955; Т. Барт, 1956 и др.) объясняется быстрым охлаждением магмы в условиях наличия явлений переохлаждения.

Присутствие в дайках гибридных пород многочисленных измененных основных ксенолитов наводит на мысль, что обратная зональность плагиоклазов обусловлена процессами ассимиляции.

По-видимому, в результате ассимиляции кислой магмой указанных пород повысилась ее основность, в частности, состав расплава от 2 Ал. — 98 Ал. изменился до 10 Ал. — 90 Ал. (табл. 6), благодаря чему вокруг выделившихся до ассимиляции кристаллов кислых плагиоклазов отлагались более основные его зоны.

Позднее, в период более или менее стабильного состава магмы, происходит быстрое падение температуры и выделяются плагиоклазы с нормальной зональностью.



Рис. 15. Останец основного плагиоклаза (с высоким рельефом) среди незональных вкрапленников гранодиорит-порфиров. Шлиф 36в. Николи +, увел. 54.

Доказательством того, что нормальная зональность плагиоклазов представляет собой результат нарушения только теплового режима (без привноса вещества), свидетельствуют наблюдения над зональными кристаллами гранит-порфиров Цурунгальского интрузива, где наблюдаются плагиоклазы лишь с нормальной зональностью.

Суммируя все вышеизложенное, можно сделать следующее заключение. Сначала из магмы кислого состава кристаллизуются незональные плагиоклазы, затем происходит интенсивная ассимиляция вмещающих, основных пород, и расплав приобретает основной характер. В этот период выделяются кристаллы с обратной зональностью и, наконец, на месте становления пород, когда заканчиваются ассимиляционные явления, формируются плагиоклазы с нормальной зональностью.

Об ассимиляции кислой магмой основных пород свидетельствует также присутствие реликтов основных плагиоклазов (№ 60—70) в некоторых образцах гранодиорит-порфиров.

Иногда основные плагиоклазы наблюдаются и в виде останцев среди незональных вкрапленников кислого состава (рис. 15), большей же частью они развиты в периферических частях зональных кристаллов,

причем состав краевых зон, по сравнению с внутренними, становится более основным.

Характерным является также пестрый и варьирующий состав плагиоклаза в пределах одной и той же дайки, а иногда на одном и том же небольшом участке; так, например, внутри меланократовых участков и около них плагиоклаз более основной (№ 48 и 50), чем в некотором удалении от них. На 3 см от меланократового участка состав плагиоклаза отвечает № 35, а уже на 10 см — плагиоклазу № 26.

Иногда постепенное уменьшение основности плагиоклаза с удалением от меланократовых скоплений удается наблюдать в одном и том же шлифе (шл. № 332) рядом с меланократовым участком, состав отвечает плагиоклазу № 38. На 0,5 см от меланократового участка содержание анортитовой молекулы составляет 31%, а на 1 см от меланократового участка 23%.

Но часто такая закономерность нарушается, и тогда отсутствует зависимость состава плагиоклаза от количественных соотношений с цветным минералом. В равной мере встречаются как меланократовые участки с более кислым плагиоклазом № 25, так и лейкократовые, почти лишенные цветных с более основными плагиоклазами № 40.

Состав плагиоклаза основной массы также изменчив, однако по сравнению с вкрапленниками большей частью они проявляют стабильность. Состав плагиоклазов здесь варьирует от № 15 до 23, но иногда встречаются плагиоклазы № 8—10.

Весь вышеприведенный фактический материал ясно показывает сильно изменчивый характер состава плагиоклазов в гранодиорит-порфиритах, что является одним из характерных признаков гибридных пород.

Во многих образцах гранодиорит-порфиров плагиоклазы свежие, но иногда попадаются сильно измененные их зерна. В одном случае в богатом калишпатом образце наблюдается свежесть биотитов и сильное изменение плагиоклазов; эти последние здесь пелитизированы, серицитизированы и имеют бурый цвет. Иногда плагиоклазы альбитизированы; они часто замещаются калишпатом. Кроме альбита и серицита по плагиоклазу развиваются кальцит, эпидот и редко хлорит. Альбитизированные участки плагиоклазов обычно чистые, прозрачные и очень часто содержат большое количество мелких игольчатых кристаллов апатита. Появление последнего минерала, видимо, связано с освобождением кальциевой молекулы (деанортитизация) и привнесом фосфора. Кроме апатита и циркона среди плагиоклазов встречаются чешуйки биотита, мусковита, очень часто появляются полимиктовые включения кварца и антипертитовые вроски калишпата. Иногда альбитовые кристаллы содержат округлые зерна эпидота, что может указать на более основной характер первичного плагиоклаза.

Калиевый полевой шпат является одним из характерных минералов основной массы, но иногда встречается в виде фенокристаллов или же в сростании с вкрапленниками плагиоклаза. Минерал образует мелкие (0,03 мм), а иногда среднезернистые (0,3—0,5 мм) изометрические ксеноморфные зерна. Калишпат как бы цементирует породу, проникая в промежутки между зернами кварца и плагиоклаза.

Калишпат по оптическим данным определяется как анортотоклаз. Ниже приводятся результаты измерений в более подходящих зернах калишпата:

- 1) $N_g = 81^\circ$, $N_m = 14^\circ$, $N_p = 79^\circ$, $P_{\text{ср}} \perp (001)$, $2V = -40^\circ$;
- 2) $N_g = 81^\circ$, $N_m = 11^\circ$, $N_p = 83^\circ$, $P_{\text{ср}} \perp (001)$, $2V = -37^\circ$;
- 3) $N_g = 79^\circ$, $N_m = 13^\circ$, $N_p = 84^\circ$, $P_{\text{ср}} \perp (001)$, $2V = -42^\circ$.

Измерение показателя преломления калишпатов имерсионным методом дало следующие результаты:

$$Ng' = 1,529, Nm = 1,527, Np' = 1,622, Ng - Np = 0,007.$$

Полученные данные позволяют считать калишпат существенно натриевым аноклазом.

Количество калишпата в гранодиорит-порфирах сильно варьирует: он содержится то в незначительном, то в большом количестве (лейкократовые разности) и тогда очень часто в основной массе образует микрографические сростания с кварцем. Нередко такие микропегматитовые участки окаймляют плагиоклазы, а иногда и замещают его.

Замещение плагиоклаза аноклазом очень часто сопровождается развитием антипертитовых прорастаний плагиоклаза аноклазом.

Появление в породе антипертитов В. Н. Лодочников (1955) считал характерным для гибридных и метаморфических пород.

Несомненно, что в нашем случае антипертитовые прорастания обязаны своим происхождением замещению плагиоклаза калишпатом. Во многих случаях можно видеть, что замещение идет с периферии зерен, одновременно аноклаз проникает вдоль спайности плагиоклаза вглубь кристалла в виде причудливой формы востков или же создает сеть прожилков. При далеко зашедшем процессе наблюдается почти полное резорбирование плагиоклаза.

Все эти наблюдения доказывают, что образование аноклазовых оболочек и охарактеризованных антипертитовых прорастаний происходило при ассимиляции лейкократовой магмой основных пород в результате воздействия расплава на уже существовавшие кристаллы плагиоклаза.

Кварц встречается как в виде вкрапленников, так и в основной массе. Вкрапленники кварца распространены в гранодиорит-порфирах неравномерно, составляя от 0,4 до 0,8 объемного % породы. В большинстве случаев они образуют монокристаллы размером от 0,6 до 1,5—2 мм.

Отдельные вкрапленники кварца включают мелкие кристаллы апатита и чешуйки биотита.

Форма вкрапленников часто округлая, граница их с основной массой ровная, лишь иногда зазубренная, нередко осложненная бухтообразными втеками основной массы.

Для богатых калишпатом разностей характерным является образование вокруг вкрапленников кварца микропегматитовых прорастаний.

Количество кварца в гранодиорит-порфирах сильно варьирует, иногда он содержится в большом количестве и тогда значительно преобладает над другими пороодообразующими минералами.

Кварц основной массы сильно ксеноморфен по отношению к другим минералам. Его зерна имеют неправильную зазубренную форму и выполняют промежутки между кристаллами полевых шпатов.

Биотит присутствует в сильно меняющемся количестве, и в зависимости от его содержания меняется цвет породы от меланократового до лейкократового в бедных биотитами разностях. Встречается он как в виде вкрапленников, образующих удлиненные чешуйки (от 0,5 до 1 мм), так и в виде мелкочешуйчатой разности (0,003—0,05 мм), распяленной по всей основной массе.

Интересны взаимоотношения между калишпатом и биотитом. В некоторых образцах, богатых калишпатом, биотит основной массы целиком исчезает, а в сравнительно бедных калишпатом разностях он появляется в большом количестве. Химические анализы этих последних, несмотря на бедность пород калишпатом, показывают большое содержание K_2O ; в них большая часть калия, вероятно, связана в биотитах.

Весьма характерны наблюдаемые отдельные скопления биотитов, разбросанные по всему шлифу. Мелкие пластинки биотита часто встречаются в виде включений в плагиоклазе и кварце, а сами листочки нередко содержат включения мелких призм апатита и циркона. Неизменный биотит характеризуется следующими константами: $N_g=1,666$; $N_g-N_p=0,04$; $cN_g=3^\circ$. Показатель преломлений у данных биотитов больше, чем у вышеописанных.

Биотит сильно плеохроичен; схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$, цвет меняется от шоколадно-коричневого по N_g до бледно-желтого и бесцветного по N_p . По оптическим свойствам биотит гранодиорит-порфиров близок к флогопит-истонитовой группе.

Количественно-минеральный состав гранодиорит-порфиров и некоторых их разновидностей приводится в таблице 7.

Таблица 7
Количественно-минеральный состав гранодиорит-порфиров и некоторых их разновидностей

№ п/п	Разновидности пород	Содержание минерала в объемных %									Сумма	Колич. подсчетов
		основная масса, состоящая из кв., пл. и биотита	калишпат	вкрапленники			аксессуары.					
				плагиоклаз	кварц	биотит	apatит	циркон	рудные			
367	Гранодиорит-порфир	56,7	15,1	14,2	6,1	4,2	3,0	0,4	0,2	99,9	6	
750	Гранодиорит-порфир	59,4	13,3	11,4	11,1	3,2	1,2	0,2	0,1	99,9	5	
1110	Гранодиорит-порфир (меланократовая разновидность)	57,08	9,2	15,5	5,3	9,1	2,9	0,1	0,02	99,20	7	
971	Плагногранит-порфир	62,1	4,8	17,1	5,2	8,1	2,4	0,1	0,2	100	3	
830	Гранодиорит-порфир (лейкократовая разновидность)	50,9	18,3	13,1	6,1	2,2	1,1	0,2	0,1	100	5	

Из таблицы видно, что гранодиорит-порфиры и их разновидности содержат большое количество аксессуория апатита, что является довольно характерным для гибридных пород.

МЕТАМОРФИЗМ

Все породы даек диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров в той или иной степени автометаморфизованы. Автометаморфизм в интрузивных породах первой стадии прежде всего выражается в альбитизации плагиоклазов, наряду с развитием процесса серицитизации. В гранодиорит-порфирах калишпат развивается по плагиоклазу. Карбонат выделяется при разрушении плагиоклаза. Биотит иногда замещается мусковитом.

В меланократовых диорит-порфиритах альбитизация плагиоклазов сопровождается карбонатизацией, а не серицитизацией, как это наблюдается в большинстве гранодиорит-порфиров. В целом автометаморфические процессы в диорит-порфиритах развиты более интенсивно, чем в гранодиорит-порфирах. Степень автометаморфизма для основной массы гранодиорит-порфиров и диорит-порфиров почти одинакова и значительно отличается для вкрапленников. В калишпатовой основной массе интенсивно развита каолинизация (пелитизация). Вкрапленники полевых шпатов гранодиорит-порфиров изменены незна-

чительно: плагиоклазы частично серицитизированы, но затем вкрапленники биотитов почти нацело замещены хлоритом.

Иногда вкрапленники плагиоклаза диорит-порфирита интенсивно серицитизированы и карбонатизированы, а биотит почти совершенно свежий.

Все автометаморфические изменения в дайках вышеописанных пород, видимо, происходят в низкотемпературных условиях. С этими процессами в гранодиорит-порфирах, вероятно, связан привнос калия.

Высокотемпературная постмагматическая грейзенизация в некоторых дайках гранодиорит-порфиров проявлена в незначительной степени.

Последующий метаморфизм даек гибридных пород связан с гидротермальными процессами, особенно интенсивно проявленными в пределах рудных зон. Гидротермальный метаморфизм выражается в их карбонатизации и последующей каолинизации (пелитизация).

Кроме вышеуказанных видов изменений наблюдается также слабое проявление контактового метаморфизма, связанного с воздействием гибридных дайковых образований на вмещающие породы. В контакте с глинистыми сланцами диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры становятся более мелкозернистыми и обогащаются биотитом. Иногда в эндоконтактах наблюдается обильное скопление апатита, имеющего бурый или желтовато-бурый цвет, с резким плеохроизмом. Кроме апатита появляется и циркон. Сильнее изменяется биотит, который почти целиком хлоритизируется. Полевые шпаты в результате пелитизации становятся мутными. Основная масса породы изменена сравнительно слабо; она пропитывается бурыми окислами железа. Микротрещины в ней выполняются кварцем и кальцитом. Кальцит замещает отдельные участки основной массы, иногда же вкрапленники.

В эндоконтакте диорит-порфиритов с гранит-порфирами появляются калишпат и кварц, которые часто создают микропегматитовые прорастания. Порода просветляется и приобретает гранодиоритовый состав, а гранит-порфиры обогащаются биотитом и становятся меланократовыми. В этом процессе, по-видимому, наиболее подвижными являются магний и железо, которые преимущественно выносятся из диорит-порфиритов в прорывающие их гранит-порфиры, в результате чего последние в контакте с диорит-порфиритами обогащаются мелкозернистым биотитом. Таким образом, в процессе контактового метаморфизма ярко проявляется тенденция к уравниванию химических потенциалов как щелочей и кремнекислоты, с одной стороны, так и фемических компонентов, с другой.

Мощность эндоконтактных зон в дайках варьирует от 0,5 до 50 — 70 см.

В экзоконтакте даек боковые породы обычно слабо изменены; контакт с глинистыми сланцами всегда резкий, с ровными, нередко извилистыми контурами. Вдоль даек иногда образуются маломощные зоны роговиков шириной от 1—4 см до 0,5—1 м, в зависимости от мощности даек. Наиболее распространены биотитовые роговики; они тонкозернистые, темно-серые и серые с коричнево-фиолетовыми оттенками. Структура их мозаичная, типа гранобластовой, но иногда реликтовая — бластопсаммитовая. Роговики сложены кварцем (55—65%) и биотитом (21—32%); почти всегда в них присутствует рудный минерал (1—7%) и нередко калишпат и турмалин. Изометрические, иногда зазубренные, зернышки кварца величиной в 0,02—0,04 мм, реже 0,1—0,2 мм, составляют основную ткань роговика. Среди них равномерно рассеяны тончайшие листочки биотита тех же размеров. В ряде случаев в породе появляются порфиробласты кварца, а в контактах с гранодиорит-порфирами — неправильные мелкие (0,1—0,3 мм) зерна калишпата.

В непосредственном контакте с крупными дайками местами развиты андалузито-биотитовые роговики с типичной узловатой текстурой и гранолепидобластической структурой. Корродированные кристаллы андалузита с характерным мясо-розовым плеохроизмом и размером 0,1—0,4 мм имеют облик порфиробласта. Они переполнены тончайшими включениями углисто-вещества, а иногда листочками биотита. Нередко по андалузиту развиваются и чешуйки серицита. Мелкочешуйчатый биотит распылен по всей породе и создает отдельные скопления.

На некотором удалении от непосредственных контактов очень часто встречаются слабо метаморфизованные кварцево-серицитовые сланцы. Структура их гранолепидобластовая с проявлением реликтовой слоистой текстуры. Обильные скопления чешуек серицита образуют плосчатые агрегаты, которые переслаиваются с агрегатами тонкозернистого кварца. В породе наблюдается большое количество мельчайших зерен рудного минерала, иногда пропитывающих всю породу. Нередко попадаются единичные листочки биотита. В ряде случаев среди этих сланцев появляются сравнительно крупные (до 0,5—0,8 мм) неправильные зерна турмалина, плеохроирующие от светло-коричневого до синевато-коричневого цвета. Иногда в зерна турмалина включены мелкие листочки биотита. Очень часто строение и минеральный состав этих сланцев напоминают типичные роговики. Появление подобных измененных пород на большом расстоянии от даек, вероятно, объясняется воздействием поздних интрузий.

Резкие интрузивные контакты даек гибридных пород со всеми вмещающими их породами указывает на вторжение уже гибридизированной гранитной магмы. Захват и переработка большой доли инородного материала произошли, по-видимому, на некоторой глубине. Обломки основных пород, захваченные из глубин, сохранились в виде сильно измененных ксенолитов среди даек гибридных пород.

КСЕНОЛИТЫ

Ксенолиты встречаются почти во всех гибридных породах даек. Первичный состав часто устанавливается с трудом. Иногда составы пород даек и ксенолитов настолько сближаются, что последние от первых отличаются только своей более мелкозернистой структурой. В местах скопления ксенолитов гибридные породы имеют такситовую структуру, а в непосредственном контакте с ксенолитами часто появляются мелкие пегматитовые обособления, возникшие за счет обломков. В некоторых дайках и особенно в их краевых частях ксенолиты видоизменены слабее; среди них распознаются ороговикованные глинистые сланцы и песчаники или интрузивные породы основного состава. Кроме них эруптивная брекчия, залегающая в контакте с дайкой гранодиорит-порфира на участке Тотельдаш, содержит обломки палеозойских гранитов и кристаллических сланцев.

1. Ксенолиты глинистых сланцев характеризуются темно-коричневой окраской с фиолетовым оттенком. Размер их колеблется от 1—3 см до 6 см и редко больше. Форма обломков неправильная, угловатая, с закругленными ребрами, часто округлая или овальная. Границы резкие, но иногда расплывчатые, с образованием мигматизированных участков. Количество обломков в дайках увеличивается по мере приближения к контактам. Эти ксенолиты состоят из кварца, биотита, калишпата и плагиоклаза: иногда появляются серицит, турмалин и очень редко андалузит. Структура лепидогранобластовая, очертания зерен зубчатые. Ксенолиты песчаников относительно крупнозернистые и содержат сравнительно редкие крупные пластинки биотита. Из сланцев образуются мелкозернистые роговики, сильно обогащенные равномерно-рассеянным мелкочешуйчатым биотитом.

Ксенолиты проявляют неоднородную структуру, что обусловлено наличием узких неправильных прожилковидных зон или участков, состоящих из тех же минералов, но более крупнозернистых и не имеющих четкие границы. Возникновение этих зон, по-видимому, следует связывать с различной степенью воздействия метаморфизирующих агентов.

При микроскопическом изучении ксенолитов глинистых сланцев обнаруживается некоторое различие в характере интенсивности их метаморфизма. Так, например, ксенолиты, находящиеся в центральных частях даек почти полностью изменены и с трудом отличаются от вмещающей породы, в то время как в краевых частях изменение выражено слабее. Ксенолиты центральных частей состоят из тех же минералов, что и диорит-порфиры или гранодиорит-порфиры; они различаются лишь большим содержанием биотита, более кислого плагиоклаза, андалузита и турмалина. Контакты с вмещающей их породой постепенные — расплывчатые.

В обломках приконтактных полос степень перекристаллизации более слабая, благодаря чему легко распознается первичный состав песчаников и глинистых сланцев; здесь иногда по глинистому материалу развиваются скопления биотита, размеры чешуек которого очень мелкие в глинистых породах и более крупные в песчаниках. Глинистые сланцы этих ксенолитов превращены в мелкозернистые узловатые роговики, которые отличаются развитием в них новообразованного плагиоклаза или очень редко андалузита. В промежутках между этими новообразованиями распределены мелкочешуйчатые скопления биотита.

В призальбандовых частях даек нередко можно наблюдать совершенно свежие обломки глинистых сланцев и лишь иногда слегка измененные.

2. Ксенолиты изверженных основных пород представлены мелкозернистыми разностями, характеризующимися более темным цветом, чем породы даек. В большинстве случаев ксенолиты меланократового облика развиты в центральных частях даек. Размер их колеблется в широких пределах от 2—3 см до очень мелких. Границы этих образований с вмещающими их породами довольно расплывчатые, резкие контакты наблюдаются редко. Очертания обычно округлые или овальные.

Под микроскопом эти ксенолиты имеют порфиристую или, очень редко, офитовую структуру. Составят они из плагиоклаза и биотита, очень редко попадаются реликты амфибола или пироксена. Из второстепенных минералов встречаются кварц и калишпат; вторичные минералы представлены альбитом, хлоритом, серицитом, кальцитом и эпидотом; много апатита, иногда попадаются сфен и магнетит.

Плагиоклаз малоизмененных меланократовых ксенолитов представлен длинными идиоморфными кристаллами, размером от 0,3 до 1,1 мм. Обычно он сильно изменен, серицитизирован, сосюритизирован; нередко по нему развивается кальцит или эпидот; часто плагиоклаз альбитизирован и тогда в нем встречается большое количество мелких кристалликов апатита. Однако встречаются более или менее свежие кристаллы, измерение которых на Федоровском столике показало колебание состава от № 55 до № 65 и даже до № 70.

Следует отметить, что в более интенсивно измененных образцах ксенолитовой породы с переходом ее в сравнительно светлые и крупнозернистые разности, вокруг зерен основного плагиоклаза образуются постепенно возрастающие по толщине каемки более кислого плагиоклаза — андезина или плагиоклаза. При дальнейшем изменении от основных плагиоклазов остаются лишь мелкие их реликты и новообразованных зональных плагиоклазах.

Во всех образцах ксенолитов очень редко попадают амфибол или пироксен; они почти целиком биотитизированы и хлоритизированы и лишь иногда сохраняются в виде островков среди биотита и хлорита.

Биотит образует как удлиненные большие листочки, так и мелкие чешуйки. Длинные листочки обычно образованы за счет амфибола или пироксена; часто они хлоритизированы, а мелкие чешуйки, являющиеся новообразованными,—свежие. Они образуют как отдельные скопления, так и мелкие прожилки, секущие другие минералы.

Кварц характерен только для сильно преобразованных более лейкократовых разновидностей ксенолитовых пород. Ксеноморфные зерна кварца имеют размер от 0,2 до 0,8 мм. Местами он образует скопления или неправильные участки с мозаичной структурой; иногда количество его в породе доходит до 10—12%.

Калишпат появляется также только в лейкократовых разновидностях ксенолитов. Обычно проникает в породу в виде жилок. Часто он замещает плагиоклаз, располагаясь неправильными пятнышками внутри кристалла и очень редко образует самостоятельные зерна.

Содержание калишпата в породе сильно изменчиво. При возрастании его количества породе ксенолита приобретает гранодиоритовый состав.

Характерным для ксенолитовых пород является широкое распространение вторичных минералов—эпидота, кальцита, хлорита и серицита.

Эпидот большей частью развивается по основному плагиоклазу или создает мелкие прожилки, секущие породу.

Кальцит образует и отдельные скопления, и мелкие прожилки; очень часто целиком замещает основные плагиоклазы.

Хлорит содержится в большом количестве, обычно он замещает биотит.

Из аксессуарных минералов наиболее распространенным является апатит; встречается также сфен и магнетит.

Ниже, в таблице 8, приводится химический состав и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому сравнительно слабо измененного меланократового ксенолита, а в таблице 9—его количественно-минеральный состав.

Для сравнения в таблице 10 приводится химический состав и числовые характеристики среднего типа диабаза по Дэли.

Сопоставляя эти таблицы, можно увидеть, что меланократовые породы по составу приближаются к среднему типу диабаза. Вместе с тем они очень близки к диабазам и диабазовым порфиритам, распространенным в изученном нами районе.

Из вышеизложенного следует, что содержащиеся в дайках гибридных пород меланократовые ксенолиты основного состава представляют собой изверженные породы — вероятно, диабазы или диабазовые порфириты.

Однако многие ксенолиты претерпели сильное изменение, вследствие чего не всегда удается установить их первичный состав. Это изменение выразилось в сильном их обогащении кремнекислотой и щелочами (ср. табл. 8 и табл. 11).

Таблица 8
Химический состав и числовые характеристики слабо измененного меланократового ксенолита. Обр. № 429

№ п/п	Окислы	Вес, %	Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)
1	SiO ₂	49,98	a = 8,3
2	TiO ₂	1,35	c = 5,7
3	Al ₂ O ₃	14,98	b = 27,6
4	Fe ₂ O ₃	3,64	s = 57,7
5	FeO	7,56	f' = 37,6
6	MnO	0,18	m' = 42,6
7	MgO	6,03	c' = 19,5
8	CaO	8,21	n = 83,4
9	Na ₂ O	3,12	Q = 7,2
10	K ₂ O	0,89	
11	H ₂ O	1,75	
12	P ₂ O ₅	0,20	

Привнос этих элементов отразился и на минеральном составе ксенолитов; в сильно измененных их разностях появляется большое количество биотита, кварца и калишпата, и породы приобретают диоритовый (обр. 407, табл. 12) или гранодиоритовый состав (обр. 402, табл. 12; ср. табл. 9 и 12).

