

Академия наук
СССР



А. А. ЦВЕТКОВ

МЕЗОЗОЙСКИЙ
МАГМАТИЗМ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ
ЧАСТИ
СЕВЕРНОГО КАВКАЗА



Издательство • Наука •



Академия наук СССР

Институт геологии рудных
месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

А. А. ЦВЕТКОВ

МЕЗОЗОЙСКИЙ
МАГМАТИЗМ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ
ЧАСТИ
СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

(междуречье Чегем-Фиагдон)



Издательство

«Наука»

Москва

1977

Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа
(междуречье Чегем - Фиагдон). М., "Наука", 1977 г.

Работа посвящена петрологии мезозойских магматических пород одного из регионов Северного Кавказа. В пределах выделяемых структурно-формационных зон описываются установленные автором конкретные магматические формации, приводится их геолого-петрографическая и минералого-геохимическая характеристика, а также результаты определения абсолютного возраста горных пород. Показывается место каждой формации и ее роль в общей эволюции мезозойского магматизма во всех структурно-формационных зонах Большого Кавказа. Делается вывод о связи конкретных магматических образований с месторождениями ряда полезных ископаемых.

Ответственный редактор

А.М. БОРСУК

Возросшее за последние годы количество палеовулканологических исследований в нашей стране направлено на разрешение фундаментального для геологии вопроса о развитии геосинклиналей и их преобразовании в участки коры устойчивых областей вплоть до платформ, а также не менее важного вопроса о повторном вовлечении платформенного участка коры в геосинклинальное развитие. Для этого необходимо детальное знание эволюции вещества подвижной зоны, т.е. типов ассоциаций горных пород, отвечающих определенным этапам структурно-тектонического развития горноскладчатой системы. Большое значение палеовулканологические реконструкции имеют и для установления особенностей формирования и размещения месторождений ряда полезных ископаемых.

В течение нескольких лет группа сотрудников ИГЕМ АН СССР во главе с чл.-корр. АН СССР Г.Д. Афанасьевым, в том числе и автор данной работы, работает над проблемами происхождения и размещения разновозрастных естественных ассоциаций магматических пород – конкретных формаций – в различных структурно-формационных зонах Северного Кавказа. Результаты этих работ опубликованы в многочисленных статьях и нескольких крупных монографиях (Борсук, 1963; Плошко, 1965; Афанасьев и др., 1968; Кондаков, 1974).

Настоящая работа представляет собой итог исследований, проводившихся автором на Северном Кавказе в 1970–1973 гг., и последующей лабораторной обработки собранного материала. Она посвящена изучению мезозойского магматизма в пределах двух смежных структурно-формационных зон Центрального Кавказа – Бечасьинской и Главного хребта в междуречье – Чегем – Фиагдон (тектоническое расчленение, по Е.Е. Милановскому и В.Е. Хаину, 1963). Выбор района исследований определялся, с одной стороны, отсутствием для него до сих пор достаточно ясного представления о последовательности магматической деятельности, составе ее продуктов и условиях аккумуляции, а с другой – специфическим тектоническим положением на участке погружения кристаллического субстрата Большого Кавказа под мезозойские осадочные породы. В настоящей работе широко используются разработанные Г.Д. Афанасьевым (1950 – 1971 гг.) принципы выделения конкретных магматических формаций и комплексов.

Основной задачей исследования явилось всестороннее изучение мезозойских магматических пород в пределах Кабардино-Балкарии и Северной Осетии (междуречье Чегем – Фиагдон), выделение конкретных магматических формаций и сравнение особенностей эволюции магматизма (исходя из специфики минерального, химического и геохимического состава горных пород, их возраста и закономерностей размещения магматических тел в отдельных структурах) в двух, обладающих различной геотектонической историей структурно-формационных зонах. На основании полученных данных проведен анализ особенностей размещения мезозойских магматических формаций во всех структурно-формационных зонах Большого Кавказа в альпийский этап тектогенеза и установлена общая картина эволюции мезозойского магматизма в пространстве и во времени.