Таблица 9
Количественно-минеральный состав слабо измененного меланократового ксенолита. Обр. 429

Минералы	Объем, %	Примечание
Плагиоклаз	53,4	Пироксен и амфибол биотитизированы
Пироксен	3,2	
Роговая обманка	9,01	
Биотит	19,2	
Кальцит	8,2	
Хлорит	4,4	
Эпидот	1,1	
Рудные	1,4	

Таблица 10
Химический состав и числовые характеристики среднего типа диабаза по Дэли

№ п/п	Окислы	Вес, %	Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)
1	SiO ₂	50,48	a = 8,3
2	TiO ₂	1,45	c = 6,2
3	Al ₂ O ₃	15,34	b = 25,9
4	Fe ₂ O ₃	3,84	s = 59,6
5	FeO	7,78	r' = 42,5
6	MnO	0,20	m' = 38,8
7	MgO	5,79	c' = 18,7
8	CaO	8,94	n = 81,7
9	Na ₂ O	3,07	Q = - 3,6
10	K ₂ O	0,97	
11	H ₂ O	1,89	
12	P ₂ O ₅	0,25	

Таблица 11
Химический состав и числовые характеристики сильно измененных ксенолитов

№ п/п	Окислы	Обр. 407		Обр. 402	
		вес, %	числовые характеристики	вес, %	числовые характеристики
1	SiO ₂	57,01	a = 13,0	65,91	a = 15, 5
2	TiO ₂	0,75	c = 5,6	0,20	c = 3, 1
3	Al ₂ O ₃	16,37	b = 16,8	16,11	b = 8,07
4	Fe ₂ O ₃	3,49	s = 72,1	1,41	s = 74,02
5	FeO	4,01	r' = 46,4	2,37	r' = 45, 8
6	MnO	0,12	m' = 36,6	0,03	m' = 37, 5
7	MgO	3,27	c' = 16,9	1,80	c' = 16, 6
8	CaO	6,03	n = 75,7	3,45	n = 71, 7
9	Na ₂ O	4,01	Q = 5,1	4,91	Q = 13
10	K ₂ O	1,98		2,98	
11	H ₂ O	1,26		0,31	
12	P ₂ O ₅	0,21		0,19	

Таблица 12
Количественно-минеральный состав сильно измененных ксенолитов

Минералы	Обр. 407	Обр. 402
Плагиоклаз	61,1	44,3
Пироксен	1,0	—
Роговая обманка	3,3	0,1
Биотит	30,2	11,0
Кварц	1,1	22,0
Калишпат	1,2	20,6
Кальцит	0,5	0,3
Хлорит	1,0	1,1
Эпидот	0,2	0,1
Рудные	0,4	0,5

Очень часто вокруг ксенолитов основных пород в дайках гибридных пород наблюдается большое скопление биотитов, в состав плагиоклаза всегда основное, чем всей породы.

ГИБРИДНЫЕ ПОРОДЫ МАССИВОВ

Гранодиорит-порфиры

Породы этой группы, как уже отмечалось, встречаются на Цурун-гальском и Чорохском массивах и развиты преимущественно в их эндо-контактах, но попадаются и в центральных частях, обычно в тех местах, где наблюдается обилие меланократовых ксенолитов.

Характерной особенностью гранодиорит-порфиров и плагиогранитов является неоднородность их состава и структуры.

Гранодиорит-порфиры по внешнему виду представляют собой породы аналогичные гранит-порфирам, отличаясь от этих последних лишь содержанием большого количества плагиоклаза и биотита. Количественные соотношения между отдельными составными частями породы сильно варьируют, в связи с чем нередко среди них встречаются адаметеллиты и кварцевые диориты, содержащие в малом количестве щелочной полевой шпат. Наблюдаются частые переходы от адаметеллитов и кварцевых диоритов к гранодиорит-порфирам и гранит-порфирам.

Макроскопически гранодиорит-порфиры среднезернистые, светло-серые до темно-серого цвета породы.

Под микроскопом структура их порфировая, с полнокристаллической основной массой, иногда пофривовая, реже, гипидиоморфная, нередко попадаются образцы с такситовым строением.

Состоят они из плагиоклаза, кварца, биотита и калишпата. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, а иногда турмалином. Из вторичных минералов встречаются серицит, альбит, хлорит, кальцит и эпидот.

Плагиоклаз образует как идиоморфные крупные (0,9 до 2 мм) феннокристаллы, так и удлиненные призматические лейсты, или же мелкие (0,2—0,5 мм) округлые зерна, встречаемые в основной массе; обычно резко зонален, но встречаются и полисинтетически сдвойникованные незональные кристаллы.

Состав плагиоклаза гранодиорит-порфиров весьма изменчив и варьирует от кислого андезина № 32 до лабрадора № 58—60.

В зональных плагиоклазах обычно наблюдается обратная зональность или зональность рекурренцией, реже встречается нормальная зональность; колебания составов зон нередко достигают значительных размеров.

Зерно плагиоклаза с обратной зональностью, обладает чередованием зон следующего состава: пл. № 21 (ядро) → 28 → 23 → 31 → 38 → 26 → 39 → 47.

Измерение плагиоклаза с нормальной зональностью показало следующую последовательность зон:

пл. № 42 (ядро) → 35 → 39 → 28 → 26 → 19 (периферическая часть).

Микролиты плагиоклазов основной массы оказались кислее, чем вкрапленники, состав их меняется от № 18 до № 23, часто встречаются также альбиты.

Данные измерения составов плагиоклазов в гранодиорит-порфирах показывают, что по составу и характеру изменения они весьма сходны.

Калиевый полевой шпат обычно встречается только в основной массе. Образует мелкие зерна (0,3 мм), а иногда среднезернистые (0,2—0,5 мм) ксеноморфные кристаллы, которые как бы цементируют зерна плагиоклаза и кварца.

Следует отметить сильно варьирующий характер количественного содержания калишпата в пределах одного и того же массива и иногда на одном и том же небольшом участке. Обычно кристаллы калишпата сравнительно свежие, прозрачные и лишь слегка замутнены (каолинизированы).

Из-за мелкозернистости измерение калишпата на Федоровском столике затруднено, однако там, где удалось измерить его оптические константы, они оказались следующими: 1) $N_g=10^\circ$, $N_m=80^\circ$, $N_p=74^\circ$, $P_{\text{сп}} \perp (010)$, $2V=-39^\circ$ (анортоклаз); 2) $N_g=78^\circ$, $N_m=15^\circ$, $N_p=80^\circ$, $P_{\text{сп}} \perp (001)$, $2V=-36^\circ$ (анортоклаз); 3) $N_g=71^\circ$, $N_m=76^\circ$, $N_p=24^\circ$, $P_{\text{сп}} \perp (100)$, $2V=-42^\circ$ (анортоклаз). Таким образом, результаты измерения калишпата показывают принадлежность их к анортоклазу; это подтверждается также измерением показателя преломления калишпатов в иммерсионных жидкостях: $N_g'=1,530$; $N_m=1,528$; $N_p'=1,523$; $N_g-N_p=0,007$, что указывает на их принадлежность к натровому анортоклазу.

Часто в основной массе кристаллики анортоклаза и кварца создают микропегматитовые прорастания или образуют жилки, секущие плагиоклазы; в ряде случаев наблюдается замещение плагиоклазов калишпатом; часто этот последний проникает вдоль спайности в виде отдельных апофиз или при более далеко зашедшем процессе, почти целиком замещает его, образуя внутри кристалла антипертитовые вроски причудливой формы. Одновременно с замещением плагиоклазы интенсивно серицитизируются, причем мелкие жилки серицита проникают вдоль спайности минерала. Характерным является также присутствие новообразованных мелких чешуек биотита внутри кристалликов калишпата.

Кварц иногда образует большие (1—1,5 мм) порфиновые вкрапленники, но большей частью является минералом основной массы. Среди вкрапленников встречаются как отдельные кристаллы, так и сростки кварца, состоящие из двух или нескольких зерен. Форма вкрапленников часто округлая, границы ровные, нередко зазубренные. Погасание кристаллов нормальное, иногда слегка волнистое.

Биотит образует большие удлиненные пластинки в виде порфиновых вкрапленников и мелкие чешуйки, распыленные по всей основной массе. Размер их варьирует от 0,03—0,5 до 1 мм. Обычно он свежий но встречаются и измененные кристаллы, большей частью хлоритизированные, иногда же мусковитизированные. Весьма характерной особенностью этого минерала является кучное расположение его чешуек вокруг плагиоклазовых или кварцевых зерен. Количество биотита в породе сильно варьирует и нередко достигает 10—15%.

Листочки биотита плеохроируют от шоколадно-коричневого цвета по N_g до бледно-желтого по N_p .

Измерение показателя преломления иммерсионным методом показало $N_g=1,675$, $N_g-N_p=0,04$, $cN_g=3^\circ$. По оптическим свойствам они близки стоят к биотитам гибридных пород даек. Чешуйки биотита часто включают кристаллы апатита, циркона, кварца и рудного минерала.

Аксессуарные минералы в гранодиорит-порфирах встречаются в большом количестве; они наблюдаются в виде включений в биотите, плагиоклазе, кварце и в основной массе. Наиболее распространенным аксессуарным минералом является апатит.

Адамеллиты

Эти породы встречаются отдельными мелкими участками среди гранодиорит-порфиров в массивах Цурунгал и Чорох и связаны постепенными переходами с другими разновидностями пород.

Макроскопически адамеллиты обычно светло-серые среднезернистые породы, бедные цветной составной частью.

Под микроскопом структура их равномернoзернистая, но встречается также порфи́ровая или порфи́ровидная структурная их разность. Они состоят, главным образом, из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, порой вместе с альбитом, и незначительного количества биотита, в среднем в количестве 4—5%. В переходных к грано-диорит-порфирам и кварцевым диорит-порфиритам разновидностях пород процентное содержание биотита постепенно повышается до 12% и больше.

Плагиоклаз несколько преобладает над калишпатом. Создает идиоморфные призматические удлиненные кристаллы или же при порфи́ровидной структуре овальной формы порфи́ровые вкрапленники; обычно он полисинтетически сдвойникован, однако встречается и зональные кристаллы с нормальной, а иногда обратной зональностью. Большой частью минерал свежий, реже измененный, серицитизированный и пелитизированный. Нередко в них встречаются кристаллы эпидота или кальцита, иногда он становится мутным вследствие выделения окислов железа.

Состав плагиоклаза варьирует в значительных пределах—от андезина № 32—40 до альбит-олигоклаза № 10—15. Большой частью встречается первый тип плагиоклаза.

Калиевый полевой шпат встречается в незначительном количестве; представлен он несдвойникованными кристаллами, с всегда отчетливо выраженной спайностью по (001) или (010). Обычно он свежий и прозрачный, реже слегка помутневший—пелитизированный, иногда замещается альбитом. По отношению к плагиоклазу резко ксеноморфен.

Оптические константы аноклаза следующие:

- 1) $N_g = 85^\circ$, $N_m = 10^\circ$, $N_p = 82^\circ$, $P_{\text{сн}} \perp (001)$, $2V = -40^\circ$;
- 2) $N_g = 20^\circ$, $N_m = 84^\circ$, $N_p = 71^\circ$, $P_{\text{сн}} \perp (010)$, $2V = -39^\circ$;
- 3) $N_g = 83^\circ$, $N_m = 14^\circ$, $N_p = 78^\circ$, $P_{\text{сн}} \perp (001)$, $2V = -40^\circ$.

В ряде случаев мелкие жилки калишпата проникают вдоль плоскости двойникования плагиоклазов или же встречаются в виде пойкилитовых вростков среди этих последних.

Кварц содержится обычно в большом количестве в виде ксеноморфных зерен, выполняющих промежутки между другими минералами. Погасание нормальное, иногда слегка волнистое. Часто включает кристаллы апатита, циркона и мелкие чешуйки биотита, а иногда реликтовые измененные и резорбированные зерна плагиоклаза. При наличии калишпата нередко образуются микропегматитовые участки.

Биотит содержится в малом количестве, но иногда наблюдается кучное его расположение, создающее меланократовые мелкие отдельные обособления. Обычно биотит плеохроирует от светло-коричневого цвета по Ng до бледно-желтого, почти бесцветного по Np. В минерал включены апатит, циркон, иногда рудный минерал. Он большей частью свежий и лишь слегка хлоритизированный.

Из аксессуаров в большом количестве встречается апатит, реже циркон и сфен, очень редко турмалин и рудный минерал (магнетит).

Вторичные процессы аналогичны гранодиорит-порфирам.

Кварцевые диориты и диорит-порфириты

Эти породы в массивах имеют подчиненное развитие. Отличаются они от гранодиорит-порфи́ров и гранит-порфи́ров обычно меланократовым обликом и приурочены к краевым частям массивов или к ксенолитам основного состава, образуя меланократовые участки. Некоторые ксенолиты также представлены этими породами.

По минеральному составу они близки к гранодиоритам и адамеллитам. Отличие заключается в почти полном отсутствии калишпата и

обычно в присутствии большого количества биотита, а также в более интенсивном проявлении наложенных процессов, выражающихся в серицитизации, эпидотизации, а иногда сосюритизации плагиоклаза и хлоритизации биотита.

Структура породы порфировая, иногда порфировидная, реже гипидиоморфная. Цветной минерал представлен биотитом и содержится в большом количестве. Количество кварца в кварцевых диоритах варьирует от 5 до 12%, в диорит-порфиритах ниже 5%, чаще же он совершенно отсутствует.

Переход этих пород в другие разновидности иногда совершенно постепенный.

Плагиограниты

Породы эти встречаются главным образом в Чорохском массиве (рис. 4), большей частью в эндоконтактах; они зафиксированы также в центральной части интрузива. По минеральному составу плагиограниты Чорохского массива характеризуются в большинстве случаев присутствием значительного количества плагиоклаза и преобладанием последнего над калишпатом, что позволяет отнести их к плагиоклазовым гранитам.

Эти породы менее распространены, чем гранит-порфиры, от которых они отличаются типичной для них серой окраской. С породами массива они связаны постепенными переходами. Иногда среди плагиогранитов наблюдаются очень мелкие меланократовые участки, отвечающие кварцевым диоритам или гранодиоритам. Переходы между этими участками то постепенные, то резкие. Характерной особенностью этих пород являются часто меняющиеся минеральный состав и структура.

Макроскопически плагиограниты светло-серые, среднезернистые плотные породы. Размер зерен варьирует от 0,6 до 0,9—1,1 мм. Под микроскопом структура гипидиоморфная, очень редко порфировидная или такситовая. Состоят они из плагиоклаза, кварца и биотита. Очень редко встречается калишпат. Из аксессуарных минералов в несколько большем количестве содержится апатит. Встречаются также циркон, турмалин; в одном случае был констатирован касситерит. Из вторичных минералов встречаются серицит, хлорит, эпидот и кальцит. Нередко кальцит встречается в большом количестве и образуется за счет плагиоклазов.

Плагиоклаз идиоморфный, он преобладает над другими минералами породы. Зерна плагиоклаза имеют изометрическую или слабо удлиненную форму. Обычно сдвойникован, но встречаются также зональные его кристаллы; зональность часто обратная с рекурренцией, реже нормальная. Число зон достигает 15—20 единиц.

Средний состав незональных сдвойникованных плагиоклазов соответствует олигоклазу № 17—20 единиц.

Более изменчивый и колеблющийся характер состава наблюдается для зональных плагиоклазов, где разница в содержании анортитовой молекулы в различных зонах достигает 10—12%.

При обратной зональности эта разница между зонами еще больше и достигает 18—21%.

Такая же картина наблюдается и при рекуррентной зональности, при этом здесь видна также своеобразная последовательность выделения зон, выражающаяся в том, что иногда средние зоны оказываются более основными, чем центральные и периферические.

п. № 20 (ядро) → 18 → 16 → 32 → 35 → 39 → 25 → 22 → 18.

Сильное колебание составов зональных плагиоклазов указывает на часто меняющийся характер состава раствора и температурного режима. В других условиях трудно представить сочетание гипидиоморфной структуры породы и резкую зональность плагиоклазов.

Кварц создает ксеноморфные изометрической формы зерна; обычно он расположен между более идиоморфными кристаллами плагиоклаза. Иногда сростается с плагиоклазами или наблюдается в виде пойкилитовых вростков в этих последних. Часто кородирует плагиоклазы и замещает их, количество его в плагиограните высокое.

Калиевый полевой шпат не характерен для этих пород; встречается в виде изометричных неправильной формы единичных мелких зерен.

Биотит содержится в довольно большом количестве. Развита в виде коротких и сравнительно длинных табличек и мелких пластинок, образующих иногда скопления, приуроченные к стыкам между кварцем и полевым шпатом. Очень часто биотит встречается в ассоциации с рудным минералом или эпидотом. Минерал плеохроирует от светло-коричневого по Ng до светло-желтого по Np. Измерение показателей преломления иммерсионным методом показало: $N_g = 1,669$, $N_g - N_p = 0,05$, $cN_g = 3^\circ$. Биотит часто хлоритизируется, с выделением рутила (сагенит), иногда в хлоритизированном биотите вдоль спайности проникает рудный минерал, нередко наблюдается также мусковитизация биотита.

ГРАНИТЫ МАССИВОВ

В эту группу пород объединены магматические образования, структурные соотношения и минеральный состав которых отвечают кристаллизующимся из нормальной гранитной магмы породам. Среди них мы выделяем: гранит-порфиры, порфиroidные граниты и двуслюдяные граниты. Среди этих пород попадаются также разности, несущие следы контаминации, особенно в местах скопления ксенолитов.

Гранит-порфиры

Гранит-порфиры составляют главную массу Цурунгальского и Тотельдашского интрузивов: они по минеральному составу соответствуют типичным гранитам с незначительным преобладанием калишпата над плагиоклазом. Однако состав гранитов не является однородным по всему телу интрузивов.

Помимо вышеописанных гибридных пород, среди них часто появляются контаминированные разности гранитов. Контаминированные гранитоиды характеризуются содержанием как гранитного, так и иного материала изверженного или часто осадочного происхождения. Эти разности наблюдались нами большей частью в эндоконтактах или же в местах скопления ксенолитов. В зависимости от мощности интрузивов или от места расположения ксенолитов в теле массивов они усвоены магмой неодинаково, т. е. процессы ассимиляции, переплавления или гранитизации обломков происходили с различной интенсивностью, вследствие чего местами образовались гибридные породы, а местами контаминированные (загрязненные) разности гранит-порфиров.

Контаминированные гранит-порфиры от нормальных отличаются присутствием иногда амфибола, большого количества титансодержащих минералов и биотита. В остальном количественные соотношения минералов в обычных и контаминированных гранит-порфирах очень близкие.

По внешнему виду гранит-порфиры представляют собой светло-серую, реже желтовато-серую мелкозернистую породу, с отчетливо выраженной порфиroidной структурой. На мелкозернистом светлом фоне хорошо видны крупные листочки биотита слабоудлиненной или

округлой формы, фенокристаллы плагиоклаза и зерна стекловатого кварца. Окраска гранит-порфиров часто меняется, что обусловлено, главным образом, колебанием содержания биотита и щелочного полевого шпата, содержащегося в целом в большом количестве.

Порода состоит из кварца, калишпата, плагиоклаза и биотита. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, иногда монацитом, очень редко сфеном и рудным минералом. Апатита особенно много содержится в контаминированных разностях гранитов; здесь же констатировано наличие монацита, а иногда андалузита. Сфен встречается только в меланократовых шлировых участках гранитов.

Вторичными минералами являются хлорит, серицит, эпидот, цоизит, альбит, кальцит и пелитовое вещество. В гранит-порфирах вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом и биотитом, очень редко калишпатом. Размер вкрапленников колеблется в среднем от 0,5 до 1,5—2 мм. Для основной массы размер зерен составляет 0,10—0,25 мм.

Кварц присутствует в значительном количестве, образует зерна различной величины и формы, встречается как среди вкрапленников, так и в основной массе. Кварцевые зерна вкрапленников обычно имеют сильно зазубренные резорбированные контуры, они как бы врастают в основную массу, но встречаются кристаллы и с плавными контурами. Величина зерен вкрапленников колеблется в широких пределах от 0,6 до 1,5-2 мм, обычно превышая 1 мм и изредка возрастая до 2—2,5 мм. Кварц основной массы представлен зернами неправильной формы, выполняющими промежутки между полевыми шпатами; размер их колеблется от 0,9 до 0,15 мм. Обычно минерал имеет ровное погасание и лишь иногда наблюдается волнистое.

В гранит-порфирах массивов значительным развитием пользуется турмалин, встречающийся в виде характерных сферолитовых радиальнолучистых образований типа турмалиновых солнц и тонких корок, развивающихся по мелким трещинкам отдельности. Турмалинизация, как правило, сопровождается грейзенизацией пород, с выделением по этим же плоскостям тонких чешуек мусковита.

Микроскопическое изучение гранит-порфиров обнаруживает некоторое колебание в количественных соотношениях породообразующих минералов, а также особенностях структуры, вследствие чего возникают постепенные переходы к другим разностям пород.

Структура породы порфировая, с признаками порфировидной в некоторых участках. Микроструктура основной массы полнокристаллическая, гипидиоморфная—микрогранитная.

В контаминированных разностях гранит-порфиров часто наблюдаются неравномернозернистые скопления кварца, особенно в тех местах, где встречаются останцы роговиков. Характерной особенностью является то, что эти скопления и основная масса гранит-порфиров не имеют резких границ и постепенно переходят друг в друга.

Калиевый полевой шпат является минералом основной массы. Он создает ксеноморфные зерна, выполняющие промежутки между кристаллами плагиоклаза и кварца. Размер зерен колеблется от 0,1 до 0,3 мм. Очень редко калишпат встречается в виде порфировых вкрапленников, с размером зерен от 0,5 до 1—1,5 мм. Он всегда свежий, прозрачный, иногда слегка пелитизированный. Часто порфировые вкрапленники замещают плагиоклазы, с образованием антипертитовых вростков. Кроме них в калишпате наблюдаются включения чешуек биотита, мусковита и зерен плагиоклаза. В некоторых контаминированных образцах гранитов по калишпату развивается кристаллический агрегат кальцита. Иногда он замещен шахматным альбитом. Для кристалликов калишпата характерно полное отсутствие двойникования. Измерение на Федоровском

столике некоторых крупных зерен калишпата показало изменчивый характер оптической их ориентировки (табл. 13).

На основании приводимой таблицы можно говорить о принадлежности большинства измеренных зерен калишпата к анортоклазу. Однако из таблицы также следует, что некоторые кристаллы по триклинной ориентировке имеют константы микроклина: $2V = -82$ (шлиф № 420), $2V = -80$ (шлиф № 365) и $2V = -79$ (шлиф № 462). Вместе с тем, иногда попадаются зерна близко стоящие к моноклинной ориентировке, в которых ось к полюсу спайности (001) составляет $8,5$ и $7,5^\circ$.

Таблица 13

Результаты измерения калишпатов в гранит-порфирах

№ п/п	№ шлифа	Координаты осей индикатрисы относительно кристаллографич. элемента			Кристаллографический элемент	2V	Определение
		Ng	Nm	Np			
1	215	83	11	81	$P_{сп} \perp (001)$	-49°	анортоклаз
2	210	78	14	83	$P_{сп} \perp (001)$	-42°	анортоклаз
3	420	79	14	81	$P_{сп} \perp (001)$	-82°	нерешетч. микроклин
4	320	86	8,5	83	$P_{сп} \perp (001)$	-55°	анортоклаз
5	340	79	15	80	$P_{сп} \perp (001)$	-41°	анортоклаз
6	339	82	14	79	$P_{сп} \perp (001)$	-42°	анортоклаз
7	355	18	83	73	$P_{сп} \perp (010)$	-80°	нерешетч. микроклин
8	326	83,5	7,5	85	$P_{сп} \perp (010)$	-52°	анортоклаз
9	387	20	83	71,5	$P_{сп} \perp (010)$	-41°	анортоклаз
10	461	17	84	74	$P_{сп} \perp (010)$	-43°	анортоклаз
11	462	80	12	84	$P_{сп} \perp (001)$	-79°	нерешетч. микроклин
12	465	19	81	73	$P_{сп} \perp (010)$	-39°	анортоклаз

Все эти факты говорят за то, что анортоклазы гранит-порфиров характеризуются непостоянной оптической ориентировкой. О непостоянстве оптической ориентировки анортоклазов упоминается во многих работах как отечественных исследователей — Д. С. Белянкина (1925, 1927, 1937), Л. А. Варданянца (1937₁), Г. Д. Афанасьева (1949, 1950), В. К. Моница (1953), В. П. Петрова (1955), так и зарубежных — Э. Спенсера (1952), Ф. Лавеса (1956), Д. Ф. Шерера (1952), О. Ф. Туттла (1956) и др. Однако причины изменчивости ориентировки до сих пор полностью не выяснены. Одни из исследователей (Э. Спенсер, Ф. Лавес, О. Ф. Туттл) придерживаются мнения о температурных разовых различиях между разными типами щелочных полевых шпатов. Другие, например, В. П. Петров, считают тектонические воздействия и т. д.

В нашем случае в связи с присутствием в молодых интрузивных породах многочисленных плагиоклазов с рекуррентной зональностью, образованных в результате частого колебания температуры магмы, изменчивость оптической ориентировки у анортоклазов, мы объясняем этой же причиной.

Изучение показателей преломления анортоклаза иммерсионным методом показало следующее: $N_g = 1,528$, $N_m = 1,525$, и $N_p = 1,520$ (N_m — вычислен по диаграмме А. К. Болдырева). Средний показатель преломления = 1,524, двупреломление = 0,008.

Основываясь на диаграмме Д. С. Белянкина, можно полагать, что этот анортоклаз содержит 20—21% олигоклаза, т. е. представляет существенно калиевый анортоклаз, однако в иммерсионной жидкости для калишпатов из контаминированных разностей гранитов попадались отдельные обломки с более высоким светопреломлением ($N_g = 1,531$ —

—1,532). Они, по-видимому, характерны для обогащенных натриевой молекулой анортклазов.

Плагиоклаз по количеству несколько уступает кварцу и калишпату. Представлен он более или менее идиоморфными кристаллами, форма зерен слабо удлиненно-призматическая, иногда округлая или изометрическая. Весьма характерны гломеропорфировые скопления, состоящие из 3—4 кристаллов, соприкасающихся и срастающихся между собой. Размер зерен кристаллов колеблется в пределах от 0,2 до 0,3 мм для основной массы и от 0,8 до 1,7 для вкрапленников. Большой частью контуры фенокристаллов резорбированные; они как бы вырастают в основную массу. Обычно плагиоклазы свежие, неизмененные, но иногда наблюдается частичная их серицитизация и пелитизация. В ряде случаев они альбитизированы. Нередко замещаются калишпатом, кварцем, мусковитом и хлоритом. Из включений в них наблюдаются апатит, циркон, кварц и листочки биотита. Плагиоклаз часто зонален (рис. 16), однако встречаются и сдвойникованные незональные кристаллы, состав которых более или менее постоянен и отвечает олигоклазу № 20—25.



Рис. 16. Характер зональности плагиоклаза в гранит-порфирах Цурунгалского массива. Шлиф. 215. Николи +, увел. 22.

Зональность обычно нормальная, но в некоторых образцах из контаминированных разностей гранитов встречается обратная или рекуррентная зональность. Границы между отдельными зонами большей частью ровные, резкие. Число зон, в среднем, достигает 6—7. При исследовании зональных плагиоклазов замечена одна весьма характерная особенность, выражающаяся в том, что количество зон от периферии (число зон 5—7, колебание состава от № 20 до № 38) к осевой части массива постепенно уменьшается (число зон 2—3, колебание состава от № 15 до 29); в центральных частях интрузивов наблюдается постепенный переход этих зон между собой, видимая зональность почти исчезает и уже нельзя говорить о разных обособленных оболочках. Однако многочисленными измерениями установлено, что средние части этих кристаллов по основности значительно отличаются от внешних оболочек. Уменьшение количества зон указывает на более устойчивый тепловой режим магмы в центральных частях интрузива.

Обратная зональность плагиоклазов встречается только в контаминированных разностях гранит-порфиров. Переход зон между собой рез-

кий, с отчетливыми границами. Количество зон не превышает 5—6; состав сильно изменчив.

Обратная зональность и изменчивость состава большей частью обусловлена присутствием в них иногда резорбированных, сильно измененных останцев основного (№ 50—55) плагиоклаза (рис. 17). Эти последние часто вызывают повышение содержания анортитовой молекулы в отдельных зонах до 40—43%.

Что же касается плагиоклазов, присутствующих в основной массе, то они чаще всего по отношению к другим минералам образуют более или менее идиоморфные мелкие кристаллы округлой, изометрической или слабо удлинённой призматической формы. Они иногда полисинтетически сдвойникованные. Степень их изменения обычно меньше, чем

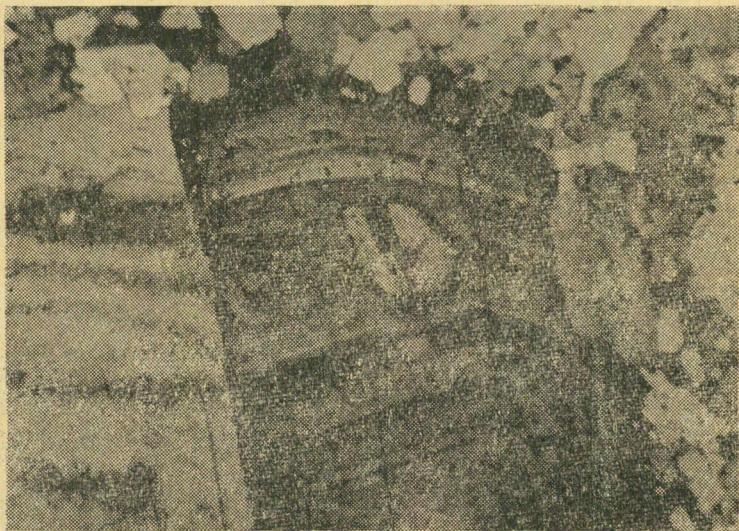


Рис. 17. Останцы основного плагиоклаза в зональном плагиоклазе из загрязненной разности гранит-порфиров. Шлиф 366.
Николи +, увел. 22.

вкрапленников. Их количество в основной массе весьма незначительно. Состав в целом постоянный, и, по данным измерения на Федоровском столике, соответствует олигоклазу № 19—21.

Биотит присутствует в породе и в виде удлиненных больших изоморфных пластинок среди порфировых вкрапленников, и в виде мелких чешуек, распыленных по всей основной массе. Размер их варьирует от 0,3—0,5 до 1 мм. Количество биотита обычно колеблется в пределах 7—8%, повышаясь в некоторых загрязненных разностях гранитов до 12—15%.

Чешуйки биотита часто имеют неровные контуры, как бы резорбируются основной массой и врастают в нее.

Измерение показателей преломления иммерсионным методом указывает на сидерфиллитовый (лепидомелановый) состав ($N_g=1,688$, $N_g-N_p=0,04$). Большей частью встречаются неизменные свежие кристаллы биотита, но иногда попадаются хлоритизированные их чешуйки. В ряде случаев замещаются мусковитом. Местами замечены следы изгибания листочков биотита, редко сопровождающегося разрывом их цельности. Минерал часто включает кристаллы кварца и аксессуарных минералов—циркона, монацита и апатита. Эти последние, особенно апатит, в большом количестве содержатся в биотитах загрязненных разностей гранитов.

В контаминированном осадочном материале гранит-порфирах обычно присутствуют две разновидности биотита. Одна из них — магматическая — образует включения в полевых шпатах и кварце, но чаще заполняет промежутки между ними. Отдельные чешуйки этого биотита имеют неровные зазубренные контуры. Часто он изменен — хлоритизирован. Плеохроирует от темно-коричневого по Ng до бледно-желтого по Nr. Вторая разновидность биотита, образующаяся при взаимодействии магмы гранит-порфира с осадочными породами, особенно отличается идиоморфными очертаниями и свежестью. Этот биотит часто ассоциирует с мусковитом и вместе с ним иногда замещает полевые шпаты.

Присутствующие в основной массе мелкие листочки биотита идиоморфны по отношению к другим минералам (полевым шпатам и кварцу) и почти ничем не отличаются от биотитов вкрапленников. Их отличие заключается в размере и свежести. Количество биотита в основной массе невелико и достигает 1—2% от всего объема породы.

Роговая обманка присутствует только в некоторых разновидностях контаминированных гранитов и встречается довольно редко. Она образует мелкие кристаллы; большей частью сильно изменена — биотитизирована и хлоритизирована; она распознается только лишь реликтовой амфиболовой спайностью.



Рис. 18. Кристалл монацита, включенный в биотит с моноклинным габитусом; видны грани пинакоидов: (100) и (001) и грань ортодомы (101). Вокруг зерна наблюдается плеохроичный ореол (черная полоса). Шлиф 402. Без анализатора. Увел. 200.

Акцессорные минералы весьма разнообразны, особенно это касается контаминированных разновидностей гранитов. Особо следует остановиться на нахождении в этих породах акцессория монацита, который встречается большей частью в образцах контаминированных гранитов и реже в самих гранитах. Образует включения, главным образом в биотите и отчасти в основной массе. Размер зерен колеблется от 0,02—0,04 до 0,1—0,2 мм. Форма зерен изометрическая или же слегка вытянутая — призматическая. Нередко хорошо виден моноклинный габитус кристаллов с (100) и (001) пинакоидами и с ортодомы (101), (ср. рис. 18 с рис. 20). Минерал бесцветный, с высоким рельефом, но меньшим чем это харак-

терно для циркона. Удлинение положительное, погасание косое, $cNg=6-7^\circ$.

Измерение компенсатором типа Берека двойного лучепреломления (образцы 403 в, 346, 198) показало, что $Ng-Np=0,042-0,053$, обуславливая тем самым высокие (третьего порядка) цвета интерференции минерала. При изучении на Федоровском столике минерал оказался двусносным. В одном случае мы измерили координаты осей индикатрисы относительно полюса длинного ребра кристалла, показанного на рис. 19, и получили следующие результаты: $Ng=87^\circ$, $Nm=4^\circ$ и $Np=89^\circ$. На рис. 20 приведена оптическая ориентировка монацита (по Винчеллу), из которой следует, что относительно полюса ребра первого пинакоида оси



Рис. 19. Кристалл монацита, координаты полюса длинного ребра (100) которого измерялись на Федоровском столике. Вокруг кристалла в биотите хорошо виден плеохроичный ореол (темная полоса). Шлиф 346. Без анализатора. Увел. 72. Q — кварц, Ap — Апатит, Моп—монацит, Bi — биотит.

индикатрисы в нашем случае расположены почти под одинаковым угловым расстоянием. Следовательно, исследованное нами ребро является первым пинакоидом минерала монацита.

Измерить непосредственно угол оптических осей этого минерала нам не удалось. Поэтому мы применили стереоконоскопический метод Л. А. Варданянца (1947) и получили положительные результаты. После построения нескольких элементарных стереофигур (1, 2, 3, 4 — рис. 21), ветви всех их сошлись в одной точке (на рис. 21) вблизи от острой биссектрисы Ng . Эта точка определяет проекцию одной оптической оси. Найти проекцию другой оптической оси нам не удалось, так как плоскость Оп.О. была наклонена к шлифу более чем на 55° и одна ось находилась за пределами видимости Федоровского столика. Угловое расстояние между Ng и A_1 оказалось 8° , т. е. $V=8^\circ$, следовательно, можно предполагать, что $2V=+15^\circ$, $+16^\circ$. Это не выходит за пределы угла оптических осей монацита.

Весьма характерным является также частое нахождение этого минерала в ассоциации с апатитом. В шлифах неоднократно наблюдались сросшиеся его кристаллы с апатитом (рис. 19).

В гранит-порфирах массивов, как отмечалось выше, значительно развиты также вторичные минералы.

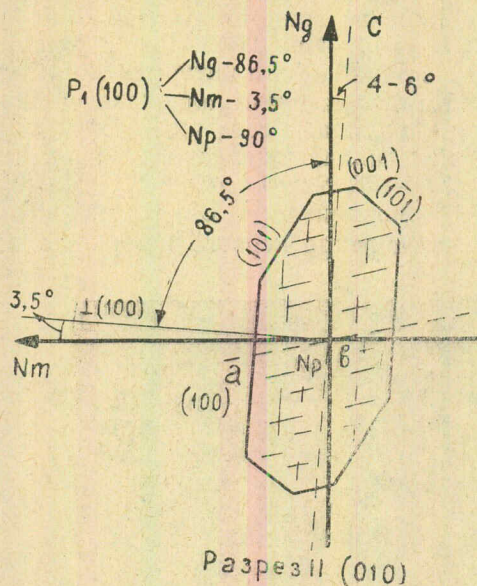


Рис. 20. Оптическая ориентировка монацита (по Винчеллу).

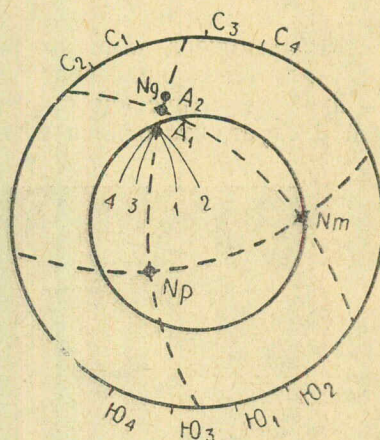


Рис. 21. Определение угла оптических осей монацита стереоконоскопическим методом Л. А. Варданянца.

Порфиroidные граниты

Порфиroidные граниты имеют сравнительно небольшое распространение, встречаются, в основном, на Сурунгальском массиве и создают мелкие участки в его центральной части, однако, иногда наблюдаются и в эндоконтактах интрузива. С гранит-порфирами они связаны рядом постепенных переходов и представляют фаціальную разновидность этих последних.

Макроскопически породы эти идентичны; отличаются от гранит-порфиров большей крупнозернистостью. По сравнению с гранит-порфирами в них наблюдается увеличение размера зерен основной массы, несколько уменьшается размер вкрапленников и появляются зерна, занимающие переходное место от фенокристаллов к зернам основной массы. Дальнейшее уменьшение порфиroidности ведет к появлению пород с равнозернистым строением, приобретающих облик типичных гранитов. Последние встречаются чрезвычайно редко в виде небольших обособлений среди участков порфиroidных гранитов. Обособления таких пород наблюдались как на Сурунгальском, так и на Тотельдашском массивах.

Кроме структурной разницы между гранит-порфирами и порфиroidными гранитами, наблюдается также появление в них большого количества порфиroidных вкрапленников калишпата.

Под микроскопом структура породы порфиroidная с признаками гипидиоморфной структуры. Главными составными частями породы являются: кварц, калишпат, плагиоклаз и биотит. Из аксессуарных минералов встречается: апатит, циркон и порой турмалин и сфен. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, альбитом, кальцитом и эпидотом.

При порфиroidной структуре порфиroidными вкрапленниками являются плагиоклаз, кварц и иногда биотит.

Кварц образует крупные (0,5—1 мм) зерна с неровными зубчатыми очертаниями и слегка волнистым погасанием.

Калиевый полевой шпат содержится в породе в достаточно большом количестве. Часто не изменен, прозрачен без какого-либо проявления решетчатой структуры, иногда слегка пелитизирован. Нередко образует крупные (0,6—1,2 мм) порфиридные вкрапленники. В ряде случаев замещает плагиоклазы с образованием пертитов (рис. 22). Часто в калишпате наблюдаются включения зерен плагиоклазов, а также чешуек мусковита и биотита.

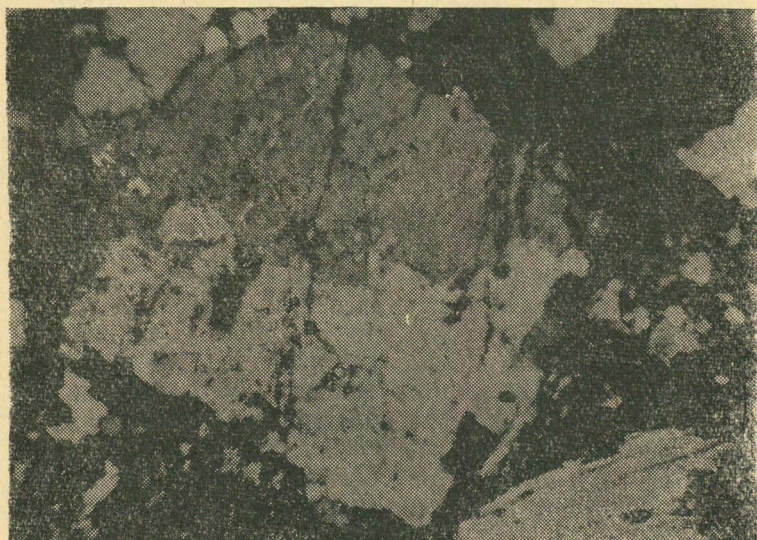


Рис. 22. Замещение калишпатом (серое) плагиоклаза (светлое) с образованием микропертитовых вростков. Шлиф. 156. Николи +, увел. 72.

Характерно, что среди порфировых вкрапленников иногда появляются зерна существенно триклинной ориентировки, с константами микроклина, однако в большинстве случаев констатированы анортоклазы с малым углом оптических осей (табл. 14).

Таблица 14

Результаты измерения калишпата порфиридных гранитов

№ п/п	№ шлифов	Координаты осей индикатрисы относительно кристаллограф. элементов			Кристаллографический элемент	2V	Определение
		Ng	Nm	Np			
1	386	79	15	80	$P_{сп} \perp (001)$	— 42	анортоклаз нерешетчатый микроклин
2	386	20	81	72	$P_{сп} \perp (010)$	— 82	
3	390	81	13	80	$P_{сп} \perp (001)$	— 45	анортоклаз нерешетчатый микроклин
4	390	19	84	72	$P_{сп} \perp (010)$	— 55	
5	390	83	11	81	$P_{сп} \perp (001)$	— 79	анортоклаз нерешетчатый микроклин
6	395	18	82	74	$P_{сп} \perp (010)$	— 41	
7	396	82	11	83	$P_{сп} \perp (001)$	— 42	анортоклаз анортоклаз
8	396	20	82	72	$P_{сп} \perp (010)$	— 41	

Плагиоклаз образует крупные кристаллы нередко с полисинтетическим двойникованием. Часто свежий, но встречаются и измененные (серицитизированные) зерна. Иногда замещается калишпатом и квар-

цем. В ряде случаев включает чешуйки биотита, мусковита и зерна циркона. Иногда вдоль спайности плагиоклаза замечаются выделения игольчатых кристаллов апатита. Нередко попадаются зональные плагиоклазы, зональность обычно нормальная. Состав плагиоклаза варьирует от № 10—12 до № 25—30, однако встречаются и альбиты № 5—8.

Биотит обыкновенно крупночешуйчатый с нормальным плеохроизмом от темно-коричневого по Ng до светло-соломенно-желтого по Nr. Обычно свежий, иногда замещается мусковитом и хлоритом (пеннином). В них нередко наблюдаются выделения рутила (сагенита).

Двуслюдяные граниты

Двуслюдяные граниты встречаются на Чорохском массиве и составляют большую его часть. Они сходны с плагиогранитами того же интрузива, но отличаются от них более светлой окраской, присутствием калишпата и мусковита.

Двуслюдяные граниты уже макроскопически резко отличаются от гранит-порфиров района своим среднезернистым сложением и равнозернистой структурой. Порода имеет светло-серый, желтовато-серый цвет. Часто мелкие жилки кварца, несущие нередко сульфиды молибдена, железа и мышьяка, секут гранит в разных направлениях без заметной локализации в каких-либо определенных его частях.

Под микроскопом порода имеет гипидиоморфную, реже порфировидную структуру с размером зерен, колеблющимся в пределах 1—2,5 мм. В составе породы принимают участие следующие минералы: плагиоклаз, калишпат, кварц, биотит и мусковит. Из аксессуарных минералов наибольшим распространением пользуются циркон и апатит. Значительно реже встречаются турмалин и сфен. В единичных зернах встречен касситерит.

Очень характерным является обилие вторичных минералов, развивающихся по полевым шпатам и по биотиту. Из них, помимо некоторой части мусковита, сильно распространены хлорит, серицит, рутил, значительно реже клиноцоизит, лейкоксен и лимонит.

Плагиоклаз создает сравнительно идиоморфные кристаллы, преимущественно изометрической формы, реже слабо удлиненные. Плагиоклаз количественно несколько преобладает, он часто изменен, но встречаются и свежие его кристаллы. Изменение большей частью выражено в серицитизации и пелитизации, иногда по плагиоклазу развивается мусковит, реже альбит и кальцит. Нередко замещается кварцем. Из включений фиксируются апатит, циркон, пластинки биотита и чешуйки мусковита. Иногда зерна плагиоклаза секутся мелкими жилками калишпата.

Плагиоклаз обычно сдвойникован, двойники полисинтетические по альбитовому закону, но встречаются и зональные. Состав плагиоклаза варьирует от олигоклаза № 20 до кислого андезина № 28—29 (в зональных плагиоклазах). Средний состав соответствует олигоклазу № 22.

Для зональных плагиоклазов, наряду с нормальной, иногда наблюдается рекуррентная зональность с 2 и 3-кратным чередованием зон. Измерение такого плагиоклаза показало чередование зон следующего состава:

пл. № 28 (ядро) → 25 → 20 → 28 → 24 → 19 → 27 → 20.

Калиевый полевой шпат ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, но отчетливо идиоморфен по сравнению с мусковитом и кварцем. Количественно несколько уступает плагиоклазу. Образует свежие, чуть замутненные зерна неправильной формы, величиной в 0,5—1 мм. Вторичные процессы выражены в слабой пелитизации и появлении редких

Таблица 15

Количественно-минеральный состав гибридных пород массивов

№ обр.	Порода	Плагиоклаз	Кварц	Калишпат	Биотит	Мусковит	Аксессуарные			Рудные	Сумма	Количество подсчетов
							апатит	циркон	сфен			
714	Диорит-порфирит	64,18	0,2	1,20	30,57	—	3,00	0,2	0,4	0,05	100	3
670	Кварцевый диорит	57,40	11,40	4,10	18,8	—	1,30	0,20	0,07	0,70	100	4
941	Адамеллит	33,30	25,20	30,20	10,1	—	0,9	0,02	0,2	0,08	9982	4
373	Плагиогранит	49,90	19,80	17,13	10,2	—	2,10	0,4	0,06	0,23	9982	4
387	Гранодиорит-порфир	37,10	31,30	19,10	7,8	—	3,3	0,8	0,3	0,30	100	3

Таблица 16

Количественно-минеральный состав гранитов массивов

№ обр.	Порода	Плагиоклаз	Кварц	Калишпат	Биотит	Мусковит	Аксессуарные				Рудные	Сумма	Количество подсчетов
							апатит	циркон	сфен	монацит			
149	Гранит-порфир	21,71	32,65	35,80	8,10	—	0,40	0,80	0,01	0,01	0,24	99,72	5
336	Контаминированная разность гранит-порфира	38,49	16,15	11,21	28,2	30,3	3,20	0,60	0,7	0,2	0,8	99,88	3
390	Двуслюдяной гранит	21,11	29,10	37,12	5,17	6,11	0,5	0,4	0,10	—	0,30	100	4
455	Порфиридный гранит	22,64	31,42	36,37	7,95	—	1,11	0,20	0,01	—	0,21	100	3

чешуек мусковита. Изредка в калишпате встречаются разветвленные пертитовые жилки и мирмекитовые вроски кварца. Иногда он проникает в плагиоклазы в виде жилок причудливой формы. В большинстве зерен калишпата трещины спайности развиты слабо, однако попадают кристаллы, где наблюдается резко выраженная спайность по пинакоидам (010) и (001). Все они представлены анортоклазами с колебаниями $2V = -38, -42^\circ$, однако в одном случае констатировано $2V = -79^\circ$, при триклинной ориентировке кристалла. Это наводит на мысль о возможности существования среди калишпата нерешетчатого микроклина. Кварц количественно немного уступает полевым шпатам; зерна его преимущественно неправильной формы, округло-изометрические. Он резко ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и биотиту. Погасание нормальное и лишь очень редко слабо волнистое. Зерна кварца часто включают кристаллы апатита, циркона, чешуйки мусковита и биотита.

Биотит образует идиоморфные, слегка удлинённые таблички, размером 1,5—2 мм. Он резко плеохроичен: от темно-шоколадного по N_g до бледно-желтого по N_p . Измерение показателей преломления иммерсионным методом показало $N_g = 1,690$, $N_g - N_p = 0,04$; это позволяет отнести его к разностям, богатым железом. Содержание биотита в породе иногда достигает 8—10%. Минерал часто мусковитизируется и хлоритизируется с выделением избыточных железа и титана в виде магнетита, лейкоксеновых землистых продуктов и рутила с характерным сагенитовым скелетом.

Мусковит создает удлиненные таблички и неправильные листочки. Нередко встречаются радиально-лучистые его агрегаты. Количество его в породе большое, поэтому эти граниты названы двуслюдяными.

Количественно-минеральный состав всех разновидностей пород массивов приводится в таблицах 15 и 16.

Метаморфизм

Наблюдаемые в породах массивов процессы автометаморфизма и пневматолитического изменения выражаются главным образом в грейзенизации, альбитизации и серицитизации; подчиненную роль играют соссюритизация и пелитизация полевых шпатов и хлоритизация биотита.

Степень развития этого процесса неодинакова. Интенсивность зависит от трещиноватости пород.

В породах интрузивов чаще других минералов изменению подвергнуты сдвойникованные незональные плагиоклазы, а также калишпаты. Все изменения обусловлены явлениями автометаморфизма, происходящего на разных температурных стадиях, а также постмагматическими процессами.

Ранние автометасоматические изменения характерны почти для всех пород; вследствие того, что при высоких температурах растворы обладают ничтожной вязкостью, они всюду просачиваются в породы внешней оболочки интрузии еще до образования трещин.

В раннюю высокотемпературную стадию метасоматизируемые растворы, вероятно, отличались высоким содержанием натрия и меньшим калия, поэтому в эту стадию почти во всех породах наблюдается широкое развитие процесса замещения плагиоклазов альбитом и частично калишпатов. К высокотемпературной стадии метаморфизма следует отнести также процесс грейзенизации пород массивов. Грейзенизация выражается в интенсивном замещении полевых шпатов кварцем, серицитом и мусковитом, иногда с попутной альбитизацией. В таких грейзенизированных разностях нередко наблюдаются скопления черного турмалина, арсенопирита и очень редко (Чорохский массив) касситерита. Кристаллики арсенопирита в некоторых случаях выполняют трещинки в альбите, иногда же зерна арсенопирита содержат мелкие сдвойникованные кристаллики плагиоклаза.

Интенсивно грейзенизированные разновидности гранитов чаще всего наблюдаются в зальбандах рудоносных или турмалиново-кварцевых жил. Мощность грейзенизированных полос обычно незначительна и достигает 5—10 см.

Менее интенсивные изменения подобного рода наблюдаются в апикальных частях или в эндоконтактах некоторых массивов (Чорох, Тельдаш).

Подобные изменения интрузивных пород сопровождаются контакто-метасоматическими изменениями боковых пород. Попутно с ороговикованием происходит их обогащение мусковитом и турмалином.

В следующую среднетемпературную стадию в результате автометасоматоза в некоторых разностях пород массивов мы наблюдаем реакции обмена составов полевых шпатов, вследствие чего по калишпату частично развивается кальцит, а по плагиоклазу серицит. Следует отметить, что в эту стадию особенно большим развитием пользуются минералы, содержащие воду, главным образом серицит, иногда вторичный биотит и реже эпидот.

В самую последнюю низкотемпературную стадию большей частью происходит пелитизация и реже соссюритизация плагиоклазов и хлоритизация биотитов. Вместе с тем иногда наблюдается выделение большого количества кальцита в виде мелких жилок или отдельных скоплений.

Таким образом, для высокотемпературной стадии автотематоморфизма в породах интрузивов ведущим процессом является альбитизация для среднетемпературной — серицитизация и эпидотизация, а для низкотемпературной — хлоритизация и образование пелитоморфных агрегатов с одновременной кристаллизацией кальцита.

Очень часто широкое развитие наложенных гипергенных процессов мешает и затрудняет расшифровку новообразований, связанных с определенными типами метаморфизма.

Следует отметить, что в связи с внедрением гранитоидов массивов широкое развитие получает также контактовый метаморфизм. Контактному воздействию интрузии подвергаются различные по составу и происхождению образования, как магматические диорит-порфириды и гранодиорит-порфиры первой интрузивной фазы, так и осадочные и глинистые сланцы.

Цурунгалский и Тотельдашский штоки гранит-порфиров, как отмечалось в нескольких местах прорывают дайки диорит-порфиритов. Контакты с дайками обычно четкие и ровные, но иногда извилистые, с постепенными переходами.

Простираение даек северо-западное и, редко, почти меридиональное, с азимутами 300—280°; мощность их достигает 7—10 м.

В эндоконтактах гранит-порфиров с дайками происходят некоторые изменения. Мощность измененной зоны невелика и варьирует от 5—10 см до 1—1,5 м.