Исследование охватывает регион площадью около 2000 км². Наиболее изучена Северная Осетия, что связано с пространственной приуроченностью здесь

к мезозойским кислым магматитам свинцово-цинкового оруденения Садоно-Фиагдонской группы полиметаллических месторождений. Вопросам мезозойского магматизма и связью его с оруденением, начиная с конца прошлого века, занимались многие геологи (Щастливцев, 1858, Кулаковская, 1909; Гембицкий, 1916, 1917; Пламеневский, 1923; Варданянц, 1925-1927, 1935; Е.А. Кузнецов, 1930; Скаковский, 1931; Ажгирей, 1941, 1958, 1968₁; С.С. Кузнецов, 1945, 1947; А.П. Лебедев, 1950; И.Г. Кузнецов, 1951; Афанасьев, 1956, 1958; Баклаков, 1957-1959; Е.В. Кравченко, 1963, 1966; Савченко, 1970, 1971; Цветков, 1972₁₋₃, 1974 и др.).

Однако оставались нерешенными следующие важные вопросы. 1. Вулканогенная толща кислых пород Северной Осетии не была расчленена на всей территории ее распространения. 2. Отсутствовали достоверные данные об интрузивных образованиях в их составе. 3. Возрастные соотношения эффузивных и интрузивных пород оставались неясными.

Черекско-Чегемскому району Бечасьинской зоны посвящено значительно меньше исследований, что объясняется отсутствием здесь разведанных промышленных месторождений полезных ископаемых. Наибольший интерес представляют работы Г.В. Абиха (Abich, 1874), Ф.Ю. Левинсона-Лессинга (1904; Loevinson-Lessing, 1905), В.В. Дубянского (1913), Д.С. Белянкина (1915), И.Г. Кузнецова (1926, 1940, 1946, 1951), Г.М. Ефремова (1937), А.П. Лебедева (1950), Г.Д. Афанасьева и др. (1968, 1971), А.М. Борсука и А.А. Цветкова (1973, 1975).

Для мезозойских магматических пород междуречья Черек Балкарский - Чегем однозначно не были установлены геологическое положение и возраст, недостаточно охарактеризован вещественный и химический состав.

Для решения поставленных вопросов проведены следующие исследования.

Детально и всесторонне изучена геология отдельных элементов, слагающих сложно построенную толщу кислых эффузивов Северной Осетии для установления ее однородности или гетерогенности. Предыдущими авторами она интерпретировалась как генетически единое образование и именовалась "толщей порфиритов", "альбитофиров", "кератофиров" и "вулканогенной формацией". Автором выделены конкретные магматические формации.

Детально исследованы петрографические, петрохимические и геохимические особенности эффузивных и интрузивных кислых образований Северной Осетии с привлечением данных радиогеохронологии и расчленением, отображенным на геологической карте.

На основании изучения распределения содержаний свинца и цинка в мезозойских горных породах различного состава предпринята попытка оценить вероятность генетической связи полиметаллического оруденения Садоно-Фиагдонской группы месторождений с теми или иными породами.

Детально и всесторонне изучена геология, петрография, петрохимия и геохимия мезозойских магматических пород междуречья Черек Балкарский - Чегем, установлены конкретные магматические формации и выявлена возможная связь с ними полезных ископаемых.

Проанализированы особенности и закономерности распределения магматических формаций в пределах структурно-формационной зоны Главного хребта и Бечасьинской зоны в системе развития Большого Кавказа и альпийский этап тектогенеза.

При составлении геологической карты района работ использованы изданные материалы геологов Северо-Кавказского геологического управления и Северо-Осетинской комплексной геологической экспедиции МГ СССР, а также карта магматических формаций Северного Кавказа, составленная под руководством чл.-корр. АН СССР Г.Д. Афанасьева сотрудниками ИГЕМ АН СССР А.М. Борсуком, Л.А. Кондаковым, В.Т. Кудрявцевым, Н.П. Лупановой, В.В. Плошко. Для некоторых, наиболее интересных в геологическом отношении участков автором выполнены подробные геологические схемы и разрезы в различном масштабе. Автор признателен за научные консультации и конструктивную помощь при написании работы чл.-корр. АН СССР Г.Д. Афанасьеву, профессору В.П. Петрову, научным сотрудникам ИГЕМ АН СССР А.М. Борсуку, Л.А. Кондакову и В.В. Плошко.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА В МЕЖДУРЕЧЬЕ ЧЕГЕМ—ФИАГДОН

Современное горное сооружение Большого Кавказа представляет собой сложно построенный мегантиклинорий, разбитый региональными субмеридиональными и субширотными разломами на ряд крупных блоков. Район исследований расположен в центральной части Северного Кавказа в междуречье Чегем — Фиагдон, в области погружения в восточном направлении (под мезозойский осадочный чехол) кристаллического фундамента Большого Кавказа, сложенного изверженными и метаморфическими породами рифея — палеозоя.