Детальное изучение эндо- и экзоконтактов гранит-порфиров с дайками диорит-порфиритов показало, что контактовое воздействие гранитов на диорит-порфириды в первую очередь сказывается в интенсивном развитии калиевого метасоматоза и частично натриевого. В результате этого породы сильно гранитизируются, хотя часто эти процессы развиваются в очень узкой полосе контакта. В свою очередь, в эндоконтактах гранит-порфиры обогащаются магнием и кальцием, что вызывает образование большого количества биотита, иногда амфибола, а также плагиоклаза с повышенной основностью и аксессуарных минералов— апатита и сфена. В результате этого образуются породы смещенного типа с рядом переходных типов от кварцевых диоритов и плагиогранитов до гранитов.

Весьма своеобразное изменение наблюдается в эндо- и экзоконтактах гранит-порфиров с глинистыми сланцами.

Там, где граниты массивов непосредственно соприкасаются с глинистыми сланцами в эндоконтактах обычно наблюдается изменчивость структуры породы; часто появляются граниты с гипидиоморфной структурой, нередко переходящие в порфиридные граниты и очень редко встречаются мелкозернистые разности гранитов с аплитовидными зонами. Ширина эндоконтактного ореола в различных участках измеряется сантиметрами и очень редко первыми десятками метров. Такое колебание мощности эндоконтактной зоны, вероятно, зависит от массивности или раздробленности вмещающих сланцев, так как часто наблюдается чередование участков с обилием ксенолитов, с зонами, совершенно не содержащими их. В эндоконтактах массивов иногда наблюдается также грейзенизация гранит-порфиров. Этот процесс особенно широко развит на участке Чорохского и Тотельдашского интрузивов. Ширина зон грейзенизации в эндоконтактах достигает нескольких сантиметров, но иногда захватывает более значительные площади в купольной части массивов.

Подвергшиеся пневматолитовому метаморфизму породы макроскопически представляют собой светлую разновидность с обильными чешуйками мусковита, срастающимися с сахаровидными зернами кварца. Под микроскопом они почти целиком состоят из кварца и мусковита, но иногда наблюдаются сильно измененные резорбированные кристаллы

плаггиоклаза, очень редко встречается биотит, который часто мусковитизируется. Из акцессориев попадаются апатит и турмалин.

Суммируя вышеизложенное, можно отметить, что контактовые взаимоотношения вмещающих пород и магмы очень многообразны, что порой приводит к образованию весьма своеобразных гибридных разновидностей пород.

В результате воздействия гранитной магмы на вмещающие породы в контакте с ними образуется довольно большое разнообразие конечных продуктов, в чем решающая роль, вероятно, принадлежит вещественному составу самой магмы и вмещающей среды, а также физико-химическим условиям расплава.

Экзоконтактовая полоса измененных пород вокруг массивов имеет весьма широкое развитие. Контактное изменение охватывает значительное поле вмещающих пород, что зависит от расстояния метаморфизирующего источника. В большинстве случаев интрузивные массивы гранит-порфиров вносят новые изменения в ранее метаморфизованные глинистые сланцы, подергшиеся воздействию более ранних преобразующих процессов (первая интрузивная фаза).

Ширина контактовых ореолов вокруг массивов сильно варьирует и всецело зависит от мощности этих тел, наибольший из них Цурунгальский интрузив образует контактовый ореол в пределах 600—800 м, воздействие же других массивов на вмещающие породы более слабое.

Наблюдения показывают, что в экзоконтактовых ореолах протекают сложные процессы метаморфизма, вызванные сочетанием чисто термального метаморфизма с пневмато-гидротермальным, сопровождавшимся привнесением вещества во вмещающие глинистые сланцы.

По интенсивности изменения в контактовом ореоле наблюдаются постепенно переходящие друг в друга несколько зон, представленные всей гаммой пород от гибридных смешанного типа и мигматизированных роговиков до пятнистых сланцев и хлорит-серицитовых филлитов.

В зоне роговиков и особенно в мигматизированных роговиках наблюдается интенсивный привнос из магмы таких веществ, как кремний и щелочи, особенно калий (биотит, калишпат), магний и железо (биотит, кордиерит и т. д.), и летучих компонентов — фтора, бора, H_2O (апатит, турмалин, мусковит и т. д.), что порой приводит к образованию узкой полосы гибридных пород с весьма изменчивым минеральным составом в экзоконтакте гранит-порфиров с глинистыми сланцами.

Пневмато-гидротермальный метаморфизм также наложил значительный отпечаток на вмещающие интрузивы породы. В глинистых сланцах этот метаморфизм проявляется в преобразовании биотита в его интенсивной мусковитизации, а также в появлении в большом количестве апатита, турмалина, серицита и рудных минералов-молибденита, вольфрамит, арсенопирита, пирита и др. Последние наблюдаются обычно в виде очень мелких зерен в ближайших к интрузивам контактовых частях.

Контакты между гранит-порфирами и вмещающими породами часто резкие, отчетливые, но в ряде случаев расплывчатые с постепенными переходами, что хорошо видно под микроскопом; иногда одни и те же вкрапленники или порфириобласты кварца и плаггиоклаза частично располагаются в гранит-порфирах, частично в роговиках и тогда четкая граница между обеими породами не наблюдается, что указывает на перекристаллизацию и гранитизацию роговиков в контакте с гранит-порфирными. В связи с этим нередко на достаточно большом расстоянии обширные краевые зоны массивов носят как бы переходный характер между контактными роговиками и настоящей магматической породой.

Часто в экзоконтактовой полосе появляется полоса гибридных пород с весьма изменчивым составом, состоящая из нескольких отличающихся друг от друга зон.

Следует отметить, что иногда полоса гибридных пород отсутствует и непосредственно к граниту примыкает зона мигматизированных роговиков или андалузитовых и кордиерит-биотитовых роговиков.

Мигматизированные роговики представляют собой светло-серые с коричневым оттенком плотные породы с резко выраженной полосчатой текстурой и отсутствием сланцеватости. Породы эти являются смещенными. Под микроскопом наблюдается перемежаемость полосок преимущественно биотитового состава с прослоями лейкократового материала (рис. 23). Темноцветные полоски почти целиком состоят из биотита. Кроме биотита часто встречаются кварц и листочки мусковита; наблюдается обилие апатита; размер чешуек биотита варьирует от 0,1 до 0,3 мм. Иногда доходит до 1 мм. Расположение листочков биотита ориентированное, они вытянуты вдоль сланцеватости, создавая полосчатую текстуру пород.



Рис. 23. Меланократовые (богатые биотитом) и лейкократовые (кварцево-полевошпатовые) полоски в мигматизированном роговике. Шлиф 336. Николи +, увел. 18.

Часто за полосой мигматизированных роговиков следует зона андалузитовых и андалузит-кордиерито-биотитовых роговиков, которые имеют весьма широкое распространение и иногда непосредственно примыкают к контактам интрузивов.

Макроскопически они серовато-коричневого цвета с фиолетовым оттенком породы с плохо выраженной сланцеватостью и тонкослоистой текстурой.

Под микроскопом структура породы гранолепидобластовая (роговиковая). Из породообразующих минералов в большом количестве присутствуют кварц и биотит, иногда появляются мусковит, андалузит и очень редко кордиерит и турмалин.

Описанная зона роговиков имеет изменчивую мощность, она варьирует от 10—20 до 50—60 м, а иногда и больше.

Полоса роговиков постепенно сменяется зоной кварцево-сланцевых сланцев, которые представляют собой переходную разность от пятнистых сланцев к роговикам.

Кварцево-сланцевые сланцы имеют лепидобластовую, иногда гранолепидобластовую мелкозернистую структуру. Текстура тонкосланцеватая.

Порода состоит, главным образом, из кварца, биотита и мусковита, иногда встречаются плагиоклазы, изредка появляется андалузит. Глинистое и углистое вещество в породе отсутствует или же появляется в ничтожном количестве.

По мере удаления от контактов массивов кварцево-сланцевые сланцы постепенно переходят в узловато-пятнистые сланцы, которые отличаются от предыдущих пород сравнительно малой степенью метаморфизма. Появляются они на различных расстояниях от интрузивов, например, от Цурунгальского интрузива они встречаются на расстоянии 500 — 600 м, а от Чорохского и Тотельдашского массивов расположены ближе.

Макроскопически пятнистые сланцы представляют собой черные и темно-серые цвета породы, со слоистой текстурой. Сланцеватость выражена слабо.

Под микроскопом в породе наблюдаются тонкие полоски, состоящие из глинистого материала, ориентированные вдоль слюдяных чешуек, и углистое вещество; встречаются также узловатые обособления графитового вещества, состоящего из тонкодиспергированного вещества, которое часто локализуется в мелкие прослойки и полоски, расположенные также в направлении слоистости, образуя неправильные линзовидные скопления.

Кроме обособлений углистого вещества, иногда в породе наблюдаются полностью раскристаллизованные овалоиды, сложенные из мелкозернистых минеральных агрегатов величиной в 0,005-0,006 мм. Очень мелкие зерна, слагающие овалоиды, затрудняют определение первичного состава пятен. Часто овалоиды с краев окружены чешуйками биотита, а иногда частично резорбированы минералами окружающей массы, главным образом слюдами.

Основная масса породы состоит из мелких чешуек биотита, мусковита и серицита, перемежающихся с тонкими прослойками углистого материала и глинистого вещества.

По мере удаления от контактов пятнистые сланцы постепенно переходят в серицито-хлоритовые филлиты, которые обычно встречаются в самых отдаленных от контактов участках и представляют собой слабо метаморфизованную разновидность глинистых сланцев. От последних филлиты отличаются несколько более светлой окраской, иногда преобладают даже темно-серые цвета. Филлиты — более плотные породы с характерной звонкостью, не присущей глинистым сланцам. На плоскостях сланцеватости имеют тусклый блеск. Под микроскопом обнаруживаются значительное содержание глинистого (пелитового) вещества, расположенного прослойками. Однако большей частью глинистое вещество нацело превращено в тонкие слюдяные агрегаты, ориентированные в направлении слоистости.

В раскристаллизованных участках породы большую роль играет серицит, размер чешуек которого варьирует от 0,02 до 0,1 мм. Иногда встречаются также отдельные мелкие чешуйки мусковита. В сравнительно малом количестве содержится хлорит. Этот последний создает как мелкие (0,02—0,05 мм) листочки, так и отдельные скопления. Хлорит имеет бледно-зеленую окраску со слабым плеохроизмом.

В ряде случаев встречаются кристаллы кварца и плагиоклаза. Первый из них наблюдается как в виде отдельных изометрической формы зерен, так и в гнездовых скоплениях. Еще реже встречаются угловато-округлые зерна плагиоклаза; они представлены кислым олигоклазом № 10—11. Иногда появляются слегка окатанные зерна апатита. Очень часто в породе встречаются также рудные минералы — пирит, рутил и ильменит, изредка сфен.

По мере увеличения пелитового вещества серицито-хлоритовые филлиты постепенно переходят в обыкновенные глинистые сланцы.

Ксенолиты

Породы массивов содержат большое количество ксенолитов различного состава и величины. Распределены они в интрузивных телах и в самих массивах неравномерно. Наибольшее количество ксенолитов встречается в цурунгальских гранит-порфирах, меньшее в Чорохском и Тотельдашском массивах. Размер ксенолитов обыкновенно колеблется от 0,2—0,5 до 10—15 см, форма самая разнообразная; удлиненная, округлая или угловатая. По направлению к контактам интрузивов количество ксенолитов увеличивается. Границы с гранитами обычно резкие, но наблюдаются и постепенные переходы. Иногда удается распознать состав первичных пород (глинистые сланцы, песчаники, диорит-порфиры и т. д.), в большинстве же случаев установить это не удается из-за их сильного преобразования. В ряде случаев составы ксенолитов и граниты настолько сближаются, что ксенолиты отличаются от гранит-порфиров только своей более мелкозернистой или гипидиоморфной структурой.

Гранит-порфиры близ ксенолитов тоже меняют свой состав. Нередко ксенолиты окружены реакционной каймой гибридной породы, с такситовой структурой, содержащей до 30—35% биотита; вокруг роговиков появляются аплитовые оторочки и пегматоидные обособления. Характер изменения гранитов полностью зависит от вещественного состава включенных в него ксенолитов.

По минеральному составу среди ксенолитов преобладают гранитизированные разновидности глинистых сланцев, а вблизи выходов даек диорит-порфиров в гранит-порфирах обильны ксенолиты последних пород.

Наиболее интересными являются ксенолиты, которые представляют собой скопления темноцветных минералов и напоминают сильно измененные основные породы. Форма этих ксенолитов округло-эллипсоидальная или вытянуто-ленточная; контакты с вмещающими гранит-порфирами всегда расплывчатые, с постепенными переходами. Обычно степень ассимиляции и гранитизации ксенолитов зависит от величины или же от их расположения в теле интрузива. Ксенолиты, находящиеся в центральных частях массивов, изменены и преобразованы сильнее, нежели в приконтактной полосе.

Ксенолиты слабоизмененных глинистых сланцев имеют угловатые очертания и резкие контакты с гранит-порфирами; они представлены обыкновенными роговиками с гранолепидобластовой мелкозернистой структурой. Состоят из кварца и большого количества биотита, иногда появляются чешуйки мусковита, кристаллы андалузита и турмалина. Почти все ксенолиты глинистых сланцев перекристаллизованы, и глинисто-углистое вещество содержится в некоторых больших их обломках в малом количестве или же отсутствует совершенно.

Количественно-минеральный состав ороговикованного ксенолита из приконтактной части приводится в таблице 17.

Часто в ороговикованные ксенолиты проникают мельчайшие инъекции гранитного материала, придавая им гнейсовидную текстуру.

Кварцево-полевошпатовые инъекции нередко образуют порфиробласты или же отдельные гнездообразные скопления, обычно содержащие массу мелких чешуек биотита. В породе появляется большое ко-

Таблица 17
Количественно-минеральный состав ороговикованного ксенолита в объемных %

Минералы	Ороговикованный ксенолит из приконтактной части
Калишпат	17,98
Плагиоклаз	3,01
Кварц	47,97
Биотит	31,00
Акцессорные	0,02
Рудные	0,01

личество кристаллов апатита, а иногда близ инъекции наблюдаются зерна турмалина.

По мере увеличения инъецированного материала образуются мигматизированные роговики, а при крайней степени их изменения происходит полная гранитизация, вследствие чего вдоль краевых частей массивов или в местах провесов кровли (в участках нахождения многочисленных ксенолитов) образуются контаминированные глинистым (роговиковым) веществом разности гранитов, сильно пересыщенных глиноземом, т. е. близкие к плагиогранитам или гранодиоритам породы.

Сильно измененные (гранитизированные) роговики большей частью развиты в центральных частях массивов, хотя они иногда наблюдаются и в краевых частях, и в местах провесов кровли.

Границы этих ксенолитов с гранит-порфирами расплывчатые, обычно неровные. Иногда ксенолиты полностью превращены в агрегаты мелкочешуйчатого биотита. Нередко такие участки имеют различные очертания, встречаются даже

Таблица 18
Количественно-минеральный состав сильно гранитизированных роговики в объемных %

Минералы	Сильно преобразованный роговик. Среднее из 5 пересчетов. Обр. № 392	Сильно преобразованный роговик. Среднее из 4 пересчетов. Обр. № 388
Калишпат	15,01	18,21
Плагиоклаз	46,73	36,06
Кварц	20,10	29,12
Биотит	16,94	12,23
Акцессорные	0,94	3,30
Рудные	0,31	0,22

лентообразно вытянутые формы. Принадлежность этих ксенолитов к исходным роговикам устанавливается реликтовой роговиковой структурой.

Микроскопическое их изучение показало сильную изменчивость и минерального состава, и структуры; обычно они имеют массивную текстуру и гипидиоморфную структуру. Однако помимо гипидиоморфной, здесь широко развиты такситовая,

порфиоровидная и даже благопелитовая и бластопсаммитовая структуры.

В составе этих пород преобладающее место занимают плагиоклазы: калишпат встречается значительно реже. Сравнительно в большом количестве присутствуют биотит и кварц.

Таблица 19
Количественно-минеральный состав гранодиорита и плагиогранита массивов в объемных %

Минералы	Плагиогранит	Гранодиорит
Калишпат	17,13	19,10
Плагиоклаз	49,90	37,10
Кварц	19,80	31,30
Биотит	10,20	7,8
Акцессорные	2,56	4,4
Рудные	0,23	0,31

Минеральный состав этих ксенолитов резко отличается от неизменных роговики (табл. 17), на что указывает пересчет их количественно-минералогического состава (табл. 18).

Данные таблицы 19 показывают, что гибридные породы по преобладанию плагиоклаза над калиевым полевым шпатом скорее всего соответствуют гранодиориту или плагиограниту (ср. таблицы 17 и 19).

В ряде случаев вокруг обломков роговиковых ксенолитов наблюдались разнообразные реакционные каемки. Некоторые из них имеют аплитовидную или пегматоидную структуру; состоят они из зерен кварца и полевых шпатов. Другие

реакционные каймы представляют собой агрегат крупнокристаллического кварца и биотита; иногда эти каемки целиком состоят из крупночешуйчатого биотита. Во всех реакционных каемках в большом количестве присутствует апатит, рудные минералы (магнетит, арсенопирит, пирит), иногда турмалин.

Появление реакционных каемок вокруг некоторых обломков говорит о том, что в ряде случаев между ксенолитом и магмой происходили реакции обмена вещества без переплавления.

Однако нахождение в сильно преобразованных ксенолитах глинистых сланцев округло-овальной формы с расплывчатыми нерезкими контурами, а также наличие в массивах большого количества сильно гибридных пород (плагиигранитов, двуслюдяных гранитов), пересыщенных глиноземом, указывает на поглощение гранитной магмой обломков глинистых сланцев.

Из ксенолитовых пород, как отмечалось, в интрузивных массивах встречаются также диорит-порфириты из даек первой интрузивной фазы. Особенно обильны они в местах пересечения гранит-порфирами даек. Однако изредка они попадают и в центральных частях интрузивных тел.

Форма этих ксенолитов весьма разнообразная — от округло-овальной и удлиненной до неровной с угловатыми очертаниями. Размер колеблется от 1—2 до 5—6 см. Контакты с гранит-порфирами обычно резкие, в ряде случаев расплывчатые, с постепенными переходами.

Макроскопически эти ксенолиты представляют темно-коричневые с фиолетовым оттенком порфиновые породы. На темном фоне обломков хорошо видны порфиновые выделения полевых шпатов.

Минеральный состав неизмененных обломков ничем не отличается от описанных диорит-порфиритов. Под микроскопом состоят они из плагиоклаза и биотита, реже встречается кварц. Из аксессуаров в большом количестве присутствует апатит, иногда появляются циркон и турмалин.

Часто попадают также измененные обломки этих пород. Наиболее характерной особенностью измененных ксенолитов является часто наблюдаемая под микроскопом порфировидная структура, выраженная в сильном развитии порфиновых выделений калиевого полевого шпата. Нередко порфиновые кристаллы располагаются неравномерно по всему ксенолиту.

Процесс изменения сводится к тому, что под воздействием гранитной магмы в ксенолитах происходит замещение калишпатом плагиоклаза. Измененный ксенолит сильно обогащается также кварцем. В этих последних часто наблюдается колебание количества кварца и калишпата, при этом содержание биотита остается почти таким же.

В большинстве случаев по преобладанию калишпата над плагиоклазами породы приближаются к меланократовым калиевым гранитам, на что указывает пересчет количественно-минерального состава измененных ксенолитов диорит-порфиритов (табл. 20).

Местами в гранит-порфирах массивов встречаются обломки иного состава и строения, чем вышеописанные ксенолиты; попадают они большей частью в центральных частях Цурунгальского массива и представляют собой полностью переработанные породы, среди которых в редких случаях удается заметить очень мелкие уцелевшие участки исходной основной породы с офитовой структурой. Сходство их с основными породами устанавливается также по присутствию большого количества сфена и магнетита, характерных для основных пород аксессуаров.

В ряде случаев обломки основных пород оказываются полностью замещенными агрегатом тонкочешуйчатого биотита; они напоминают

Таблица 20
Количественно-минеральный состав измененного диорит-порфирита в объемных %

Минералы	Гранитизированный ксенолит диорит-порфирита. Обр. 372
Калишпат	40,13
Плагиоклаз	3,23
Кварц	26,20
Биотит	29,12
Аксессуары	1,11
Рудные	0,21

обломки гранитизированных биотитовых роговиков. Однако их химические анализы показывают повышенное содержание Са и Mg, чем это характерно для биотитовых роговиков (табл. 21).

Размер этих ксенолитов от 1—2 до 5—8 см. Резкие контакты редки, чаще наблюдаются постепенные переходы от переработанных ксенолитов в гранит-порфиры. Нередко граниты почти полностью замещают ксенолиты, причем процессы замещения особенно хорошо прослеживаются в периферических частях ксенолитов. Центральная часть ксенолита в большинстве случаев сложена темно-коричневым биотитом и хлоритом, изредка попадаются очень мелкие останцы зерен пироксена, совместно с которыми встречаются основные плагиоклазы, кальцит, сфен, магнетит и апатит.

Таблица 21

Данные химических анализов биотитового роговика и измененного ксенолита основной породы в весовых %

Окислы	Биотитовый роговик. Обр. № 456	Преобразованный ксенолит основного состава. Обр. 374
SiO ₂	64,00	51,01
TiO ₂	0,21	1,12
Al ₂ O ₃	16,31	14,65
Fe ₂ O ₃	1,21	4,71
FeO	3,11	6,50
MnO	0,20	0,31
MgO	3,51	6,14
CaO	4,43	7,33
Na ₂ O	2,53	4,21
K ₂ O	3,24	2,12
H ₂ O	1,45	1,90

В периферической части ксенолита кальцит постепенно исчезает, уменьшается количество хлорита, больше становится калишпата (анортоклаза), местами создающего большие порфиновые выделения, замещающие плагиоклазы; наблюдается появление циркона, апатита, иногда турмалина. Видно интенсивное замещение остаточных зерен пироксена агрегатом, окрашенным в бледно-зеленый цвет лучистого актинолита. На следующей стадии по амфиболу возникают мелкие чешуйки биотита, плеохроирующие в светло-коричневых тонах. Одновременно происходит замещение основных плагиоклазов более кислыми, иногда же калишпатом и кварцем. В еще более удаленных от центральной части ксенолита участках наблюдается сильное повышение количества калишпата, кварца и биотита. В

данном случае гранитная магма почти полностью ассимилировала краевую часть ксенолита, в результате чего заметно изменила его минеральный состав. В ксенолите на месте исходных минералов основного плагиоклаза, пироксена или амфибола появляются более кислые плагиоклазы и биотиты, увеличивается количество калишпата, кварца и акцессориев—apatита, циркона и турмалина. В конечном итоге преобразованные ксенолиты, приобретают близкий к гранодиоритам минеральный состав (табл. 22).

Таблица 22

Количественно-минеральный состав диабазового порфирита и измененных ксенолитов основного состава в объемных %

Минералы	Диабазовый порфирит	Слабо измененный ксенолит. Обр. 322a	Сильно преобразованный (гранитиз.) ксенолит. Обр.407a
Калишпат		2,16	34,12
Кварц		1,41	28,5
Плагиоклаз	53,10	54,31	23,28
Пироксен	17,20	0,91	—
Амфибол	15,80	1,51	—
Биотит	2,4	28,61	12,61
Кальцит	2,6	5,12	—
Хлорит	3,4	3,31	—
Эпидот	0,7	1,21	—
Акцессорные	3,4	0,11	1,02
Рудные	1,4	1,33	0,56

Из таблицы видно, что ксенолиты основных пород резко обогащаются калишпатом, кварцем и содержат меньше темноцветных минералов (гранитизированный ксенолит содержит до 34,12% калишпата и 28,5% кварца по сравнению со слабо измененным ксенолитом основной породы, содержащим 2,16% калишпата и 1,41% кварца). Количество темноцветных минералов снижается от 35,4 в основной породе до 12,61% в гранитизированном ксенолите. Однако изменению подвергаются не только ксенолиты, но и гранит-порфиры.

Вследствие большой разницы в исходном составе ксенолитов и гранитной магмы процессы преобразования здесь протекают более интенсивно. В первую очередь происходит сильное обогащение гранит-порфиров биотитом. Эти породы вокруг ксенолитов превращаются в гибридные породы, содержащие до 35—38% биотита, кроме того вблизи обломков основной породы они содержат плагиоклазы с повышенной основностью № 35—45 и даже № 55—60, в то время как в измененном гранит-порфире номер плагиоклаза составляет 19—25.

В контаминированных гранит-порфирах в большом количестве содержатся также апатит, эпидот и сфен.

Меланократовые обогащенные биотитом участки гранит-порфиров под микроскопом обычно имеют гипидиоморфную или порфировидную структуру. Состоят они, в основном, из плагиоклаза и биотита, изредка появляются кварц и калишпат. Из аксессуариев в большом количестве присутствуют апатит, сфен, магнетит, реже наблюдаются циркон и турмалин.

Характерной для этих участков является сильная изменчивость их минерального состава. При неизменно большом содержании биотита меняется количество плагиоклаза, калишпата и кварца. Вследствие этого обогащенные биотитом меланократовые участки нередко отвечают то гибридным диорит-порфиритам и кварцевым диорит-порфиритам, то гранодиорит-порфирам (табл. 23).

Таблица 23
Количественно-минеральный состав неизменного гранит-порфира и гранит-порфира, обогащенного биотитом, в объемных %

Минералы	Неизменный гранит-порфир. Обр. 217	Обогащенные биотитом участки гранит-порфиров	
		Обр. 222	Обр. 224
Калишпат	35,80	9,46	3,10
Плагиоклаз	21,41	30,12	40,11
Кварц	32,63	15,09	17,20
Биотит	8,10	38,02	30,57
Кальцит	0,1	2,15	1,97
Хлорит	0,2	1,11	1,55
Эпидот	0,02	0,95	1,75
Акцессорные	1,22	2,72	3,20
Рудные	0,24	0,35	0,55

Из таблицы 23 следует, что гранит-порфиры в контакте с ксенолитом основной породы сильно обогащаются биотитом и объединяются калишпатом. Гибридные (обогащенные биотитом) породы содержат до 30—38% биотита и 3—9% калишпата по сравнению с неизменным гранит-порфиром, содержащим 8,1% биотита и 35,8% калишпата.

Все эти факты несомненно говорят за то, что в ксенолит из магмы в большом количестве привносился калий, в результате чего граниты обеднялись калишпатом, в то же время из ксенолита в магму выносился магний, кальций и железо, вызывавшие обеднение основной породы темноцветным минералом и обогащение гранитов биотитом,

эпидотом и аксессуарными (табл. 23), в конечном итоге ксенолиты и магма приобретают средний минеральный состав, занимающий переходящее место между основной породой и гранитом.

Эти особенности в минеральном составе находят свое выражение и в данных химического анализа (табл. 24).

Как следует из таблицы, в обогащенном биотитом граните (обр. 622) содержание окиси кальция и магния поднимается до 4,32—3,90% по сравнению с неизменным гранитом — 2,5—1,1%, значительно повышено также количество окисного и закисного железа и понижено содержание окиси калия. По сравнению с неизменным диабазовым порфиритом (обр. 62) в сильно измененном ксенолите основной породы (обр. 732) понижается количество окиси кальция и магния (от 9,32%

Таблица 24
Химический состав неизменного гранит-порфира, диабаз-порфира и измененных их разновидностей

Окислы	Неизменный гранит-порфир Обр. 461	Гранит-порфир, обогащенный биотитом. Обр. 622	Неизменный диабаз-порфирит. Обр. 62	Сильно измененный ксенолит основной породы Обр. 732
SiO ₂	70,00	65,00	48,31	63,03
TiO ₂	0,3	0,40	1,42	1,11
Al ₂ O ₃	16,00	17,20	14,94	15,65
Fe ₂ O ₃	1,5	2,40	3,62	2,12
FeO	1,3	2,62	6,84	3,52
MnO	0,03	0,02	0,90	0,32
MgO	1,1	3,90	8,01	4,17
CaO	2,5	4,32	9,32	3,43
Na ₂ O	2,7	2,61	4,21	2,12
K ₂ O	4,1	1,44	0,90	3,32
P ₂ O ₅	0,2	0,07	0,41	0,02
H ₂ O	0,02	0,02	1,09	1,04

и 8,01% до 3,43—4,17), повышается содержание кремнекислоты (от 48,31 до 63,03%) и окиси калия (от 0,90 до 3,32%).

Вышеизложенное дает основание считать, что все измененные ксенолиты были захвачены магмой и переработаны. Происходила контаминация расплава веществом осадочных и изверженных вмещающих мезозойских пород.

Колебания в составе гранит-порфиров почти полностью зависели от вещественного состава ксенолита, что хорошо прослеживается на составленных нами вариационных диаграммах (рис. 24).

Данные этих диаграмм показывают, что в результате воздействия гранитной магмы на роговики (глинистые сланцы) образуются разности пород, близко стоящие по количественно-минеральному составу к плагиогранитам (рис. 24, I). Ассимиляция биотитовых диорит-порфиритов приводит к образованию меланократовых калиевых гранитов, а основных пород — к гибридным, обогащенным биотитом, разностям

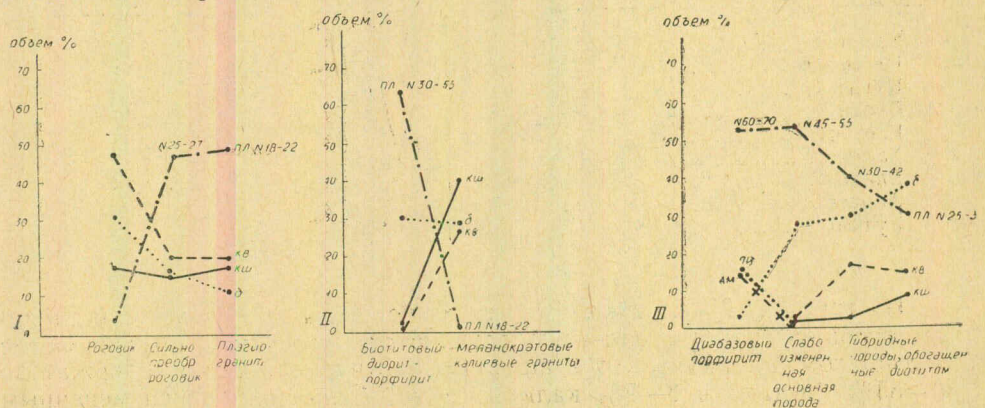


Рис. 24. Вариационные диаграммы количественно-минерального состава различных ксенолитов и продуктов их преобразования: Пл—плагиоклаз; Кш—калицшпат; Кв—кварц; Б—биотит; Ам—роговая обманка; Пи—пироксен; № 45—55—номер плагиоклазов.

гранитов (рис. 24, III, с основным плагиоклазом), приближающимся к диоритам или кварцевым диоритам.

Гранит-порфиры и лейкократовые граниты

Породы этой группы пользуются незначительным распространением. Залегают они в виде даек в глинистых сланцах, мощность которых колеблется в пределах от 1 до 5—6 м. Протяженность даек иногда достигает нескольких километров. Простираются они на ВСВ 70—80°, но иногда на СВ 20—30° и обычно падают на СЗ и СВ и реже на юг под углом 50—65°.

Наряду с дайками, залегающими в сланцах в пределах восточного и западного склонов горы Цурунгал, нередко встречаются мелкие апофизы, отходящие от одноименного интрузива. Это позволяет считать некоторые дайки гранитов и гранит-порфиров синхроничными с гранит-порфирами главных массивов.

Минеральный состав жильных гранит-порфиров и лейкократовых гранитов почти идентичны: последние представляют фациальную разновидность гранит-порфиров и отличаются лишь меньшим содержанием темноцветного минерала и сравнительно повышенным количеством калишпата (табл. 25).

Структура пород обычно порфировая или порфировидная, с гипидиоморфной структурой основной массы.

Состоят они из кварца, калишпата, плагиоклаза и в малом количестве биотита. В отличие от вышеописанных пород (второй интрузивной фазы) в составе гранит-порфиров и лейкократовых гранитов наблюдается увеличение количества кварца, главным образом, в основной массе и появление крупных порфировых вкрапленников калишпата.

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, турмалином, очень редко сфеном и рутилом; из рудных наиболее обычны пирит и арсенопирит, реже магнетит.

Среди вторичных минералов встречаются серицит, хлорит, альбит, реже кальцит и эпидот.

Кварц составляет существенную часть основной массы, но встречается и в виде вкрапленников. Кварц во вкрапленниках образует округлые или изометрические зерна размером от 0,8 до 1 мм. Минерал свежий, включений почти не содержит и совершенно не обнаруживает волнистого погасания.

Калиевый полевой шпат встречается главным образом в основной массе породы, но иногда создает и крупные порфировые вкрапленники, особенно в лейкократовых разностях гранит-порфиров. Наряду с появлением калишпата, во вкрапленниках наблюдается деанортитизация плагиоклазов. Размер порфировых вкрапленников колеблется от 0,5 до 0,9 мм. Минерал свежий, прозрачный, иногда слегка пелитизированный, нередко замещает плагиоклазы, а иногда содержит включения зерен кварца и плагиоклаза. В ряде случаев наблюдается развитие неправильной формы пертитовых прорастаний; нерешетчатого строения не обнаруживает. Калишпат в основной массе образует неправильной, изометрической формы кристаллы размером от 0,01 до 0,2 мм, расположенные в промежутках между зернами кварца и плагиоклаза. Измерение на Федоровском столике обнаруживает принадлежность его к аноктоклазу:

1) $N_g=19^\circ$, $N_m=83^\circ$, $N_p=72^\circ$, $P_{сн} \perp (010)$, $2V=-49^\circ$; 2) $N_g=85^\circ$, $N_m=20^\circ$, $N_p=71^\circ$. $P_{сн} \perp (001)$, $2V=-45^\circ$.

Плагиоклаз встречается преимущественно в основной массе, но наблюдается и в виде порфировых вкрапленников. Вкрапленники плагиоклазов создают идиоморфные кристаллы. Большинство зерен образует зональное строение; зональность нормальная. Состав плагиоклаза в среднем колеблется в пределах от № 15—18 в лейкократовых гранитах до № 20—27 в гранит-порфирах. В зональных кристаллах центральная часть представлена № 25—27, краевые зоны № 19—20. Состав мелких вкрапленников и зерен основной массы соответствует краевым зонам крупных кристаллов, хотя в основной массе встречаются зерна более кислого состава, соответствующие № 9—15.

Измерение микролитов плагиоклаза основной массы показало, что состав их колеблется от № 9 до № 21.

Таблица 25
Количественно-минеральный состав
жильного гранита и лейкократового
гранита в объемных %

Минералы	Жильные гранит-пор- фиры. Обр.13	Лейкократо- вый гранит- порфир. Обр. 26
Кварц . . .	38,45	35,65
Калишпат	30,63	38,12
Плагиоклаз	19,11	20,58
Биотит . . .	7,81	3,75
Акцессорные	0,98	1,10
Рудные . . .	1,02	0,85

Плагиоклаз вторичным процессам почти не подвержен, за исключением краевых частей и трещинок, где наблюдается слабая серицитизация.

В породах этой группы биотит содержится в весьма изменчивом количестве — от 7—8% в жильных гранит-порфирах до 3—4% в лейкократовых их разностях. Образует мелкие (0,2—0,5 мм) неправильной, реже удлиненной формы чешуйки с резким плеохроизмом. Минерал плеохроирует от соломенно-желтого по Ng, до светло-коричневого по

Ng. Обычно он свежий, изредка наблюдается хлоритизация, сопровождающаяся выделением рутила в виде сагенитовой решетки. Иногда в табличках биотита встречаются включения апатита и циркона, не плеохроичные дворики вокруг цирконов либо отсутствуют, либо очень незначительны. Некоторые пластинки биотита содержат включения рудного минерала или наблюдается совместное их скопление.

Результаты пересчета количественно-минерального состава жильных гранит-порфиров и лейкократовых гранитов приводится в таблице 25.

Кварцевые порфиры

Кварцевые порфиры пользуются сравнительно меньшим распространением. Образуют они маломощные дайки (от 0,5 до 2—3 м), протяженность которых достигает значительных размеров, доходя до нескольких километров. Простираются они на ВСВ 60—70° и в большинстве случаев падают на СЗ под углом 70—75°, но иногда встречаются и близмеридиональные дайки СЗ 350—355° простираения с крутыми падениями. Дайки этих пород распространены в верховьях рек Корельдаш, Усахело и Чорох.

На западном склоне горы Цурунгал (верховья р. Корельдаш) ниже на 10—12 м от контакта гранит-порфиров Цурунгалского интрузива, дайка кварцевого порфира, залегающая в глинистых сланцах, мощностью в 3—4 м, пересекает диорит-порфиритовую дайку (рис. 3).

Следует отметить, что типичные дайки кварцевых порфиров в гранитах не встречены, однако наблюдались жилы с порфировидной крупнозернистой структурой с микроалломорфной зернистой основной массой по составу сходные с кварцевым порфиром.

Залегающие в глинистых сланцах кварцевые порфиры представлены породами с резко выраженной порфировой структурой, с микрозернистой микропегматитовой и, очень резко, фельзитовой основной массой (обычно в мелких апофизах даек).

Из этого следует, что указанные структурные различия обусловлены внедрением даек в условиях разной температуры в одном случае в осадочные породы, а в другом—в еще неостывшие массивы гранитов. Сказанное может служить косвенным указанием на близость времени внедрения рассматриваемых даек к периоду формирования гранитных интрузий.

Кварцевые порфиры часто связаны постепенным переходом с жильными гранит-порфирами лейкократовыми гранитами. Их минеральный состав почти тождествен кварц-порфировому. Наблюдается лишь несколько большее содержание кварца как во вкрапленниках, так и в основной массе; несколько меньше в породе биотита. Однако главное различие между ними заключается в структуре и размере вкрапленников — величина порфирических вкрапленников здесь во много (30—40) раз превышает размеры зерен основной массы.

Кварцевые порфиры представляют собой светло-серые, почти белые порфирические породы.

Под микроскопом структура их порфирическая с микрогранитной, иногда микропегматитовой и очень редко фельзитовой основной массой.

В составе их устанавливается преобладание кварца и калишпата; подчиненное значение имеют плагиоклаз, биотит и мусковит. Из второстепенных минералов присутствуют циркон, турмалин, иногда апатит, еще реже сфен, из рудных—пирит и арсенопирит. Из вторичных минералов сравнительно большим развитием пользуются серицит, мусковит, альбит, реже хлорит. Часто в шлифах наблюдались мельчайшие обломки серицитизированных глинистых сланцев.

Кварц составляет большую часть порфирических вкрапленников, однако его содержание значительно и в основной массе. Вкрапленники кварца образуют изометрические, округлые, как бы оплавленные кристаллы, нередко с бухтообразными внедрениями основной массы. Размер вкрапленников колеблется в пределах 1—2 мм; они в несколько десятков раз превышают размер зерен основной массы.

Калиевый полевой шпат обычно присутствует в большом количестве в основной массе и лишь изредка встречается во вкрапленниках в виде мелких (0,5—0,9 мм) изометрических зерен. Он совершенно свежий, очень слабо пелитизирован и почти лишен пертитовых вростков. Измерение на Федоровском столике показывает их принадлежность к анортоклазу.

$$Ng=98^\circ, Nm=15^\circ, Np=75^\circ, P_{\text{сн}} \perp (001), 2V=-48^\circ.$$

Кристаллы калишпата в основной массе создают очень мелкие зерна, однако они четко выделяются по дисперсному эффекту среди кварца и плагиоклаза. По форме калишпат аналогичен кварцу и часто дает микропегматитовые сростания с ним.

Плагиоклаз образует большие идиоморфные кристаллы в виде порфирических вкрапленников и мелкие округлой формы зерна в основной массе. Состав зональных плагиоклазов варьирует от № 23—25 в ядре и № 18—19 в периферических частях. Состав же мелких двойникованных кристаллов и зерен основной массы соответствует олигоклазу № 18, реже альбиту.

Состав же микролитов в основной массе варьирует от № 8 до № 18.

Биотит встречается в малом количестве, обычно в основной массе в виде мелких чешуек размером 0,05—0,2 мм, но изредка наблюдается и в виде порфировых вкрапленников. Размер их не превышает 0,8—1 мм. Плеохроизм резкий от светло-коричневого по Nr до темно-коричневого по Ng. Минерал свежий, лишь изредка встречаются слабо хлоритизированные чешуйки, большей частью в основной массе; часто он содержит включения циркона и апатита, а иногда рудного минерала.

Данные пересчета количественно-минерального состава кварцевых порфиров приводятся в таблице 26.

Таблица 26
Результаты пересчета количественно-минерального состава кварцевых порфиров

Минералы	Обр. 351	Обр. 326
Кварц	40,21	36,41
Калишпат	29,64	31,67
Плагиоклаз	21,51	25,21
Биотит	6,71	4,56
Аксессуарные	0,85	0,94
Рудные	1,08	0,81

Аплитовидные граниты

Аплитовидные граниты обнажаются в верховьях рек Корельдаш, Усахело и Чорохи. Породы этой группы имеют сравнительно меньшее распространение, чем предыдущие. Залегают они в глинистых сланцах лейаса в виде даек, мощность которых колеблется в пределах от 0,5

до 1—2 м. Протяженность даек достигает нескольких десятков и сотен метров. Простираение СВ 70—80°, реже СВ 10—30°, с падением на СЗ под углом 55—65°.

В ряде случаев (восточный склон горы Цурунгал) наблюдается пересечение аплитовидными гранитами даек диорит-порфиров.

С глинистыми сланцами и с дайками диорит-порфиров аплитовидные граниты имеют активные контакты, образуя в них мелкие апофизы. В приконтактной полосе аплитовидных гранитов часто наблюдаются либо пегматоидные участки, либо зоны закалки с образованием более мелкозернистых пород. Глинистые сланцы в контакте изменены и превращены в очень узкую полосу роговиков, а диорит-порфиры подвергаются на расстоянии 0,5—1 см грейзенизации или гранитизации.

Эти породы часто связаны постепенными переходами к лейкократовым гранитам и гранит-порфирам; минеральный состав их почти идентичен. Различие заключается в структуре, повышении количества калишпата в аплитовидных гранитах и кислотом характере содержащихся в них плагиоклазов.

Аплитовидные граниты являются плотными массивными светло-серыми, почти белыми породами, часто содержащими мелкие вкрапленники рудных минералов. Структура их аплитовидная, иногда порфировая, реже, гипидиоморфная, с микропегматитовыми участками.

В состав аплитовидных гранитов входят кварц, калишпат, плагиоклаз, реже биотит и аксессуарии—циркон, апатит, турмалин в единичных случаях появляется касситерит. Из вторичных минералов встречаются альбит, хлорит, серицит и мусковит; следует отметить также, что в некоторых образцах (13, 415) наблюдались мелкие зерна андалузита.

Кварц встречается главным образом в виде округло-изометрической формы кристаллов с почти одинаковой степенью идиоморфизма по сравнению с другими минералами.

Калиевый полевой шпат создает округлые или резко неправильной формы зерна размером 0,2—0,6 мм. В ряде случаев встречаются единичные кристаллы в виде порфировых вкрапленников, величина их не превышает 0,3—1 мм. Никогда не проявляет двойникового строения. Всегда отчетливо выражена спайность по (001) и (010). Калишпат представлен анортклазом, на что указывают приведенные ниже изме-

рения: 1) $N_g=78^\circ$, $N_m=14^\circ$, $N_p=83^\circ$, $P_{сн} \perp (001)$, $2V=-42$; 2) $N_g=23^\circ$, $N_m=83^\circ$, $N_p=68^\circ$, $P_{сн} \perp (010)$, $2V=-37^\circ$.

Минерал обычно свежий и прозрачный, реже слегка замутненный, пелитизированный. Иногда наблюдается разъедание плагиоклаза калишпатом, изредка встречаются неправильной формы включения (останцы) плагиоклаза в калишпате, который часто замещается альбитом.

Плагиоклаз содержится сравнительно в меньшем количестве, чем калишпат и кварц. Большой частью образует округлой неправильной формы зерна размером 0,2—0,5 мм. Обычно минерал сдвойникован по альбитовому закону, иногда наблюдается двойникование по карлсбадскому закону. Средний состав их колеблется от альбита № 7—9 до олигоклаза № 15. Изредка слабозонален, причем разница в содержании анортитовой молекулы ядра и периферической части весьма незначительна и составляет 3—6%; так, например, в ядре встречается олигоклаз № 18, а в периферической части № 15—12.

Данные измерений показывают, что в аплитовидных гранитах плагиоклаз обычно кислее, чем в предыдущих породах.

Биотит редок, почти всегда создает мелкие (0,1—0,3 мм) удлиненные чешуйки; плеохроирует от светло-соломенно-желтого по N_p до темно-коричневого по N_g . Измерение светопреломления иммерсионным методом показало, что оно у биотитов аплитовидных гранитов больше, ($gN=1,695$), чем у вышеописанных пород.

Минерал обычно свежий, иногда хлоритизирован, нередко по нему развивается мусковит. Из включений в биотите следует отметить кристаллы апатита и циркона.

Данные пересчета количественно-минерального состава аплитовидных гранитов приводятся в таблице 27.

Минералы	Аплитовидный гранит-Обр. 413
Кварц	32,12
Калишпат	39,77
Плагиоклаз	22,42
Биотит	2,37
Аксессуарные	1,20
Рудные	1,12

Аплиты и пегматиты

Жилы этих пород встречаются очень редко. Аплиты прослеживаются по простиранию всего на 8—20 м, их мощность не превышает 20—30 см. Пегматиты наблюдаются еще реже (встречены они лишь в 2—3 пунктах) и представлены менее мощными телами 1—1,5 м; их протяженность и мощность 10—15 см. Они наблюдались в цурунгальских гранитах, а также в приконтактных частях других массивов.

Аплиты макроскопически представляют плотные мелкозернистые светло-серые, почти белые породы.

Под микроскопом структура паналоморфная (аплитовая).

Состоят они из мелких зерен калишпата, плагиоклаза и кварца, редких чешуек биотита, мусковита и аксессуариев — циркона, апатита, турмалина и касситерита, встречающегося значительно реже.

Кварц наблюдается в сравнительно большом количестве и представлен изометрическими, часто округлой формы мелкими зернами, размер которых колеблется в пределах 0,1—0,3 мм.

Калиевый полевой шпат образует бесформенные округлые зерна размером 0,2—0,5 мм; он относится к аноктоклазу со следующими оптическими константами: $N_g=22^\circ$, $N_m=83^\circ$, $N_p=70^\circ$, $P_{сн} \perp (100)$, $2V=-42^\circ$. Обычно свежий, но иногда попадаются и сильно пелитизированные кристаллы.

Плагиоклаз создает также округлой или изометрической формы мелкие (0,3—0,6 мм) зерна; обычно полисинтетически сдвойникован, очень редко попадаются слабо зональные индивиды, состав которых

колеблется от № 5 до № 9, в единичных случаях же от № 15 до № 18. Плагиоклаз большей частью не изменен, иногда наблюдаются серицитизированные и пелитизированные кристаллы; нередко включает мелкие зерна циркона апатита.

Биотит весьма редок, попадаются единичные чешуйки, которые частично замещены мусковитом или хлоритом.

Мусковит присутствует как в виде отдельных мелких таблечек, так и развивающихся по биотиту чешуек.

Пегматиты пользуются, как отмечалось, ничтожным развитием. Макроскопически они среднезернистые, светло-серые породы, с очень незначительным количеством цветных минералов (биотита). Под микроскопом структура пегматитовая, местами гранофировая.

Главными породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз и кварц, изредка попадает биотит в виде отдельных пластинок, спорадически рассеянных в породе. Встречаются редкие зерна апатита, турмалина, циркона, еще реже касситерита и граната. Размер зерен в среднем колеблется от 0,8 до 10 мм.

Кварц часто наблюдается в пегматоидном сростании с калишпатом, а иногда и с плагиоклазом.

Калиевый полевой шпат представлен пертитизированными анортоклазами $Ng=78^\circ$, $Nm=14^\circ$, $Np=81^\circ$, $P_{сн} \perp (001)$, $2V=-45^\circ$. Количество калишпата намного преобладает над плагиоклазами. Обычно не изменен, но иногда участками пелитизирован.

Плагиоклаз всегда тонко полисинтетически sdвойникован; представлен альбит-олигоклазом: 1) $Ng=16^\circ$, $Nm=75^\circ$, $Np=87^\circ$, дв. ось $\perp (010)$; пл. № 7; 2) $Ng=10^\circ$, $Nm=81^\circ$, $Np=86^\circ$, дв. ось $\perp (010)$, пл. № 12. Минерал обычно свежий, прозрачный, изредка слабо измененный. Иногда включает мелкие зерна граната. Часто находится в пегматоидном сростании с кварцем.

Биотит редок, наблюдается в виде небольших чешуек. Плеохроирует от светло-желтого до темно-коричневого цвета. Обычно не изменен, но местами хлоритизирован и частично замещен мусковитом. Пластинки мусковита встречаются или совместно с биотитом или самостоятельно.

Турмалин присутствует в значительном количестве, образует идиоморфные хорошо ограненные кристаллы, размер которых иногда достигает 0,9—1,5 мм. Обычно зонально окрашен, резко плеохроирует; часто расположен между кристаллами полевых шпатов и кварца.

Циркон создает мелкие идиоморфные кристаллы, встречается реже, чем турмалин. Нередко включен в плагиоклазы или биотиты.

Апатит встречается редко и обычно наблюдается в виде удлиненных игольчатых кристаллов, включенных в биотит.

Касситерит попадает еще реже в виде неправильной формы зерен, с очень высоким рельефом и интерференционной окраской; всегда включен в кварц.

Гранат весьма редок и встречается в виде небольших зерен размером 0,02—0,04 мм. Минерал имеет высокий рельеф, изотропен, включен только в плагиоклазы.

Вышеописанные жильные гранитоиды, вероятно, формировались в последнюю стадию породообразования, так как часто секут и смещают все остальные породы района. В то же время при их формировании большую роль играли летучие компоненты, в частности бор, о чем свидетельствует обилие турмалина в этих породах и интенсивная их грейзенизация в контактовой зоне.

Метаморфизм

Изменения вмещающих пород (осадочных и магматических), связанные с жильными гранитами, незначительны; зоны метаморфизма распространяются от контакта на несколько миллиметров или сантиметров, в зависимости от мощности даек. Большой частью они вносят дополнительные изменения в уже преобразованные боковые породы, что выражается, главным образом, в формировании пегматоидных отрочков или узких полос закалки.

В глинистых сланцах (роговиках) они вызывают дополнительное окремнение или сильное обогащение их турмалином.

Диорит-порфириды даек в местах пересечения жильными гранитоидами греизенизируются или гранитизируются.

В гранит-порфирах массивов они вызывают интенсивную грейзенизацию этих последних, однако полосы грейзенизации не превышают 1—2 см.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОЛОДЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД И НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

Петрографическое изучение пород выявило весьма сложный и изменчивый характер минерального состава молодых интрузивных пород, что отражается и в их химизме.

По нашим данным (Кикнадзе, 1961), химический состав пород изменчив, как на протяжении всего процесса формирования пород, так и в пределах каждой интрузивной фазы.

Для пород, образовавшихся на ранних стадиях процесса, характерно высокое содержание SiO_2 по сравнению со средними типами пород по Дэли, в минеральном отношении это выражается в присутствии свободного кварца в том или ином количестве во многих разностях пород. Следует указать, что в кварцевых макродиоритах, диорит-порфиридах и гранодиорит-порфирах одновременно с высоким содержанием кремнезема, наблюдается также высокое содержание окислов магния и кальция, что говорит о гибридном характере магмы, давшей указанные породы. В гибридных разностях пород увеличение роли SiO_2 , MgO и CaO , на наш взгляд, связано, с одной стороны, с характером состава исходной (кислой) магмы, и с другой — с ассимиляцией ею вмещающих основных пород (диабазовых порфиритов).