Изучением стратиграфии и тектоники Центрального Кавказа занималось большое число исследователей. По вопросам тектоники следует отметить работы В.П. Ренгартена (1932, 1937), Л.А. Варданянца (1933, 1935), Г.Д. Ажгирея (1941, 1958, 1960, 1963, 1968₂), И.Г. Кузнецова (1951), Ю.Г. Леонова (1961, 1967), Е.Е. Милановского, В.Е. Хаина (1963) и др.

В данной работе принята схема расчленения Большого Кавказа по Е.Е. Милановскому и В.Е. Хаину (1963). Они выделяют четыре структурно-формационные зоны, последовательно сменяющие друг друга с севера на юг: Лабинно-Малкинскую, или Бечасынскую, зону Передового хребта, Главного хребта и Южного склона.

Зоны разделяются региональными разломами глубокого заложения, расположенными параллельно оси Северо-Кавказского мегантиклинория. История развития выделенных структурно-формационных зон в процессе эволюции геосинклинальных областей Кавказа различна, что нашло отражение в стратиграфии, тектонике и проявлении разновозрастного магматизма в их пределах.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

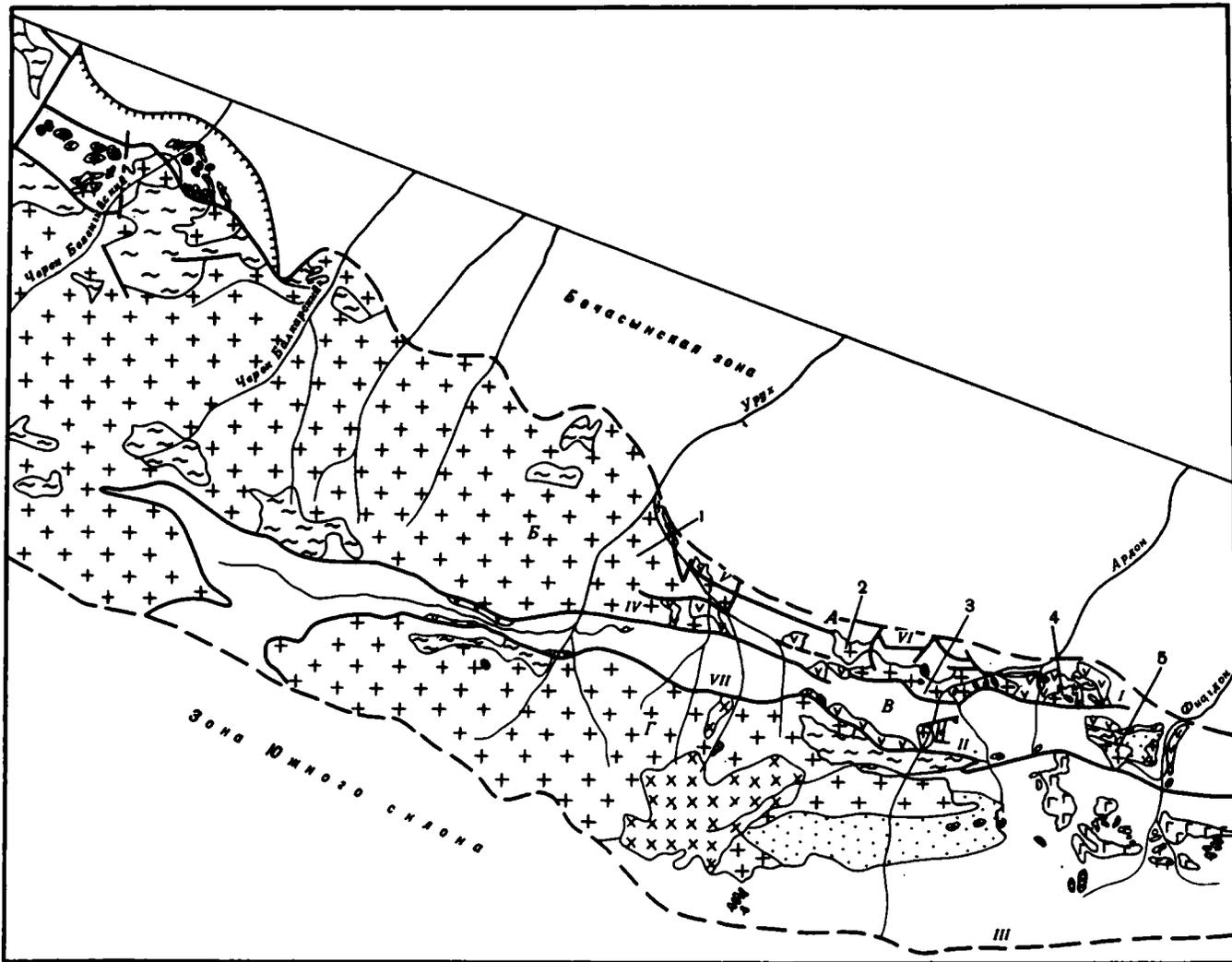
Бечасынская зона

Исследования проводились в пределах двух структурно-формационных зон: Бечасынской и Главного хребта (фиг. 1).

Бечасынская структурно-формационная зона занимает самую северную часть мегантиклинория Большого Кавказа и протягивается в широтном направлении от р. Белой на западе до р. Терек на востоке. Она имеет отчетливо выраженную двухъярусную структуру, близкую к платформенной, состоящую из складчатого фундамента рифей-палеозойского возраста и моноклинально на нем залегающего мезо-кайнозойского осадочного чехла.