Многие химические анализы после пересчета показали небольшую величину параметра s , т. е. «полевошпатовой извести». В минеральном составе пород это выражается в преобладании средних и кислых плагиоклазов над основными плагиоклазами. Однако для некоторых разностей диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиритов и гранодиоритов наблюдается возрастание величины параметра s ; это указывает на присутствие в них богатых анортитовой молекулой основных плагиоклазов. Это обстоятельство в свою очередь подтверждает гибридное происхождение магмы, давшей указанные породы.

Несмотря на то, что в породах второй фазы — гранит-порфирах, порфировидных гранитных и двуслюдяных гранитах встречается огромное количество ксенолитов диоритового или более основного состава, повышения содержания окиси магния и кальция в них не происходит. По нашему мнению, в данном случае решающее значение имеет вынос магния во вмещающие породы, в связи с чем в приконтактных роговиках указанных пород наблюдается интенсивный процесс биотитизации.

Содержание MgO , CaO , SiO_2 в породах более поздних образований приближается к нормальному. Изменение химизма имеет направленный характер, выражающийся в постоянном уменьшении роли окислов магния и кальция от ранних фаз к более поздним.

Следует отметить также особенность, постоянно наблюдающуюся во всех молодых интрузивных породах района и выражающуюся в преобладании Na_2O над K_2O . При микроскопическом изучении некоторых гибридных пород-гранодиоритов, гранодиорит-порфириров, диорит-порфириров и плагиогранитов, наряду с указанной особенностью обращает на себя внимание некоторое несоответствие между довольно высоким содержанием в породе K_2O по сравнению со средними типами и относительно небольшим содержанием калиевого полевого шпата, присутствующего лишь в основной массе. В этих породах, вероятно, большая часть калия связана в биотитах.

В гранит-порфирах и порфирированных гранитах массивов количество окиси натрия много выше калия, что свидетельствует о магниево-кальциевой контаминации гранитной магмы.

По Г. М. Абдуллаеву, при магниезиально-карбонатной ассимиляции в магме наблюдается сильное повышение содержания натрия и кальция. Этим, по-видимому, объясняется преобладание Na над K , а также то обстоятельство, что породы в качестве щелочного полевого шпата содержат вместо чисто кальциевого полевого шпата, ортоклаза или микроклина натри-калиевый полевой шпат — анортотоклаз.

Постоянное преобладание Na_2O над K_2O как в дайковых образованиях, так и в интрузивных породах массивов, возможно, указывает на общность их происхождения из единой магмы.

Следующим отличительным признаком для многих разностей пород по сравнению со средними типами является пересыщение глиноземом. Во всех молодых интрузивных породах наблюдается избыток окиси алюминия (Al_2O_3). Этот избыток окиси алюминия a' , представляет тот остаток Al_2O_3 , который не вошел в состав алюмосиликатов щелочей и извести. Мы предполагаем, что избыток израсходовался на образование большего количества биотита, входящего в качестве единственного фемического минерала в состав всех молодых интрузивных пород.

В образовании избытка Al_2O_3 , видимо, большую роль играла ассимиляция вмещающих глинистых сланцев. Усвоение магмой инородного материала в течение всей интрузивной деятельности, вероятно, происходило с неодинаковой интенсивностью, что и отразилось также на характере изменений состава рудообразующих растворов.

Количество главных окислов в поздних образованиях оказалось почти нормальным, в то время как в породах второй и особенно первой фазы, несущих следы гибридности, наблюдается широкий диапазон колебаний их содержания. Это обстоятельство указывает на то, что более интенсивная ассимиляция происходила во время более ранней интрузивной деятельности, позднее же имело место ослабление этого процесса. Об этом свидетельствует тенденция к общему повышению кислотности в более поздних фазах интрузивных образований и наличие жильных лейкократовых гранитов, аплитовидных гранитов и кварцевых порфириров, образованных на завершающих фазах.

Развитие большого количества лейкократовых разностей пород позволяет считать исходную магму лейкократовой. Широкие пределы отклонения пород от нормального состава обусловлены ассимиляционными процессами различной интенсивности при воздействии лейкократовой (гранитной) магмы на разносоставные вмещающие породы. Немаловажную роль в разнообразии охарактеризованных интрузивных пород, вероятно, играли также метасоматические процессы, сопутствующие внедрению магмы.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С МОЛОДЫМИ ГРАНИТОИДАМИ

В результате изучения микроэлементов в породах и породообразующих минералах в качестве дополнительных данных получен хороший фактический материал, позволяющий уточнить причины разнообразия пород и генетическую связь оруденения с молодыми гранитоидами.

С целью выявления содержания микроэлементов были проведены спектральные анализы пород и породообразующих минералов¹. Анализировались главным образом молодые гранитоиды, отчасти диабазы и более древние граниты, а также глинистые сланцы, роговики, грейзенизированные граниты и постмагматические рудные жилы. Результаты этих анализов приведены на рисунках 25, 26 и 27.

Отделение калишпата от плагиоклаза производилось методом окрашивания минералов, описанным А. Габриелем и Е. П. Коксом (А. Gabriel, Е. Р. Cox, 1929) и видоизмененным М. Л. Кейзом (М. L. Keith, 1939) с последующим их отбором под биноклем.

Кроме полевых шпатов анализировались биотиты, кварц, а из рудных жил турмалин и арсенопирит. Результаты этих анализов приведены на рисунках 28, 29, 30 и 31.

Группа наиболее типичных петрогенных² микроэлементов в породах Цанской интрузии представлена Be, Sr, Ba, Li.

Литий не является характерным элементом для пород молодых интрузий и улавливается редко в ничтожных количествах. В гранитах Li появляется в случае их грейзенизации (рис. 27). В породах и минералах палеозойского и юрского возраста (диабазы) Li не отмечен.

Бериллий является наиболее характерным микроэлементом почти для всех пород района и распределен в них достаточно равномерно. Однако следует отметить, что по данным спектральных анализов глини-

Элементы	Граниты палеозойские			Диабазы и диабаз-порфириды			Аплиты
	Обр. 56	Обр. 59	Обр. 80	Обр. 57	Обр. 60	Обр. 63	
Be							
Pb							
Sn							
Cu							
Zn							
Co							
Ni							
Zr							
Mo							
Ca							
Ca							
Y							
Ba							
Mn							
Ti							
Sc							
Cr							
As							

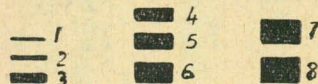


Рис. 25. Результаты спектральных анализов гранитов, диабазов, диабазовых порфиридов и аплитов более древних, чем Цанская интрузия. 1 — незначительные следы; 2 — следы; 3 — очень слабые линии; 4 — слабые линии; 5 — средние линии; 6 — выше средних; 7 — сильные линии; 8 — очень сильные.

¹ Спектральные анализы пород и минералов выполнены в спектральной лаборатории Груз. геологического управления М. Бендиашвили, в центральной лаборатории треста «Грузуглеразведка» С. Кахидзе и в лаборатории минералогии и геохимии элементов АН СССР Н. Лшуновым.

² По геохимической классификации А. Н. Заварицкого (1950).

стые сланцы и приконтактные роговики обычно бериллий не содержат (рис. 27).

Стронций и барий являются ведущими микроэлементами для интрузивных пород района. Распределение Ba и Sr в породах и минералах разных возрастов показано на рисунках 25, 28, 29, при рассмотрении которых видно, что каждая из выделенных групп интрузивных пород и минералов имеет свои особенности в отношении содержания, бария и стронция.

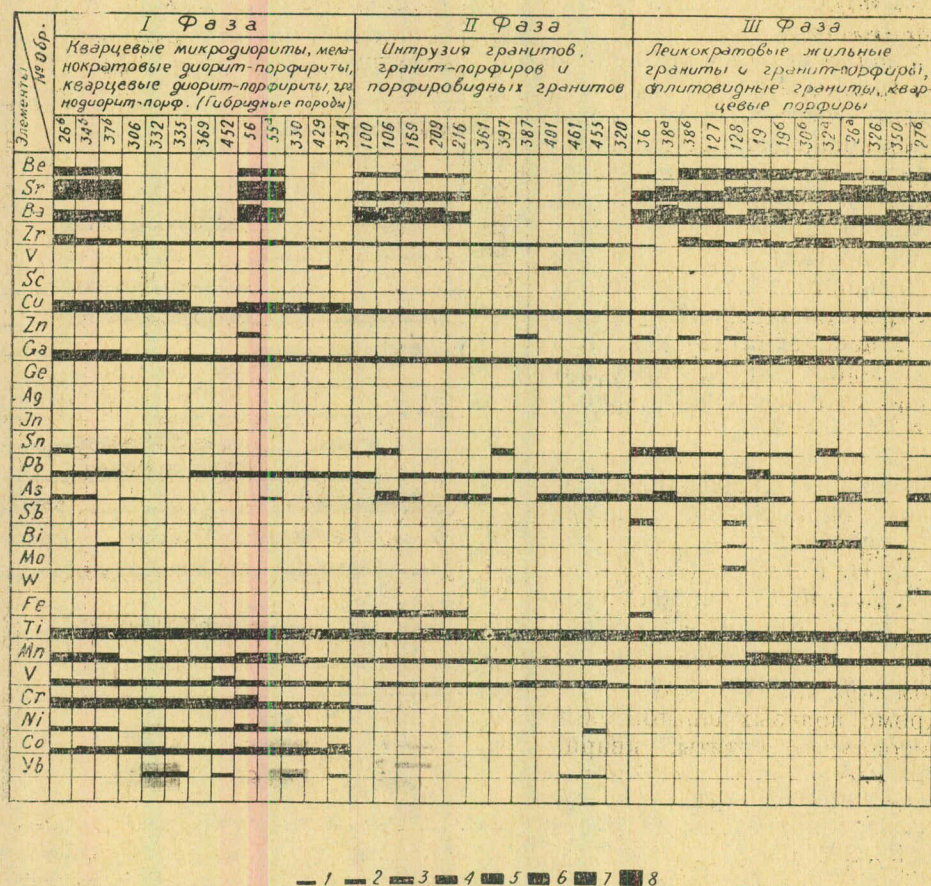


Рис. 26. Результаты спектральных анализов молодых интрузивных пород с указанием распределения микроэлементов в различных фазах. 1 — незначительные следы; 2 — следы; 3 — очень слабые линии; 4 — слабые линии; 5 — средние линии; 6 — выше средних; 7 — сильные линии; 8 — очень сильные.

Палеозойские граниты богаче барием, чем диабазы и диабазовые порфиры. Содержание Sr в молодых интрузивных породах постепенно уменьшается от более ранних к более поздним, что объясняется, по-видимому, тем, что в диабазах, диабазовых порфиритах и гибридных породах преобладают Са-содержащие минералы, в которых кальций замещается стронцием, Ba обилие в кислых породах, где К-содержащие минералы преобладают над Са-содержащими. Это подтверждается данными спектральных анализов калишпатов и плаггиоклазов. Результаты спектральных анализов калишпатов и плаггиоклазов приведены на рисунках 28 и 29.

На основании этих данных следует заключить, что в калишпатах молодых пород Sr содержится обильнее, чем в калишпатах палеозойских гранитов; в древних породах (обр. 56, 59, 80) содержание Ba превышает содержание Sr. В полевых шпатах молодых интрузивных пород (обр. 37, 38, 8, 361, 397, 455, 128, 350) содержание Sr всегда относительно выше, чем Ba. Особенно богаты стронцием плагиоклазы. В более поздних кислых образованиях Ba показывает относительно большую концентрацию, по-видимому, из-за большего его ионного радиуса ($r_i=1,43 \text{ \AA}$).

Интересно отметить, что по отношению содержания Sr и Ba аналогично ведут себя молодые (третичные) гранитоиды Оверленд Маунтин района Джемстаун, Колорадо, описанные Дж. М. Бреем в 1952 г.

Элементы группы железа в породах района представлены ванадием, хромом, никелем и кобальтом. Ванадий является наиболее постоянным элементом для всех пород и распределен в них почти равномерно; Co, Ni и Sr не наблюдаются в большинстве молодых интрузивных образований. Однако они являются ведущими микроэлементами для диабазов, диабазовых порфиритов и гибридных неинтрузивных пород. Следует отметить, что в этих последних содержатся также некоторые микроэлементы (Be, Zr, Ga, Sn, As и Bi), характерные для жильных лейкократовых гранитов и гранит-порфиров. Сходство в содержании этих элементов показывают и породообразующие минералы, в частности, плагиоклазы гибридных пород (обр. 37 и 338), где в незначительном количестве содержатся Sn и As (рис. 28). Таким образом, диориты, диорит-порфириты и гранодиорит содержат

микроэлементы основных и кислых пород, что подтверждает их гибридное происхождение.

Элементы	Глинистые сланцы				Роговики				Среднеизрогованные граниты		
	Обр. 125	Обр. 352	Обр. 381	Обр. 446	Обр. 324	Обр. 337	Обр. 348	Обр. 384	Обр. 392	Обр. 342	Обр. 345
Be											
Pb											
Sn											
Cu											
Zn											
Co											
Ni											
Zr											
Mb											
Cr											
Cy											
V											
Ba											
Mn											
Ti											
Se											
Sr											
Ag											
Yb											
Y											
Li											
As											
Bi											

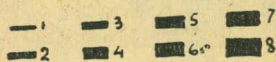


Рис. 27. Результаты спектральных анализов глинистых сланцев роговиков грейзенизированных гранитов. 1 — незначительные следы; 2 — следы; 3 — очень слабые линии; 4 — слабые линии; 5 — средние линии; 6 — выше средних; 7 — сильные линии; 8 — очень сильные.

³ По геохимической классификации А. Н. Заварицкого, 1950 г.

Zr, Sc, Ib, Y из группы циркония и редкоземельных элементов являются характерными микроэлементами для некоторых разностей изученных нами пород.

Элементы Табл. № Обр.	К-шпаты									Плагиоклазы							Кварц									
	56	59	80	37	388	361	397	455	128	350	56	59	80	37	338	361	397	455	188	350	56	59	80	361	397	128
Be																										
Sr																										
Ba																										
Zr																										
V																										
Sc																										
Cu																										
Zn																										
Ga																										
Ge																										
Ag																										
In																										
Sn																										
Pb																										
As																										
Sb																										
Bi																										
Mo																										
W																										
Fe																										
Ti																										
Mn																										
V																										
Cr																										
Ni																										
Co																										
Ca																										
Na																										
Fe																										
Mg																										
Si																										

— 1 — 2 — 3 — 4 — 5 — 6 — 7 — 8

Рис. 28. Результаты спектральных анализов полевых шпатов и кварца из разновозрастных пород. 1 — незначительные следы; 2 — следы; 3 — очень слабые линии; 4 — слабые линии; 5 — средние линии; 6 — выше средних; 7 — сильные линии; 8 — очень сильные.

Цирконий распределен равномерно во всех породах района, за исключением диабазов и диабазовых порфиритов. Содержание его обычно небольшое; оно определяется чаще всего следами, изредка достигает слабых линий.

Скандий был обнаружен в виде незначительных следов главным образом в биотитах (рис. 30). Чаще всего он появляется в биотитах из гранит-порфиров и жильных гранитов (обр. 100, 104, 361, 216), спорадически встречается в слюде гибридных пород (обр. 32а, 36, 38). Обнаружен он также в глинистых сланцах, приконтактовых роговиках и турмалине из рудных прожилков (рис. 31). Нахождение такого редкого элемента, как в биотитах молодых интрузивных пород, а также в турмалинах рудных жил указывает на генетическую связь рудной минерализации и с молодыми гранитоидами.

В глинистых сланцах, роговиках и в некоторых интрузивных породах в виде незначительных следов отмечаются Ib и Y (рис. 26 и 27). В гранит-порфирах и жильных гранитах они встречаются редко и только в том случае, когда явно видна ассимиляция осадочных пород.

Кроме вышеперечисленных микроэлементов в породах и минералах района обнаружены металлогенные элементы Cu, Pb, Ga, Ge, Mo, W, As, Sn, Zn, Sb, Ag и Bi.

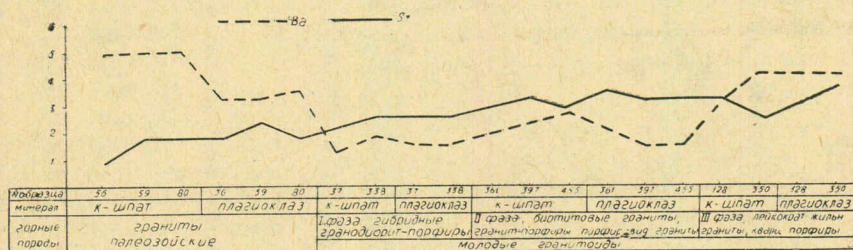


Рис. 29. Вариационная диаграмма изменения содержания стронция и бария в калишпатах и плагиоклазах из разновозрастных пород района. 1 — ничтожные следы; 2 — следы; 3 — очень слабые линии; 4 — слабые линии; 5 — средние линии; 6 — выше средних.

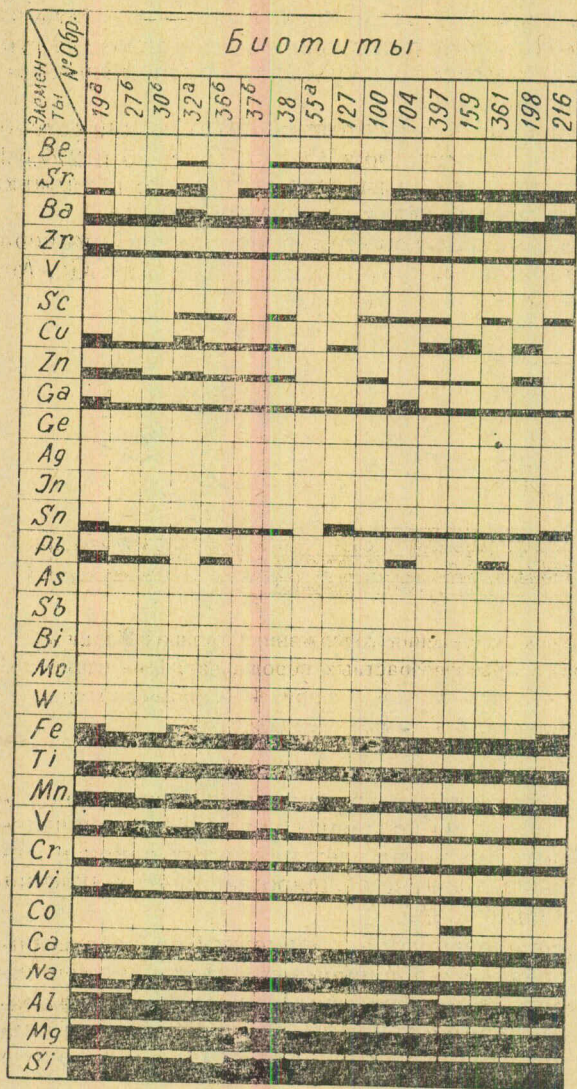
Все металлогенные микроэлементы, встречающиеся в районе, условно можно разбить на две группы, из которых одна представлена элементами, относительно распределенными во всех разностях пород и минералов, другая же — более значительная и разнообразная — характерна лишь для молодых интрузивных пород.

Наиболее равномерно распределенными элементами во всех породах являются Cu, Pb, Ga. Особенно же равномерно распределен галлий, характерный для всех пород без исключения. Из спектральных анализов биотита, полевых шпатов, кварца, турмалина и арсенопирита следует, что галлий в равной мере входит как в биотиты, так и в другие минералы (рис. 28, 30, 31).

Свинец обнаружен почти во всех породах района в большом количестве; его равномерное распределение наблюдается главным образом в молодых интрузивных породах. Такое же распределение этого элемента отмечается в минералах соответствующих пород. Он чаще всего присутствует в калишпате, реже — в плагиоклазе, еще реже — в биотите. В кварце он совершенно отсутствует (рис. 28). Такое тяготение свинца к калишпату объясняется близостью их ионных радиусов (калия 1,33 Å и свинца 1,32 Å). Свинец не был обнаружен в глинистых сланцах, а в роговиках он встречается спорадически.

Медь также является весьма распространенным элементом во всех без исключения породах и минералах, однако повышенное ее содержание всегда отмечается в диабазах, диабазовых порфиритах, палеозойских гранитах и в гибридных породах.

Вторая группа металлогенных элементов Zn, Ge, Sn, As, Sb, Ag, Bi, Mo и W не была обнаружена в палеозойских гранитах, юрских диабазах и диабазовых порфиритах; не содержат их и глинистые сланцы, за исключением приконтактовых роговиков и грейзенизированных гранитов, где спорадически появляются Bi, Zp, Sn, As, Li и Ag (рис. 27).



— 1 — 2 — 3 — 4 — 5 — 6 — 7 — 8

Рис. 30. Результаты спектральных анализов биотитов. 1. — незначительные следы; 2 — следы; 3 — очень слабые линии; 4 — слабые линии; 5 — средние линии; 6 — выше средних; 7 — сильные линии; 8 — очень сильные.

Следующим интересным металлогенным элементом является олово, распространенное в породах крайне неравномерно (рис. 26). В гранитных интрузивах оно наблюдается исключительно редко и связано или с грейзенизированными их разностями или разностями пород сильно пересыщенных глиноземом.

Они встречаются лишь в молодых интрузивных породах. Однако данные спектральных анализов показывают, что поведение некоторых из этих элементов в гибридных породах, а также и жильных гранитах и кварц-порфирах несколько иное, чем в гранитах Цурунгала, Чороха и Тотельдаша. В свою очередь, породы этих массивов, несмотря на их петрографическое сходство проявляют некоторые отличительные особенности в отношении содержания того или иного металлогенного элемента.

Из означенных элементов наиболее характерным для молодых интрузивных пород является мышьяк. Он встречается почти во всех интрузивах в разных количествах. В породах и минералах более ранних образований мышьяк появляется спорадически в виде следов и незначительных следов. Относительно высокая концентрация мышьяка наблюдается в гранит-порфирах массивов, жильных гранитах и кварц-порфирах. Здесь его содержание доходит до средних линий и выше (рис. 26). В породообразующих минералах мышьяк был отмечен только в плагиоклазе и кварце из пород более поздних фаз.

Следует отметить, что повышение концентрации олова в рудных жилах и присутствие его в грейзенах и в дайках кварц-порфира в виде касситерита наблюдается лишь на Чорохском участке.

Имеются разные толкования об источнике олова в гранитах. В. М. Гольдшмидт отмечает, что олово в глинистых сланцах содержится в 5—10 раз больше, чем в среднем (0,0006% по Бергу) в земной коре, и что гранитная магма, ассимилируя значительные количества пород песчано-сланцевой толщи, могла обогащаться и оловом. По данным И. Ф. Григорьева и Е. Н. Доломановой (1955), источником олова является гранитная магма, обогащение же глиноземом создает благоприятные условия для рудоотложения.

Наши исследования подтверждают второе соображение. В спектральных анализах изученных нами глинистых сланцев, олово совершенно не содержится (рис. 27). С другой стороны, из спектральных анализов биотитов, полевых шпатов и кварца следует, что олово входит как в биотиты, так и в другие минералы. Этот факт указывает на то, что олово вошло в состав магмы.

Исключительно редкое появление олова в гранитах массивов Цурунгал и Тотельдаш, а также касситерита как акцессория в большинстве дайковых пород, свидетельствует о слабой словоносности магмы, давшей молодые интрузивные породы.

Повышение концентрации оловянного оруденения на Чорохском участке объясняется наличием здесь благоприятной среды для отложения олова, так как породы Чорохского участка оказались наиболее пересыщенными глиноземом.

Анализируя поведение остальных микрометаллогенных элементов, следует отметить, что цинк является характерным элементом для пород ранних молодых интрузивных образований. Он почти всегда присутствует в глинистых сланцах, приконтактовых роговиках, грейзенизированных гранитах и постмагматических рудных жилах

Элементы № Обр.	Турмалиновые рудные жилы					Арсенопиритовые рудные жилы					
	313	342	345	408	468	301	307	391	398	437	418
Be											
Sr											
Ba											
Zr											
V											
Sc											
Cu											
Zn											
Ga											
Ge											
Ag											
Jn											
Sn											
Pb											
As											
Sb											
Bi											
Mo											
W											
Fe											
Ti											
Mn											
V											
Cr											
Ni											
Co											
Ca											
Na											
Mg											
Yb											

Рис. 31. Результаты спектральных анализов турмалиновых и арсенопиритовых рудных жил. Условные обозначения см. рис. 30.

(рис. 31). Чаще, но спорадически в виде следов, он наблюдается и в поздних интрузивных породах. Цинк встречается в биотитах и полностью отсутствует в полевых шпатах и кварце.

Результаты спектральных анализов показали также, что молибден и вольфрам для пород Цанских интрузий не характерны. Встречаются они очень редко в виде незначительных следов в породах поздних образований, в роговиках, грейзенизированных гранитах и в рудных жилах. В породообразующих минералах молибден и вольфрам отсутствуют, за исключением одного случая, когда он констатирован в виде ничтожных следов (рис. 28). Возможно, однако, что такое поведение этих элементов связано с трудностью их улавливания методом спектрального анализа.

Висмут и сурьма являются исключением для диоритов, гранодиоритов и гранит-порфиров массивов, больше распространены они в поздних жильных гранитах и в рудных жилах. В виде очень слабых линий Bi и Sb отмечены в калишпате из кварцевого порфира. Биотиты и плагиоклазы этих элементов не содержат (рис. 28).

Серебро и германий обнаружены в очень небольшом количестве образцов. Так, например, германий был отмечен лишь в одном случае в жильном лейкократовом граните (рис. 26). Серебро чаще встречается в ничтожных количествах в породах поздних интрузивных образований и в рудных жилах, а также в плагиоклазе и кварце жильных гранитов (рис. 26, 28, 31). Калишпаты и биотиты серебро не содержат.

Вышеприведенный фактический материал позволяет сделать следующие заключения.

Большинство молодых интрузивных пород — диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, гранодиориты и плагиограниты — содержат в большом количестве микроэлементы основных пород Ni, Co и Cr. Вместе с тем они обогащены микроэлементами, характерными для кислых пород, — Be, Zv, Ga, Sn, As и Bi. Это несомненно свидетельствует о гибридном характере магмы, давшей эти породы.

Молодые дайковые образования и их породообразующие минералы содержат почти те же микроэлементы, что и породы и минералы интрузивных пород массивов. В свою очередь, все три массива, за некоторыми исключениями, характеризуются присутствием почти одинаковых микроэлементов, что позволяет предполагать происхождение всех молодых интрузивных пород и единого магматического очага.

Следующие металлогенные микроэлементы — Sn, Mo, W, As, Ge, Sb, Ag и Bi характерны лишь для молодых магматических пород; они содержатся в разных количествах почти во всех породах. Однако наибольшее их содержание наблюдается в лейкократовых жильных гранитах и гранит-порфирах массивов, аплитовидных гранитах и кварц-порфирах, что несомненно свидетельствует о генетической связи оруденения с указанными породами.

Магма, давшая молодые интрузивные породы, содержала в малом потенциальном количестве олово и в большом количестве мышьяк.

Полевые шпаты палеозойских гранитов характеризуются повышенным содержанием Ba, в то время как те же минералы молодых интрузивных пород показывают высокое содержание Sr. Особенно богаты стронцием плагиоклазы этих образований.

Палеозойские граниты, в отличие от молодых, не содержат микрометаллогенных элементов, за исключением Cu, Zn, Pb. Характерным для них является сравнительно высокое содержание меди.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

С молодыми интрузиями генетически связаны промышленное месторождение мышьяка и рудопроявления олова, молибдена, сурьмы и меднопирротиновых руд.

Отношение их к различным петрографическим типам пород различное: с гранит-порфирами, лейкократовыми жильными гранитами и кварц-порфирами ассоциируют арсенопирит-молибден; вольфрамовое рудопроявление, дайки гибридных пород диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров часто контролируют меднопирротиновые и полиметаллические рудопроявления. Доказательством генетической связи оруденения с молодыми интрузиями служат: переход по простиранию мелких аплитпегматитовых жил или апофиз гранит-порфиров в кварцевые жилы, содержащие молибден и вольфрам, пространственная близость и приуроченность к одним и тем же структурам интрузивов и рудных жил, зональность или телескопированность рудной минерализации и т. д.

Связь оруденения с интрузиями подчеркивается также общностью микроэлементов, содержащихся в рудных жилах и молодых магматических породах и породообразующих минералах.

ВЫВОДЫ

1. Молодые интрузивные породы Цуругальской и соседних областей (Каробской, Киртишо и др.) расположены в зоне надвига кристаллического субстрата Большого Кавказа на юрские осадки, возраст которых считается третичным. Надвиг имеет региональное развитие и контролирует формирование молодых интрузивов и приуроченных к ним рудопроявлений.

Петрографически тождественные с ними интрузии горы Тепли, Сонгути-Дона, ущелья р. Урух и др. на Северном Кавказе также контролируются региональными разломами.

Таким образом, все молодые интрузии Большого Кавказа на огромной территории в целом контролируются разрывными структурами, формирование которых произошло после прекращения геосинклинального режима, т. е. в условиях полуплатформенных.

2. Связь рассматриваемых нами интрузий с разрывными структурами обусловила их дайковую и штоковую формы залегания и, вероятно, гипабиссальный характер интрузии. О гипабиссальном их характере говорят преобладание порфировых структур, резко выраженная зональность плагиоклазов, почти полное отсутствие пегматитов и др. Наряду с этим рассматриваемые интрузии характеризуются пестрым минеральным составом, многофазностью, повышенной ролью щелочей, в частности, преобладанием натрия над калием и т. д. Эти признаки позволяют рассмотренные интрузии отнести к малым.

3. В понятие «малые интрузии» различные исследователи вкладывают различный смысл. Так, например, интрузивные тела, имеющие незначительные размеры, дайки асхистовых и диасхистовых пород, гипабиссальные интрузии, жерловые образования, некоторые пластовые тела и силлы часто описывались как малые интрузии. В. К. Монич (1945) назвал их «минорами». М. Б. Бородаевская (1955) к малым интрузиям относит субвулканические тела, жильные дифференциаты крупных интрузивов и некоторые дополнительные (по Коптеву-Дворникову) интрузивные образования. Ф. К. Щипулин (1955, 1956) предлагает называть малыми интрузиями только послегранитовые диабазы, порфириты, лампрофиры и др. Г. М. Заридзе к малым интрузиям относит все магматические и метасоматические породы даек и небольших массивов, образованные в геосинклиналях в доскладчатую стадию их развития, а также породы, возникшие в области платформ, полуплатформ и молодых складчатых сооружений.

Таким образом, хотя в вопросе определения понятия «малые интрузии» не всегда имеется единство взглядов, тем не менее многие исследователи, в том числе и зарубежные, считают необходимым выде-

лить их в особую группу. В 1921 г. Д. Баррел (D. Barrel) указывал на различие между орогенными и платформенными интрузивными породами. Биллингс (Billings, 1928) различал синхроничные батолиты, образование которых происходит в связи со складчатостью и субсеквентные батолиты, формирующиеся в платформенных или близких к ним условиях. Аналогичное мнение высказывал В. Р. Браун (W. R. Brown, 1931); он писал, что различие между синхроничными и субсеквентными интрузивными телами заключается именно в тектонических условиях их образования. Первые формируются в фазу сжатия и складчатости, а вторые — в фазу растяжения, т. е. когда образуются разломы.

В отечественной геологической литературе формированию интрузивных тел в связи с тектоническими движениями большое внимание уделяется в работах А. А. Полканова (1946) и Н. А. Елисеева (1953). Первый из этих авторов все интрузии разделяет на кратогенные и орогенные; в кратогенах, согласно автору, образуются только трещинные интрузии и дайки; в орогенах по отношению к складчатости он выделяет проорогенные, синорогенные и апоорогенные интрузии, причем образование последних происходит в связи с возникновением глубоких разрывов в условиях, близких к платформенным.

Следует отметить, что подразделение интрузивов в процессе превращения геосинклиналей в складчатые области показано в работах Ю. А. Билибина (1955), В. Н. Серпухова (1955) и группы геологов ВСЕГЕИ. Эти авторы выделяют: 1) Добатолитовый этап (начальный и ранний) с резко выраженным геосинклинальным режимом и развитием эффузивной деятельности основной магмы. 2) Батолитовый этап (средний), характеризующийся мощным развитием складчатых процессов и интрузивной деятельности, с образованием батолитов гранитного состава. 3) Этап малых интрузий (поздний), когда геосинклинальный режим и складчатые процессы почти заканчиваются; область приобретает полуплатформенный вид и среди тектонических деформаций первостепенное значение приобретают разрывные нарушения. В данном этапе, по Х. М. Абдуллаеву (1957), исключительно широко развиты дайковые образования, главным образом плутонические (дайковые формы проявления малых интрузий), и несколько менее — субэффузивные дайки; состав магматических пород резко колеблется от гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров до диорит-порфиритов и даже габбро-диабазов. 4) Дайковый этап (конечный), в это время геосинклинали переходят в консолидированную орогеническую область — в платформу. Для этого этапа характерны трещинные излияния магмы преимущественно основного и ультраосновного состава.

В. Н. Лучицкий (1949) малыми интрузиями называл все гипабиссальные магматические тела, однако он обращал большое внимание на свойственную этим интрузивам природу залегания.

В. В. Белоусов (1954) гипабиссальные интрузивы типа лакколитов или мелкие тела называет малыми интрузиями и считает, что образование их происходит в областях переходных от геосинклиналей к платформам, формирующихся в конце горообразования. Такого же мнения придерживается Х. М. Абдуллаев (1954), давший четкую формулировку специфических особенностей малых интрузий: 1) Приуроченность интрузии к подвижным участкам или зонам геосинклинальных областей, образующимся в их заключительной стадии развития. 2) Чрезвычайная сложность магматических комплексов, обычно состоящих из серии самостоятельных, но родственных по составу интрузивных фаз; для их химизма характерно несколько повышенное содержание щелочей, что находит подтверждение в образовании ряда пород, по своему составу промежуточных между кислыми и щелочными. 3) Частая ассоциация с эффузивами даек основных пород; обильно присутствуют так-

же дайки кислого состава, среди которых резко преобладают аплиты, негматиты почти отсутствуют. 4) Наличие преимущественно золото-рудного и полиметаллического оруденения. 5) Гипабиссальный облик малых тел (сечение выхода отдельных интрузивов редко превышает 1—1,5 км)—штоки или дайки, сложенные из порфировых и мелкозернистых пород.

По данным О. З. Дудаури (1961), субвулканические малые интрузии Болнисского района образовались в области Артино-Сомхитской глыбы в период ее погружения, т. е. в условиях, приближающихся к полуплатформенным. Приурочены они к разрывным нарушениям и характеризуются весьма неоднородным и пестрым составом.

Позднемезозойские интрузии Центрального Сихоте-Алиня Э. П. Изох, Л. М. Колмакс, Г. Н. Наговская, В. В. Русс (1957) причисляют к малым интрузиям, однако в связи с большой неопределенностью этого термина, они взамен предлагают понятие «послескладчатые интрузии». Авторы для изученных ими интрузий приводят следующие особенности: 1) приуроченность их к разрывным структурам, 2) малые размеры интрузий—от 4—5 до 15—20 км², 3) дайкообразные и штоковые формы залегания, 4) гипабиссальный характер интрузии и сложное строение. 5) средний состав пород во время начальной фазы магматического цикла и кислый (калиевый) во время поздней фазы, 6) повышение содержания щелочей в породах при повсеместном преобладании калия над натрием и т. д.

М. Г. Равич и Л. А. Чайка (1959) при описании кислых интрузий хребта Бырранга (Таймырский полуостров) пришли к выводу об их принадлежности к малым интрузиям на основании следующих данных: приуроченности интрузии к участкам с интенсивным развитием разрывных нарушений (сбросов, сдвигов и др.), а иногда тектоническим зонам дробления, трещинного характера интрузивов, залегающих в форме даек, штоков и линзовидных тел, размер которых колеблется от 1 до 21 км², гипабиссального характера и пестрого минерального состава пород, колеблющегося от гранит-порфиров до нефелиновых сиенитов, повышенной роли щелочей, преобладания натрия над калием в начальных и конечных фазах интрузивной деятельности и т. д.

Кроме того все авторы подчеркивают большую металлогеническую роль малых интрузий.

Из приведенного обзора следует, что большинством исследователей под названием «малые интрузии» понимается определенная группа пород со свойственными им специфическими чертами, возникшими в платформенных, полуплатформенных и близких к ним условиях.

4. Третичные магматические тела исследованного района полностью отвечают понятию «малых интрузий». Для них характерно изменение состава биотитов в ходе развития процесса молодой магматической деятельности, где по мере возрастания кислотности пород постепенно повышается показатель преломления (Ng) и железистость, причем эти изменения происходят сравнительно резко и в широких пределах. от 1,658 в гибридных породах до 1,695 в гранитах. Следовательно, общая железистость повышается от 52—55% до 90—95%.

В. С. Соболев (1950), изучив изменения светопреломления биотитов установил, что оно, в основном, зависит от колебания в них содержания железа и отмечает, что соотношение FeO:MgO в породах и особенно в минералах имеет весьма важное значение для суждения о генетическом положении породы. В магматических комплексах платформ наблюдается очень резкое повышение железистости, в то время как в геосинклинальных областях увеличение железистости фемических минералов происходит медленнее и в меньших пределах.

Таким образом и этот признак, возможно, подчеркивает характерную особенность рассматриваемых интрузий, по условиям формирования приближающихся к платформенным.

5. Из третичных магматических пород только гранит-порфиры, порфирированные граниты и двуслюдяные граниты можно условно принять за продукты кристаллизации более или менее нормальной гранитной магмы. Широкие пределы отклонения пород от нормального состава, наблюдающегося в молодых интрузивных образованиях изученного района, обусловлены ассимиляционными процессами различной интенсивности под воздействием кислой (гранитной) магмы на вмещающие породы разного состава.

Предыдущие исследователи причиной разнообразия третичных интрузивных пород считали магматическую дифференциацию (А. Д. Ершов и А. А. Конелиович, 1941). Они указывали: «Наблюдаемая картина в общем соответствует дифференциации магмы в глубинном магматическом очаге, из которого в начале интродировала магма гранитного состава (гранит-порфирированные интрузии и дайки), отщепившая, в свою очередь, аплиты и пегматиты, далее — кварцевые диорит-порфириты и, наконец, базокварцевые диоритовые порфириты и дациты» (стр. 43). Далее авторы отмечают: «...Основность плагиоклазов изменяется также закономерно от плагиоклаза № 20—30 в гранит-порфирах через андезин № 30—38 в диоритовых порфиритах и до лабрадора № 60 в меланократовых диорит-порфиритах» и далее, на стр. 44: «...Отсутствие среди жильных образований тех переходных разновидностей, которые встречаются во вскрытых эрозией интрузивах, свидетельствует о том, что дифференциация глубинного интрузива протекала более полно и сравнительно в более спокойной обстановке».

Наши наблюдения не подтверждают этих предположений. Формирование молодых гранитоидов исследованного района, как указывалось выше, протекало вслед за максимальным складкообразовательным процессом альпийского цикла в период образования глубинных разломов, обусловивших доступ магмы в верхние структурные горизонты в раздробленные и деформированные породы осадочной свиты юры и связанные с ними пластовые интрузии диабаз-порфиритов и диабазов («диабазовая формация» Южного склона Большого Кавказа). Следовательно, становление интрузий протекало в беспокойной тектонической обстановке, т. е. в неблагоприятных условиях для магматической дифференциации.

О беспокойной тектонической обстановке свидетельствует также и неоднократное нарушение физико-химического режима кристаллизации, выражающееся в наличии пород изменчивой структуры с весьма колеблющимся минеральным составом и сложным зональным строением плагиоклазов с явлениями обратной зональности, рекуррентности и т. д.

В. С. Коптев-Дворников (1952), разбирая вопрос о происхождении гранитоидов на примере складчатой области Казахстана, установил, что в гранитоидах нет никаких признаков для суждения о магматической или кристаллизационной дифференциации, и замечает: «...Появление (кислой) магмы как расплава каждый раз отвечает определенному моменту начала тектонических движений, и если рассматривать интрузивный процесс как синтетектонический, то станет очевидным, что подача магмы в доступные для нашего изучения самые высокие структурные ярусы отвечает наиболее интенсивным тектоническим движениям, естественно, что такая обстановка движений не может быть благоприятной для развития каких бы то ни было явлений дифференциации».

С другой стороны, развитие в исследуемом районе большого количества лейкократовых разновидностей пород, присутствие иногда достаточного количества кислых плагиоклазов, калишпата и общее повышение со-

держания SiO_2 в более основных гибридных породах ранних фаз позволяет считать исходную магму лейкократовой (гранитной).

Вопрос об исходной магме источника многочисленных пород до настоящего времени является спорным.

Для объяснения генезиса и разнообразия щелочноземельных серий пород диоритов-кварцевых диоритов-гранодиоритов и гранитов, т. е. аналогичных образованиям исследованного нами района, применялись многочисленные гипотезы, из них наиболее распространенной с конца 30-х годов являлась гипотеза кристаллизационной дифференциации основной магмы, наиболее четко разработанная Л. Н. Боуэном (1934) на прекрасных экспериментальных данных. Сторонниками этой гипотезы впоследствии являлись Р. О. Дэли (1936), Ю. А. Билибин (1940, 1941, 1947), П. Ниггли (1949), А. А. Полканов (1946, 1953) и многие другие.

Несостоятельность этой гипотезы в применении к образованию кислых пород давно подчеркивалось многими учеными, в частности А. Холмсом (A. Holms, 1932), К. Н. Фенером (C. W. Fenner, 1939, 1931), А. Н. Заварицким (1937), В. Н. Лодочниковым (1936), П. Н. Кропоткиным (1941), В. С. Коптевым-Дворниковым (1953) и др.

Основные возражения, выдвигаемые против теории кристаллизационной дифференциации, сводятся к следующему: 1) преобладание кислых пород гранитного состава над более основными породами, тогда как указанная гипотеза требует обратных соотношений; 2) теоретические подсчеты Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и К. Н. Фенера, показавшие, что конечным продуктом кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы скорее всего являются трахиты, а не риолиты (или граниты); 3) крайняя редкость примеров кристаллизационной дифференциации основной магмы по сравнению с разнообразием щелочно-земельных серий пород и т. д.

П. Н. Кропоткин (1941), изучив детально петрохимические особенности интрузивных пород и сделав теоретические расчеты, указывал, что «в нормальном ряде горных пород (габбро-гранит) комплементарность состава отсутствует. Следовательно, породы нормального ряда не могут быть продуктом дифференциации единой магмы».

По данным указанного автора, комплементарность отсутствует и в том случае, если за исходную магму принять диоритовую, а продуктами ее, с одной стороны, габбро, а с другой — граниты.

Следовательно, многими учеными на разных примерах показана неприемлемость этой гипотезы для объяснения генезиса и разнообразия гранитоидных пород.

Не подтверждается также представление об образовании изученных нами пород в результате дифференциации исходной гранодиоритовой магмы (А. Д. Ершов и А. В. Копелиович, 1941). Во-первых, путем дифференциации гранодиоритовой магмы мы не смогли бы получить плагиоклаз лабрадорového (№ 60) состава, во-вторых, этому процессу противоречит наличие ассимиляции и гибридизма—присутствие сильно преобразованных ксенолитов основного состава, а также последовательность формирования интрузии от более основных диоритового состава до лейкократовых гранитов.

Таким образом, приведенные выше данные не позволяют считать молодые интрузивные породы района результатом кристаллизационной дифференциации исходной основной или гранодиоритовой магмы.

6. Исходя из наблюдаемых последовательных стадий формирования пород можно сделать заключение о первоначальном лейкократовом составе исходной магмы.

7. Влияние глубинного фактора на образование гранитоидных интрузий указывается многими геологами, в том числе Х. М. Абдуллаевым (1954). Автор на основании региональных исследований доказы-

вал, что интрузии, сформированные в алюмосиликатной среде и при исходной гранитной магме на больших глубинах (более 4 км) имеют наиболее кислый и однородный состав, тела же малых глубин (до 4 км) характеризуются исключительной пестротой состава и малыми размерами массивов.

Мы полагаем, что небольшая глубина залегания и условия, существующие при формировании малых интрузивов района в неспокойную тектоническую обстановку, определили их сложный и разнообразный характер. Большая роль тектонических движений для развития процессов ассимиляции в период внедрения и остывания магмы доказана во многих регионах—на Алтае Н. А. Елисеевым (1938), на Тянь-Шане Х. М. Абдуллаевым (1956), в Западном Узбекистане И. М. Иссамухамедовым (1948, 1948₁), в Казахстане В. С. Коптевым-Дворниковым (1952) и др. Это подтверждается также и нашим материалом, на что указывают мощные трещины скола большой протяженности, поперечные разломы больших размеров, заполненные породами первых двух фаз и пачки эруптивной брекчии.

Мы полагаем, что если тектонические движения способствовали интенсивности развития процессов ассимиляции, то вещественный состав вмещающих пород влиял на изменение химизма гранитной (лейкократовой) магмы.

Изученные нами интрузии прорывают осадочную толщу юры с пластовыми телами и дайками диабазов и диабазовых порфиритов. Ксенолиты указанных пород часто присутствуют в дайках и массивах молодых магматических образований.

Весьма важное значение в изменении состава кислой магмы играло количество вмещающих основных пород в разновременных интрузивах.

Многие ученые (С. Р. Ноккольдс, 1934; Р. О. Дэли, 1936; Х. М. Абдуллаев, 1954 и др.) считают, что наибольшая интенсивность развития процессов ассимиляции (диффузия, расплавление) наблюдается и сильно ускоряется там, где магма находится в соприкосновении с разрушенными (раздробленными) ксенолитами.

В нашем случае наибольшее количество ксенолитов глинистых сланцев и основных пород встречается в магматических телах, сформировавшихся на ранних этапах, что, вероятно, связано с интенсивным проявлением тектонических движений и, следовательно, в дроблении пород в начальный период развития интрузивной деятельности.

Действительно, гранитный расплав в период ранних фаз оказался наиболее гибридным, в результате чего образовались микродиориты, диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, гранодиориты, плагиограниты, адаметлиты и др., в то время как магма завершающих фаз, почти совершенно не содержащая ксенолиты, негибридизирована и породы имеют лейкократовый (кислый) состав. Связано это, по нашему мнению, с ослаблением тектонических движений в поздних фазах формирования пород (маломощные и невыдержанные дайки жильных гранитов) и, следовательно, с уменьшением степени интенсивности процессов ассимиляции.

Изученный нами фактический материал позволяет проследить различные стадии ассимиляции и гибридности, запечатленные в различных по составу и времени формирования дайках и интрузивных телах.

Породы первой и частично второй фазы (микродиориты, диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, гранодиориты, плагиограниты и др.) носят явно выраженный гибридный характер. К особенностям, свидетельствующим о гибридном их происхождении, относятся: 1) неоднородность структуры и текстуры и непостоянство минерального состава; 2) присутствие многочисленных ксенолитов, находящихся на различной стадии преобразования; 3) резкие, иногда постепенные—

оплавленные или резорбированные контуры ксенолитов; 4) чередование в одной и той же дайке лейкократовых и меланократовых участков; 5) развитие биотитовых (фемических) каемок вокруг зерен кварца или плагиоклаза; 6) обратная и рекуррентная зональность плагиоклазов; 7) частое развитие процесса антипертитизации; 8) присутствие наряду с основным плагиоклазом относительно кислой его разновидности; 9) содержание вместе с основным плагиоклазом большого количества кварца и калишпата и 10) обилие акцессорных минералов, особенно апатита, реже турмалина.

Все эти свойства, как отмечают многие исследователи (А. Н. Заварицкий, 1937; С. Р. Ноккольдс, 1934; В. Н. Лодочников, 1927; В. Ф. Марковкина, 1950; Г. М. Дембо, 1956; Х. М. Абдуллаев, 1954 и др.), являются характерными признаками для гибридных пород.

Указанные выше породы мы можем рассматривать как пример проявления нормального типа (по А. Н. Заварицкому, 1937) гибридизма, когда кислая магма воздействует на основные изверженные породы. Наряду с этим в многообразии их состава немаловажную роль играл также и ксеногибридизм или контаминация (поглощение магмой осадочных пород).

Наложением этих двух типов гибридизма объясняется, вероятно, весьма сложный и пестрый характер минерального состава молодых интрузивных пород.

В ксенолитах наблюдаются все стадии переработки вмещающих пород, начиная от слабоизмененных роговиков и диабаз-порфиритов, в которых еще сохранилась офитовая или blastopelитовая структура и кончая слабоизмененными гранитами, отличающимися от окружающих их гранитов повышенным содержанием биотита. Степень преобразования пород в общем усиливается с увеличением их раздробленности, имевшей место до внедрения интрузивов.

Изучение химизма и минерального состава включений в гранитах свидетельствует о том, что ксенолиты, попавшие в магму, изменяли свой состав и в свою очередь влияли на состав расплава, т. е. между ними, вероятно, происходила взаимная реакция. Посторонние обломки (осадочных и основных изверженных пород) нарушали существующее в магме равновесие и она стремилась восстановить его. Это осуществлялось путем взаимных реакций.

Как отмечают многие исследователи (А. Н. Лодочников, А. Н. Заварицкий, А. Н. Боуэн, В. Д. Николаев, В. Ф. Марковкина и др.) взаимные реакции происходят путем диффузионного переноса диссоциированных силикатов из магмы во включения и из включений в магму, при этом большую роль в переносе вещества играют летучие компоненты, создающие среду с низкой вязкостью, способствующей диффузии. По поводу этого Г. Л. Оллинга (1941) пишет: «...Взаимная реакция представляет один из процессов, посредством которых магма становится контаминированной» (стр. 239).

Вследствие взаимной реакции состав магмы и ксенолитов выравнивается, принимая среднее значение. Так, например, по указанию того же Г. Л. Оллинга, основные включения (габбро и диабаз), погруженные в кислую магму подкисляются, а сама магма становится соответственно более основной, пока при затвердевании не получится диоритовая порода; в результате неполного взаимодействия в породах сохраняются некоторые признаки этого процесса и образуются своеобразные сложные породы.

По нашим наблюдениям, все многообразие этого процесса хорошо прослеживается на ксенолитах основных пород, находящихся на различной стадии преобразования.

Первичные минералы диабаз-порфиритов оказываются неустой-

чивыми в более кислой среде, вследствие чего подвергаются коррозии и замещению более устойчивыми минералами.

Бурая роговая обманка и пироксены замещаются светло-зеленым и более кислым амфиболом (актинолитом), а последний биотитом; по мере увеличения интенсивности реакции при участии легучих (особенно заимствованного, вероятно, в большом количестве из осадочных пород) биотит становится одним из ведущих фемических минералов. Фенскристаллы основных плагиоклазов подвергаются резорбции и часто замещаются калишпатом, кварцем и кислыми плагиоклазами, иногда вследствие не доведенной до конца реакции вокруг основных плагиоклазов остаются каемки андезина или олигоклаза. Создавшаяся при этом зональность не представляет собой результата нормальной магматической кристаллизации, а есть постепенное замещение основной разности плагиоклаза более кислым. О замещении и корродированности ранее существовавших плагиоклазов свидетельствует также широкое развитие антипертитов.

Процесс обмена веществ между ксенолитом и окружающей его магмой не везде происходил с одинаковой интенсивностью. Для полного развития этого процесса большое значение, вероятно, имели величина ксенолитов и степень их раздробленности; вследствие чего мелкие ксенолиты оказались полностью переработанными и по составу наиболее приближающимися к диоритам или гранодиоритам.

Изменение основной породы до превращения ее в диорит и постепенно в гранодиорит, хорошо прослеживается в некоторых меланократовых ксенолитах, находящихся в гранит-порфирах Цурунгальского массива.

В этих ксенолитах вследствие неоднородного проникновения в разные участки ксенолита гранитного расплава и диффузионных потоков, в центральных частях взаимная реакция часто не доходит до конца и первоначальные минералы остаются свидетелями в виде сильно резорбированных кристаллов. Участки обогащаются плагиоклазом и биотитом, приобретая диоритовый состав. В краевых частях, вследствие усиления процесса ассимиляции и полного выравнивания состава ксенолита и магмы, первоначальные минералы (основной плагиоклаз, амфибол, пироксен) постепенно исчезают и заменяются замещенными соответственно более кислым плагиоклазом, биотитом, калишпатом и кварцем. Следовательно, эти участки ксенолита сильно обогащаются щелочами и кремнекислотой. Образовавшаяся порода более или менее однородна и по составу приближается к гранодиориту.