В междуречье Чегем — Черек Балкарский южная периферия Бечасынской зоны известна под названием Северной депрессии (И.Г. Кузнецов, 1951). Это вытянутая в широтном направлении область между Скалистым и Боковым хребтами шириной 5–6 км, сложенная среднеюрскими песчано-глинистыми породами, трансгрессивно залегающими на древнем субстрате, с заключенными в них магматическими образованиями.

В бассейне р. Чегем Северная депрессия имеет тектонический контакт (субмеридиональный разлом) с протерозойскими и палеозойскими образованиями зоны Передового хребта. В восточном направлении ширина депрессии непрерывно уменьшается вследствие уменьшения мощностей нижне- и среднеюрских осадочных пород, и к востоку от р. Черек Балкарский верхнеюрские известняки ложатся непосредственно на кристаллические породы фундамента. В бассейне



- 1.
- 2.
- 3.
- 4.
- 5.
- 6.
- 7.
- 8.
- 9.
- 10.
- 11.
- 12.
- 13.
- 14.

р.Черек Безенгийский, по северной окраине депрессии, наблюдаются многочисленные сбросы с амплитудой от нескольких метров до 100 м и более. С юга депрессия также ограничена системой кулисообразно расположенных разрывов, прослеживающихся от долины р.Чегем на восток в бассейн р.Черек Балкарский. Восточнее амплитуда этих разрывов несколько уменьшается, и они протягиваются до правобережья р.Хазнису (левый приток р.Урух), где уходят под верхнеюрские отложения, не производя в них смещения.

Северная депрессия характеризуется многочисленными дизъюнктивными и пликтивными нарушениями. Системой продольных и поперечных разрывов она разбита на множество блоков. Амплитуда разрывов от нескольких метров до многих сотен метров. В целом депрессия представляет собой грабенообразное погружение между расположенной к северо-западу зоной Передового хребта и находящейся к югу зоной Главного хребта.

Зона Главного хребта

Расположенная южнее Бечасынской зоны структурно-формационная зона Главного хребта представляет собой (Милановский, Хаин, 1963) центральную часть мегантиклинория Большого Кавказа. Она отделена от Бечасынской зоны (в пределах изучавшегося района) системой субширотных глубинных долгоживущих разломов, а в бассейне р.Черек Балкарский — крупным флексуобразным перегибом, который, вероятно, отражает открытые меридиональные разломы в фундаменте. Зона Главного хребта сложена интенсивно дислоцированными палеозойскими и менее нарушенными мезо-кайнозойскими осадочными и изверженными породами. Будучи рассечена разломами широтного и северо-западного направления, эта зона в пределах Северной Осетии распадается на ряд структурных подзон, среди которых, согласно Г.Д. Ажгирею (1968₁), можно выделить: Северную подзону, Балкаро-Фиагдонскую и Адайхох-Казбекскую горст-антиклинальные подзоны, между которыми расположена грабен-синклиналиная Штулу-Харесская депрессия.

Северная подзона впервые выделена Л.А. Варданянцем (1933). Она занимает самое северное положение в пределах зоны Главного хребта, протягиваясь в юго-восточном направлении от р.Урух на западе до р.Фиагдон на востоке и сложена осадочными породами мезозоя, смятыми в изоклинальные

Фиг. 1. Схема тектонического строения и размещения мезозойских пород в центральной части Северного Кавказа. Составил А.А. Цветков с использованием материалов геологических съемок

Тектонические элементы структурно-формационной зоны Главного хребта: А — Северная подзона; Б — Балкано-Фиагдонская подзона: 1 — Балкаро-Дигорская горст-антиклинальная структура; Садоно-Увальская антиклиналь; 2 — Гаудорская антиклиналь, 3 — Садоно-Згидская антиклиналь, 4 — Архоно-Холстинская антиклиналь, 5 — Фиагдонская антиклиналь; В — подзона Штулу-Харесской депрессии; Г — Адайхох-Казбекская подзона

1 — Главнейшие разломы: I — Садоно-Увальский, II — Бурон-Ларский, III — Адайхох-Казбекский, IV — Северо-Штулинский, V — Тоторо-Махчесский и Орхохский, VI — Северный и Дагомский, VII — Хушпара-Сардионский; 2 — гранодиорит-порфиры верхнего палеозоя ("неоинтрузия"); 3 — формация субщелочных габброидов; 4 — формация трахитов; 5 — формация базальтовых порфиритов; 6 — кварцевые диориты Цейского массива; 7 — песчано-глинистые породы нижней и средней юры; 8 — формация гранодиорит-порфиров; 9 — габбро-диабазы "Казбекского диабазового пояса"; 10 — андезит-дацитовая формация; 11 — конгломераты и кварциты баддонской свиты; 12 — гранитоиды "комплекса гранитов Главного хребта"; 13 — кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты буронской и безенгийской свит; 14 — граница Северной депрессии в Бечасынской зоне

складки. Наиболее детально литология и стратиграфия горных пород Северной подзоны освещены в работе Д.И. Панова (1968).

Северной границей подзоны является серия разломов, ограничивающих с юга эскарп Скалистого хребта. Южная граница – с Балкаро-Дигорской горст-антиклинальной структурой, Гаудорской, Садоно-Згидской, Архоно-Холстинской и Фиагдонской антиклиналями – проходит по Орхохскому, Тоторс-Махчесскому, Северному и Дагомскому взбросам.

Балкаро-Фиагдонская подзона представляет собой крупный горст-антиклинальный выступ субширотного простирания, погружающийся в восточном направлении. С юга Балкаро-Фиагдонская подзона отделяется от Штулу-Харесской депрессии Северо-Штулинским, Садоно-Унальским и в бассейне р. Фиагдон Южным взбросами, а с севера от Северной подзоны – Орхохским и Тоторс-Махчесским разломами в западной части, Северным и Дагомским взбросами в восточной части. Балкаро-Фиагдонская подзона прослеживается от верховьев р. Чегем до р. Фиагдон и представлена тремя крупными горст-антиклинальными структурами: Балкаро-Дигорской, Садоно-Унальской и Фиагдонской. В пределах этих структур обнажаются кристаллические породы протерозойско-палеозойского фундамента, а промежутки между ними выполняют осадочные отложения мезозоя (Варданыц, 1933; Робинсон, 1946, 1948; Цогоев, 1969).