В обмен на получаемые из магмы щелочи и кислый материал из ксенолитов в магму переносятся главным образом MgO , FeO , CaO , TiO_2 . Одновременно происходит интенсивное замещение кислым материалом попавших в расплав ксенолитов амфибола, пироксена и основного плагиоклаза. Сильно корродированные останцы основного плагиоклаза часто остаются среди вновь кристаллизующихся из магмы зональных плагиоклазов.

Обогащение элементами фемических минералов магмы приводит к увеличению ее основности; в результате продолжающихся обменных реакций она стремится выровнять свой состав, вследствие чего из нее кристаллизуются более основные (среднего состава) плагиоклазы; привнесенный магний, титан и кальций и остаточный калий образуют биотит, сфен и апатит. Таким образом, возникшая система занимает среднее положение между исходной гранитной магмой и основным ксенолитом. Это находит свое подтверждение также в имеющихся в нашем распоряжении химических анализах. Магма гибридных пород стала по сравнению с исходной богаче TiO_2 , FeO , MgO и CaO , а ксенолиты SiO_2 и K_2O .

Как следует из анализов, описываемые гибридные породы в значительной мере неоднородны; в них по сравнению со средними типами пород в повышенном количестве содержатся SiO_2 и Al_2O_3 и кроме того Na_2O преобладает над K_2O .

Это объясняется поглощением магмой осадочных пород и неоднородностью диффузии ионов Na и K.

Повышению NaO_2 в гибридных породах, вероятно, способствовала, с одной стороны, магнезиальная ассимиляция, а с другой — неодинаковая способность к диффузии натрия и калия. Г. Д. Оллинг (1941) отмечает, что «... если включения (ксенолиты) богаты окисью магния, окись калия проникает в них в больших количествах чем натрий». Поэтому мы полагаем, что из магмы в ксенолиты привносился в основном, калий, магма же обогащалась натрием.

Таким образом, общее комбинированное влияние разнообразных по составу окружающих пород сказывается на особенностях химизма; из исходной лейкократовой магмы возникают породы ряда диорит-гранодиорит.

О преемственности гибридными породами из окружающей среды материала указывают также содержащиеся в них одинаковые микроэлементы.

Отмеченные особенности процессов ассимиляции играют большую роль в специализации лейкократовой гранитной магмы в отношении металлогенных элементов. Однако, как правильно замечает Х. М. Абдуллаев (1957), «было бы ошибочно думать, что ход магматических, в том числе ассимиляционных и постмагматических процессов зависит только от геологической среды. Нет сомнения в том, что характер течения этих процессов, воздействие геологической среды во многом будут зависеть от свойств (температура, состав, количество летучих и т. д.) самих магм и растворов».

Следовательно, важное значение в выяснении причин многообразия пород и металлогении, кроме вмещающей среды, имеет также состав исходной магмы и термодинамические условия ее кристаллизации.

Из гипотез о происхождении гранитной магмы, наряду с кристаллизационной дифференциацией, следует указать гипотезу, объясняющую происхождение этой магмы за счет вещества земной коры из гранитного слоя, расположенного выше базальтового субстрата (К. Кеннеди и Андерсон, К. Kennedy and E. M. Anderson, 1938; Рид, 1949; Холмс Holms, 1932; Кузнецов, 1960; Изох, 1957; Шахов, 1960; Абдуллаев, 1954; Судовиков, 1960 и др.).

Механизм образования магмы разными исследователями принимается различно, одни из них, как например, Рид, Холмс, Изох и др. допускают палиогенное ее происхождение, другие (Шахов) метаморфогенное, третьи комбинированное, как например, Ю. А. Кузнецов (1955), Н. Г. Судовиков (1953), В. А. Николаев (1953), Д. С. Коржинский (1952), Данн (1942) и др. Эти авторы допускают образование того или иного объема гранитного расплава в результате гранитизации, связанной с привносом вещества из глубин.

Аналогичную гипотезу без образования гранитного расплава вышеуказанным путем развивают исследователи сторонники образования гранитов путем метасоматической гранитизации (Седерхолм, 1933; Баклунд, 1950; Рейнольдс, 1950; Заридзе и Татришвили, 1959 и др.).

Следует отметить, что одной из распространенных в настоящее время является гипотеза гранитизации, признаваемая большинством ученых только для глубоких частей земной коры, в областях распространения древних кристаллических пород.

По этому поводу Х. М. Абдуллаев пишет: «Едва ли будет правильно совершенно исключить возможную роль этого процесса (гранитизации) для районов с исключительным развитием древних, прежде всего

докембрийских комплексов, где попадаются результаты весьма активных проявлений тектонических и магматических процессов, происходивших на небольших глубинах. Эти древние комплексы с явными признаками гранитизации могут иметь региональное развитие (Скандинавский полуостров) или локальное распространение в пределах складчатых областей (Кавказ, Южный Памир, Северный Тянь-Шань и др.)».

По Н. Г. Судовикову (1960), самые глубокие участки земной коры (ниже амфиболитовой фации) характеризуются развитием процессов ультраметаморфизма, т. е. региональным развитием мигматизации и гранитизации, с образованием гранитного расплава.

В процессе геосинклинального развития в глубоких частях складчатых сооружений, по автору, происходят вертикальные движения метаморфических зон, в том числе полосу ультраметаморфизма, что, в свою очередь, вызывает зарождение зон мобильных масс гранитного состава. Эти зоны возникают в средние этапы геосинклинального периода и существуют отчасти в поздних этапах.

Передвижение зоны гранитизации, согласно автору, сопровождается обеднением пород, подвергшихся процессу метаморфизма и гранитизации как фемическими и летучими компонентами, так и рудными минералами.

В более верхних участках земной коры происходит постепенное затухание процессов мигматизации и гранитизации, а на поздних этапах развития геосинклинальных поясов отступление и смещение книзу фронтов метаморфизма и гранитизации. Этот период, т. е. период формирования малых интрузивов, по Н. Г. Судовикову, характеризуется интенсивным отложением и обогащением верхних горизонтов земной коры рудными элементами.

8. Такие особенности малых интрузий исследованного района, как размещение их в зоне надвига, гипабиссальная природа, формирование на поздних этапах развития геосинклинальной области, сильное насыщение акцессорными минералами, указывающими на большую роль летучих компонентов и их образовании (особенно H_2O , заимствованного, вероятно, из осадочных пород), лейкократовый характер исходной магмы, весьма интенсивное проявление рудной минерализации дают основание полагать, что магма малых интрузий зародилась в связи с мощными тектоническими движениями в верхних структурных ярусах сиала, т. е. на сравнительно небольшой глубине.

С этой точки зрения обогащение гранитной магмы оловом, вольфрамом, молибденом, мышьяком и др. элементами может быть объяснено заимствованием этих металлов из пород верхних частей сиала, где в стадии консолидации геосинклинали могли концентрироваться рудные вещества. Это, конечно, не исключает возможности ювенильного происхождения части минералов. Образовавшиеся в это время разломы послужили путями продвижения магмы в верхние структурные ярусы. Магма, перемещаясь через осадочную оболочку, ассимилировала вмещающие породы и изменяла свой состав. Она, вероятно, обогащалась также металлогенными элементами и летучими компонентами, в частности, бором из глинистых сланцев, обусловившим обильную концентрацию турмалина.

9. Таким образом, эволюция во времени геосинклинальной области, включая и зарождение кислой магмы, воздействие последней на имеющиеся породы, а также совокупность всех геологических факторов—глубина формирования интрузивов, многофазность магматизма, минеральный состав и структура ксенолитов, количественная их роль в магме, вторичная металлогеническая специализация магмы рудными элементами и т. д. создали многообразие пород и рудопоявлений, наблюдаемых в исследованном нами районе.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М., 1954. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолиздат.
- Абдуллаев Х. М., 1957. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат.
- Ажгирей Г. Д., 1953. Дискуссионные вопросы истории формирования тектонической структуры Большого Кавказа в мезо-кайнозой. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXVIII, вып. 4.
- Афанасьев Г. Д., 1949. Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Афанасьев Г. Д., 1950. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 69.
- Баакашвили Г. Отчет Зесхинской геологопоисковой партии по работам 1946 г. Груз. геол. упр.
- Баклунд О. О., 1950. Проблема гранитизации. В сб.: «Проблемы образования гранитов». Изд-во ИЛ.
- Барт Т., 1936. Теоретическая петрология. Изд-во ИЛ.
- Бенделиани А. Е., 1937. Цанское (Цурунгальское) мышьяковое месторождение. «Разведка недр», № 2.
- Белоусов В. В., 1954. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат.
- Белянкин Д. С., 1914. К изучению новейших изверженных горных пород Казбека и его окрестностей. Изв. СПб. политехн. инст., отд. техн., естеств. и матем., вып. 1, 21.
- Белянкин Д. С., 1915. Неограниты и кварцевые диориты с ледника Дых-су в Центральном Кавказе. Изв. СПб. политехн. инст. отд. техн. естеств. и матем., вып. 2, 23.
- Белянкин Д. С., 1918. Новейшая кавказская интрузия в бассейнах рек Ардона и Уруха. Изв. СПб. политехн. инст., отд. техн., естеств. и матем., 27.
- Белянкин Д. С., 1919. Неинтрузия Центрального Кавказа в истоках Фиагодна. Изв. Геол. ком., № 8—10, 38.
- Белянкин Д. С., 1925. Второе издание диаграммы светопреломления полевых шпатов. Зап. Мин. общ., сер. 2.
- Белянкин Д. С., 1927. Об «анортотлазе» в кавказитах. Изв. АН СССР, 6-я сер., № 12—14, 21.
- Белянкин Д. С., 1937. К определению понятия и к практике анортотлазов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Белянкин Д. С., Петров В. П., 1940. Заключительные замечания к неинтрузиям Сванетии и Абхазии. Верхн. Сванетия и прилегающая часть Абхазской АССР. Труды СОПС АН СССР, серия Закавказская, вып. 24.
- Билибин Ю. А., 1940. Минеральные ассоциации магматических горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Билибин Ю. А., 1941. Послеюрские интрузии Алданского района. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. регион. петр., вып. 10.
- Билибин Ю. А., 1947. Общие принципы металлогенических исследований. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Билибин Ю. А., 1955. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат.
- Бородаевская М. В., 1955. Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса и металлогении малых интрузий поздних этапов развития тектономагматического цикла. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. I Всес. петр. совещ.
- Боуэн А. Н., 1934. Эволюция изверженных пород. ОНТИ.

- Варданянц Л. А., 1931. Опыт металлогенической характеристики Центрального Кавказа. Тр. Главн. геол.-разв., упр., вып. 22.
- Варданянц Л. А. 1937. Характеристика неоинтрузии Главного Кавказа. Пробл. сов. геол., № 7.
- Варданянц Л. А. 1937. Характеристика неоинтрузии Главного Кавказа. Пробл. неоинтрузии Большого Кавказа. Зап. Мин. об-ва, ч. 66, № 3.
- Варданянц Л. А., 1947. Основы стереоконоскопического метода. Изд. АН Арм. ССР.
- Гамкрелидзе П. Д., Геологические условия трассы шоссейной дороги между Цагери и Цана. 1938. Груз. геол. управл.
- Герасимов А. П., 1929. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. Изв. геол. ком., т. 48, № 7.
- Григорьев И. Ф., Доломанова Е. Н., 1955. Мезозойские гранитоиды Забайкалья и связь с ними редкометалльного оруденения. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2, изд. АН СССР.
- Дембо Т. М., 1956. Явления анатексиса, гибридизма и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау. Сов. геол., № 51.
- Дзоценидзе Г. С. 1931. Отчет о работе в бассейне р. Цхенисцкали летом. Грузуглерудразведка.
- Дудаури О. З., 1961. Субвулканические малые интрузии Болнисского района. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып. 5.
- Дэли Р. О., 1936. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ НКТП СССР.
- Елисеев Н. А., 1938. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, сер. 1, Региональная петрография, вып. 6, АН СССР.
- Елисеев Н. А., 1953. Структурная петрология. Изв. ЛГУ.
- Елисеев Н. А., 1956. Методы петрографических исследований. Изд. ЛГУ.
- Еремеев В. П., Петров В. П. 1940. Неоинтрузии Сванетии. Верхн. Сванетия и прилегающая часть Абхазской АССР. Тр. Сов. произв. сил. АН СССР, вып. 24.
- Ершов А. Д., 1938. О структуре (Цанского) Цурунгальского рудного поля. Пробл. сов. геол., № 4.
- Ершов А. Д., Копелиович А. В., 1941. Геология и рудные проявления верховьев реки Цхенисцкали (Цанское арсенопириговое месторождение). Тр. Всесоюзн. науч.-исслед. ин-та минеральн. сырья, вып. 169.
- Заварицкий А. Н., 1937. Петрография Бердяушского плутона. Тр. ЦНИГРИ, вып. 96.
- Заварицкий А. Н., 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР.
- Залесский Б. В., Кузнецов С. С., 1940. Абхазско-Сванетская часть Западно-Грузинской геолого-петрографической провинции. Верхн. Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Труды СОПС, ч. 2, вып. 24.
- Заридзе Г. М., 1944. Магматический цикл верхнего миоцен-плиоцена в Грузии. Сообщ. АН ГССР, т. 5, № 6.
- Заридзе Г. М., 1948. Петрографический очерк Нижней Сванетии. Тр. Ин-та геол. и минер. АН ГССР, т. 1(2).
- Заридзе Г. М., Татришвили И. Ф., 1959. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат.
- Иссамухамедов И. М., 1948. К петрологии интрузивов Западного Узбекистана. Тр. Ин-та геол. АН Уз. ССР, вып. 2.
- Иссамухамедов И. М. 1948. I. К петрологии Темиркобукских гранитоидных интрузивов. ДАН Уз. ССР, № 7.
- Изох Э. П., Колмакс Л. М., Наговская Г. Н., Русс В. В., 1957. Поздне-мезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. Труды ВСЕГЕИ, т. 21.
- Кахадзе И. Р., 1947. Грузия в юрское время. Тр. Геол. Ин-та ГССР, сер. геол., т. III (VIII).
- Кикнадзе И. И., 1960. О процессах метасоматической гранитизации в древних кристаллических породах южного склона Большого Кавказа в пределах верховьев реки Цхенисцкали. Труды ГПИ им. В. И. Ленина, геол. сб. № 1, (167).

- Жикнадзе И. И., 1961. Петрохимические особенности молодых интрузивных пород верховьев р. Цхенисцкали (Нижняя Сванетия). Тр. геол. ин-та АН ГССР, сер. минер-петр., т. VI.
- Коптев-Дворников В. С., 1952. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Коптев-Дворников В. С., 1953. Явления гибридизации на примере некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, сер. петр., вып. 148 (№ 44).
- Коржинский Д. С., 1952. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Кропоткин П. Н., 1941. Значение тектонических процессов для образования кислых магм. Тр. ИГН АН СССР, вып. 47.
- Кузнецов И. Г., 1931. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. ВГРО, вып. 100.
- Кузнецов И. Г., 1933. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Чвешура в Центральном Кавказе. Мат. Центр. научно-иссл. геол.-разв. ин-та, регион. геол., гидрогеол., сб. I.
- Кузнецов Ю. А., 1955. Происхождение магматических пород. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР.
- Кузнецов Ю. А., 1960. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещания. Госгеолтехиздат.
- Курцикидзе А. А. Отчет по Цанскому и Чорохскому арсенопиритовым месторождениям. По работам Цанской ГРП за 1953—1958 гг. Груз. геол. упр.
- Курцикидзе А. А., Тавадзе Д. Н., Отчет Цанской геологоразведочной партии на олово и мышьяк за 1939 г. Груз. геол. упр.
- Лавес Ф., 1956. Фазовые отношения щелочных полевых шпатов. В сб.: «Полевые шпаты», ч. II, 68. Изд-во ИЛ.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., 1898. Исследования по тектонической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. Тр. Мин. СПб об-ва естествоиспытателей, т. 26, вып. 5.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., 1914. Вулканическая область Центрального Кавказа между перевалами Рокским и Архотским. Геол. иссл. в области перевальной ж. д. через Главн. Кавказский хребет, СПб.
- Левченко С. В., 1940. Осадочные породы Сванетии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абх. АССР. Тр. СОПС АН СССР, вып. 24.
- Лодочников В. Н., 1927. К петрологии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 69.
- Лодочников В. Н., 1936. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие и петрологические вопросы с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38.
- Лодочников В. Н., 1955. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеолтехиздат.
- Лучицкий В. И., 1949. Петрография. Т. II, Госгеолиздат.
- Лягин К. Н., Курцикидзе А. А., 1939. Отчет Цанской геологопоисковой партии по олову и редким металлам. Груз. геол. упр.
- Лященко К. Н., Бенделиани А. Е., 1935. Геологическое строение и рудные проявления района Цанского арсенопиритового месторождения в Верхней Сванетии. Груз. геол. упр.
- Марковкина В. Ф., 1950. Гранитоиды Центрального Кавказа (Осетия). Тр. ИГН АН СССР, вып. 107, сер. петрограф. (№ 31).
- Маркозия И. А., Кожевников В. П., Терхачатуров М. А. Отчет Рача-Сванетской геологопоисковой партии на редкие металлы по работам 1941 г. Груз. геол. упр.
- Маркозия М. А., Ахвледиани К., Романишвили Е. М., 1948. Отчет Сванетской геосъемочной партии. Груз. геол. упр.

- Монич В. К., 1945. Современное состояние изученности интрузий Казахстана. Изв. Каз. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 6—7.
- Монич В. К., 1953. Анортотлаз в магматических породах Казахстана. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2, изд. АН СССР.
- Ниггли П., 1949. Проблема образования гранитов. В сб.: «Пробл. обр. гранитов», т. I, изд-во ИЛ.
- Нижарадзе П. Н. и др., 1960. Отчет Цанской геологосъемочной партии. Трест «Грузглеразведка».
- Николаев В. А., 1953. О некоторых вопросах гранитизации и генезиса гранитной магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Ноккольдс С. Р., 1934. Некоторые теоретические обоснования контаминации в кислой магме. Переводы ЦНИГРИ, № 28.
- Оллинг Г. Л., 1941. Петрология. Госгеолиздат.
- Паффенгольц К. Н., 1959. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР.
- Петров В. П., 1955. Современное состояние вопроса о неинтрузиях Кавказа и о зависимости оптических свойств минералов от их залегания. Труды Ин-та геол. наук, петрогр. сер. (№ 47), вып. 165.
- Пейве А. В., 1941. О законе инверсии в геологии Кавказа. Сов. геол., № 4.
- Полканов А. А., 1946. Генетическая систематика интрузий платформы краткогена. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Полканов А. А., 1935. Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. I, изд-во АН СССР.
- Половинкина Ю. К., 1960. Геологические закономерности развития магматизма на территории СССР. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещания. Госгеолтехиздат.
- Равич М. Г., Чайка А. А., 1959. Малые интрузии хребта Бырранга. Тр. научн.-иссл. ин-та геол. Арктики, т. 88.
- Рейнольдс Д. Л., 1950. Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации. В сб.: «Проблема образования гранитов», т. 2, изд-во ИЛ.
- Рид Х. Х., 1949. Размышления о граните. В сб.: «Проблема образования гранитов», т. I, изд-во ИЛ.
- Розов В. Н., 1935. Геологический отчет по Цанскому мышьяково-рудному месторождению. Груз. геол. упр.
- Рубинштейн М. М., 1958. Новые данные об абсолютном возрасте магматических образований Грузии. Труды V сессии Комиссии по определ. абсол. возраста геол. формаций.
- Сабахтарашвили М. А., Хучуа А. А. 1938. Цанское мышьяковое месторождение. Груз. геол. упр.
- Сагинадзе В. Д. 1933. Краткий предварительный отчет Сванетской ГРП. Груз. геол. упр.
- Серпухов В. Н. 1955. Общие принципы регионального металлогенического анализа. Сов. геол., сб. № 43.
- Соболев В. С., 1950. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4.
- Спенсер Э., 1952. Калиево-натриевые полевые шпаты, ч. I и ч. II. В сб.: «Полевые шпаты», изд-во ИЛ.
- Судовиков Н. Г., 1953. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР.
- Судовиков Н. Г., 1960. Вопросы связи оруденения с гранитами. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 2-го Всесоюзного петрографич. совещания. Госгеолтехиздат.
- Тавадзе Д. И. и др., 1958. Отчет поисково-ревизионной партии на редкие элементы на Цанском арсенопиритовом месторождении. Груз. геол. упр.
- Твалчрелидзе Г. А., 1958. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. Госгеолтехиздат.

- Туттл. О. Ф., 1956. Оптические исследования щелочных полевых шпатов. В сб. «Полевые шпаты», Сб. II, изд-во ИЛ.
- Харкер А., 1937. Метаморфизм. ОНТИ. Главзолото.
- Хучуа А. Н., 1933. Геологический отчет Нижне-Сванетской (Сасашской) геолого-разведочной партии. Груз. геол. упр.
- Хучуа А. Н., 1934. Отчет по работам Корельдашской ГРП. Груз. геол. упр.
- Хучуа А. Н., Розов В. Н., 1935. Геологический отчет по Цанскому мышьяковородному месторождению. Груз. геол. упр.
- Чипулин Я. Н., 1935. Месторождение арсенопирита у сел. Цана в Верхней Сванетии. Груз. геол. упр.
- Чичинадзе К. И. 1945. Металлогения Горной Рачи и Сванетии. СОПС АН СССР. Кавказск. компл. экспед., М.-Л.
- Шахов Ф. Н., 1960. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 2-го Всесоюз. петрогр. совещания. Госгеолтехиздат.
- Шерер Д. Ф., 1952. Щелочно-полевошпатовый разрез в системе. В сб.: «Полевые шпаты». Изд-во ИЛ.
- Шония Н. Ф., 1936. Отчет Сванетской геолого-поисковой партии. Фонды Груз. геол. упр.
- Шония Н. Ф., 1937. Отчет о работах Сванетской геологопоисковой партии. Фонды Груз. геол. упр.
- Щипулин Ф. К., 1955. К вопросу о связи постмагматического оруденения с интрузиями. Вопр. геологии Азии, т. II, изд. АН СССР.
- Щипулин Ф. К., 1956. О малых интрузиях Юго-Восточного Приморья. Тр. Ин-та геол. рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, вып. 3.
- Яшвили Ф. Н., Хучуа А. Н., 1936. Цанское арсенопиритовое месторождение. Груз. геол. упр.
- Barrel J. Relations of Subjacent igneous invasion to regional metamorphism. Amer. Journ. Sei. vol. I (5-th ser), No. 1—3, 1921.
- Billings. The petrology of the North Conway quadrangle in the white Mountains of New Hampshire. Dr. Amer. Acad. Arst. Sei, vol. 63, No. 3, 1928.
- Brown W. R. Notes on Batholiths and Some of their Implications. Roy. Soc. New South Wales Sour and Pr., vol. 65, 1931.
- Dunn J. A. Granite and magmatism and metamorphism Econ: Geol., vol. 37, 1942.
- Fenner C. N. The crystallisation of basalts. Amer. J. Sci, 5 ser., vol. XVIII, No. 105, 1929.
- Fenner C. N. The residual liquides of crystallizing magmas Min., Mag., vol. 22, No. 134, 1931.
- Fuster J. M. Formation par metasomatose de quelques structures zonées dans les plagioclases volcaniques. Bull. Comm. geol. Finlandes, N 166, 1954.
- Gabriel A., Cox E. P. A Staining method for the quantitative determination of certain rock minerals, „Am. Min.“, 14, 29, 1929.
- Holms A. The origin of igneous rocks. Geol. Mag., vol. 59, 1932.
- Keith M. L. Selective staining to facilitate Rosiwal analyses. „The American Mineralogist“, 24, 1939.
- Kennedy W. Q. and Anderson B. M. Crustal layer and the origin of magmas. Bull. Volc. Ser. 2, vol. 3, 1938.
- Sederholm J. J. Batholiths and the origin of granitic magma. Inter. Geol. Congr., 1, 1933.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
Общая характеристика	11
Петрографическое описание пород	18
Гибридные дайковые породы	18
Кварцевые микродиориты и микродиориты	18
Меланократовые диорит-порфиры	19
Кварцевые диорит-порфиры	21
Гранодиорит-порфиры	27
Метаморфизм	33
Ксенолиты	35
Гибридные породы массивов	39
Гранодиорит-порфиры	39
Адамеллиты	40
Кварцевые диориты и диорит-порфиры	41
Плагииграниты	42
Граниты массивов	43
Гранит-порфиры	43
Порфиroidные граниты	50
Двуслюдяные граниты	52
Метаморфизм	54
Ксенолиты	59
Гранитоиды даек	65
Гранит-порфиры и лейкократовые граниты	65
Кварцевые порфиры	66
Аплитовидные граниты	68
Аплиты и пегматиты	69
Метаморфизм	71
Петрохимические особенности молодых интрузивных пород и некоторые генетические вопросы	71
Распределение микроэлементов в магматических породах и породообразующих минералах и некоторые вопросы связи оруденения с молодыми гранитоидами	73
Рудная минерализация	80
Выводы	81
Литература	91

Напечатано по постановлению Редакционно-Издательского Совета
Академии наук Грузинской ССР

*

Редактор издательства Т. П. Бокучава
Техредактор Э. Б. Бокерия
Корректор Л. Г. Амашукели

Сдано в набор 31.1.1967; Подписано к печати 11.9.1967;
Формат бумаги $70 \times 108^{1/16}$; Печатных л. 8.58; Уч.-Издат. л. 8.52;
УЭ 03168; Тираж 600; Заказ 121;
Цена 69 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერების“ სტამბა, თბილისი, 60, კუტუზოვის ქ., 15
Типография Издательства «Мецниереба», Тбилиси, 60, ул. Кутузова, 15

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 60, კუტუზოვის ქ., 15
Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 60, ул. Кутузова, 15

Иван Иванович Кикнадзе

**ПЕТРОЛОГИЯ ТРЕТИЧНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД
ВЕРХОВЬЕВ Р. ЦХЕНИСЦКАЛИ**

Цена 69 коп.