Балкаро-Дигорская горст-антиклинальная структура расположена на западе – от источников р. Чегем до р. Айгамугадон (правый приток р. Урух). Она сложена гранитоидами верхнего палеозоя, метаморфическими породами протерозоя – нижнего палеозоя и разбита серией субширотных и субмеридиональных разломов на ряд крупных и мелких блоков. Наиболее отчетливо блоковое строение Балкаро-Дигорской структуры наблюдается в пределах ее восточного окончания, в бассейнах рек Сардидон, Донисардон, Айгамугадон. Здесь выделяются Фаснальская, Казатхохская, Смадихохская, Допогонидонская антиклинали и Дунтинская синклинали.

Садоно-Унальская антиклиналь расположена в центральной части подзоны и протягивается в общекавказском направлении от р. Донисардон на западе до верховьев р. Джими (правый приток р. Ардон) на востоке. Ядро ее сложено гранитоидами верхнего палеозоя, а крылья – осадочно-вулканогенными породами нижней и средней юры. Антиклиналь осложнена серией крупных диагональных продольных и поперечных разрывов, разделяющих ее на ряд массивов (с запада на восток: Гаудорское поднятие, Садоно-Згидская и Архоно-Холстинская антиклинали и другие, менее крупные складки). По данным С.М. Рыпинского, Е.Г. Рыпинской и С.С. Зембатова (1969), эти массивы характеризуются следующим строением.

Гаудорское поднятие, являясь западным окончанием Садоно-Унальской антиклинали, погружается в том же направлении. Его крылья ограничены Северным и Южным Гаудорским взбросами, вертикальное смещение по которым достигает 700 м.

Садоно-Згидская антиклиналь по азимуту $315-325^{\circ}$ прослеживается на 10 км от Кионского перевала до устья р. Бад. Северное крыло антиклинали осложнено Северным взбросом, по которому ее сводовая часть взброшена на 600–800 м, южное – Садоно-Унальским взбросом и Садоно-Унальским сбросом (грубо параллельными разрывами, имеющими субширотное простирание). В пределах антиклинали распространены поперечные нарушения двух групп: субмеридиональной и северо-восточной.

Архоно-Холстинская антиклиналь прослеживается по азимуту $270-290^{\circ}$ на 12 км от южной части гребня горы Аллардыраг на западе до низовьев р. Джими на востоке. С севера она ограничена Верхнеходским (Ксуртским) и Дагомским взбросами, а на юге – Садоно-Унальским сбросом.

Фиагдонская антиклиналь – наиболее восточная структура в пределах Балкаро-Фиагдонской подзоны. Она представляет собой сундучную складку, прослеживающуюся на 10 км в широтном направлении. Крылья ее сложены нижнеюрскими вулканогенными и осадочно-вулканогенными породами и имеют размах до 6 км. Шарнир погружается к юго-востоку. Северное крыло этой склад-

ки под углами 25–30° падает на север–северо–восток. Южное крыло сложено серией крупных сбросов северо–западного простирания, придающих ему ступенчатый характер. Оно ограничено Южным разломом, вдоль которого Балкаро–Фиагдонская подзона граничит с подзоной Штулу–Харесской депрессии.

Подзона Штулу–Харесской депрессии расположена к югу от Балкаро–Фиагдонской подзоны. Она представляет собой вытянутую в широтном направлении грабен–синклиналиную впадину, выполненную осадочными и магматическими породами мезозоя. Ширина Штулу–Харесской депрессии 3–5 км, протяженность – от перевала Штулувец на западе до р. Фиагдон и далее на восток.

Адайхох–Казбекская подзона представляет собой, как и Балкаро–Фиагдонская, высоко поднятое горное сооружение, ограниченное на юге Адайкомским и Казбекским разломами, а на севере – кулисообразно расположенными Авсанавским, Караугомским, Хупшара–Сардионским и Бурон–Ларским сбросами. В этих границах ширина ее 10–12 км. С системой разрывов, ограничивающих подзону с севера, связаны многочисленные интрузивные тела габбро–диабазов, объединявшихся ранее под названием “Казбекского диабазового пояса” (Варданянц, 1927, 1935; Лебедев, 1950; Афанасьев и др., 1963, 1971). Западная часть Адайхох–Казбекской подзоны (западнее р. Ардон) сложена в основном палеозойскими магматическими породами (“комплекс гранитоидов Главного хребта”, по Г.Д. Афанасьеву, 1950, 1958) и метаморфическими сланцами протерозоя – нижнего палеозоя. Восточная ее часть (восточнее р. Ардон) в результате погружения кристаллического фундамента по ряду поперечных разломов сложена преимущественно осадочными породами мезозоя. По данным Г.Д. Афанасьева и др. (1975), в пределах восточной части подзоны устанавливаются выходы домезозойских пород – филлитов и кварцитов, относимых ранее к мезозою. С ними пространственно ассоциируют основные интрузивы габбро–лейкодиабазовой формации доюрского возраста.

В междуречье Ардон – Бад находится Большая Бадская антиклиналь – складка шириной 3 км, наклоненная на север под углами 75–80° на расстоянии 6 км. Ядро ее сложено кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами протерозоя – нижнего палеозоя, а крылья – осадочными породами верхнего карбона и осадочно–вулканогенными породами юры. На западе Бадскую антиклиналь сменяет крупное поднятие, образованное кассарскими гранитами. На севере оно граничит с Бадской антиклиналью по Бурон–Ларскому сбросу. На южном крыле поднятия, в верховьях р. Бад, широко развиты дайки мезозойских и палеозойских габбро–диабазов (Мстиславский, 1970; Мстиславский и др., 1971; Афанасьев и др., 1975).

Юго–восточнее Большой Бадской антиклинали, в верховьях рек Архон, Бад, Лабагом, расположена Бадская синклинали. Это опрокинутая на север складка протяженностью 7 км, сложенная осадочными отложениями юры. Шарнир погружается к востоку.

Восточнее р. Фиагдон находится Цариитдонская синклинали северо–восточного простирания, на крыльях и в ядре которой залегают юрские осадочные породы.

СТРАТИГРАФИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

В междуречье Чегем – Фиагдон Е.Е. Милановским и В.Е. Хаиным (1963) выделяются пять структурных этажей. 1. Байкало–каледонский структурный этаж (разнообразные метаморфические породы рифей–нижнепалеозойского возраста, слагающие ядра крупных антиклиналей и обнажающиеся в горстообразных поднятиях фундамента). 2. Позднегерцинский структурный этаж (осадочные породы верхнего карбона – нижней перми и гранитоиды верхнего палеозоя, слагающие Балкаро–Фиагдонскую и Адайхох–Казбекскую подзоны в зоне Главного хребта). 3. Раннеальпийский структурный этаж (осадочные и вулканогенные породы ниже– и среднеюрского возраста, слагающие Бечасынскую зону и присутствующие во всех подзонах зоны Главного хребта). 4. Среднеальпий–

ский структурный этаж (средне-верхнеюрские, меловые и палеогеновые осадочные породы, слагающие моноклираль Скалистого хребта и предгорья, гранитоиды Цейского массива в зоне Главного хребта, базальтовые порфириты, трахиты и субщелочные габброиды в Бечасынской зоне). 5. Позднеальпийский структурный этаж, связанный с формированием современного горного сооружения Большого Кавказа (неоген-четвертичные породы, заполняющие Кабардино-Балкарскую и Осетинскую впадины, верхнеплиоценовые интрузии гранодиоритов ("неоинтрузия") зоны Главного хребта).

Бечасынская зона

На территории изучавшейся части Бечасынской зоны породы байкало-каледонского и герцинского структурных этажей не обнажаются, так как скрыты под мезозойским осадочным чехлом.

Раннеальпийский структурный этаж (лейас - аален). Отложения раннеальпийского структурного этажа протягиваются полосой шириной 2-4 км вдоль южного склона Скалистого хребта от р.Чегем на западе до р.Псыгансу на востоке.

Осадочные породы этого этажа изучались И.Г. Кузнецовым (1946, 1951), Н.В. Безносковым и др. (1960), Д.И. Пановым (1962). Последний выделяет отложения двух свит: безенгийской (нижний - средний лейас) и джигатской (тоар - аален). Породы безенгийской свиты в бассейнах рек Чегем, Черек Безенгийский, Черек Балкарский трансгрессивно залегают на метаморфических сланцах, гнейсах и амфиболитах протерозоя - нижнего палеозоя и частично на верхнепалеозойских гранитоидах. Свита состоит из трех толщ (снизу вверх): конгломератов и песчаников (20-60 м), алевролитов и аргиллитов (20-50 м), песчаников и алевролитов (20-100 м). Возраст свиты устанавливается как ниже-среднелейасовый на основании находок в средней толще алевролитов и аргиллитов аммонитов *Amaltheus margaritatus* Montf., характерных для позднего плисбаха.

Отложения джигатской свиты несогласно залегают на породах безенгийской свиты. В долине р.Черек Балкарский и восточнее она образована терригенной флишовой толщей мощностью 200-250 м. К западу от р.Черек Балкарский строение ее следующее: нижняя часть представлена толщей аргиллитов мощностью 80-100 м с фауной: *Dactyloceras commune* Sow.; *D. attenuatum* Buckn, характерной для нижнего тоара. Она связана постепенным переходом с толщей песчаников и аргиллитов мощностью 20-140 м с фауной: *Pseudogrammoceras cf. fallaciosum* Bayle; *Dactyloceras* sp. характерной для верхнего тоара. Последнюю постепенно сменяет вверх толща аргиллитов мощностью 20-100 м с фауной нижнего и верхнего аалена: *Hammatoceras subinsigne* Opp.; *Leioceras opalinum* Rein.; *L. comptum* Rein.; *Costileioceras* sinon Bayle.; *Ludwigia* sp. Таким образом, возраст джигатской свиты может быть определен как нижний тоар - верхний аален.

Исходя из литологии и особенностей залегания осадочных пород, слагающих раннеальпийский структурный этаж в пределах Бечасынской зоны, можно установить историю геологического развития области в это время. В начале нижней юры происходит постепенное погружение предальпийского пенеплена, что доказывается присутствием в самых низах безенгийской свиты толщи конгломератов с галькой древних пород. В дальнейшем морской режим сохраняется на всей территории Бечасынской зоны.

Среднеальпийский структурный этаж (байос - палеоген). Отложения средней юры в пределах Бечасынской зоны прослеживаются непрерывной полосой вдоль южного склона Скалистого хребта от р.Чегем на западе до р.Терек на востоке. На западе, в пределах Северной депрессии, Д.И. Пановым они объединяются под названием "джорской свиты".

Породы этой свиты в бассейнах рек Чегем, Черек Безенгийский и Черек Балкарский трансгрессивно налегают на все подстилающие их юрские и доюрские образования от верхов аалена до палеозойских кристаллических пород

и представлены толщей черных аргиллитов с крупными конкрециями сидерита и линзами мергелистого алевролита с мощными линзовидными пачками аркозовых песчаников. Среди этих пород присутствуют основные и щелочные магматические образования в интрузивной и эффузивной форме (базальтовые порфириты и их туфы, трахиты, субщелочные габброиды). Глинисто-алевролитовая толща джорской свиты, включающая магматические породы, охарактеризована фаунистически. Здесь найдены и определены: *Stephanoceras cf. humphriesianum* Sow.; *Teloceras* *Blodgeni* Sow.; *Stephanoceras cf. zietenii* Qu.; *Holcophylloceras zignodianum* Orb.; *Calliphylloceras* sp. и др., характерные для нижнего байоса (Безносков, Казакова, 1959). В восточной части изучаемого района, в пределах Северной Осетии, горные породы среднеальпийского структурного этажа представлены однообразной толщей алевролитов с линзами и пластами мергелистых алевролитов. В нескольких местах, по данным Д.И. Панова, фиксируется трансгрессивное, с размывом налегание отложений байоса на разные горизонты ааленских отложений; во многих местах границы байоса с нижележащими отложениями имеют тектонический характер. Видимая мощность осадков 300–700 м. Байосский возраст доказывается многочисленными находками фауны: *Holcophylloceras zignodianum* Orb.; *Pseudophylloceras kudematchi* Nauer.; *Partshicerias abichi* Unlig и др.

Верхнеюрские отложения повсеместно представлены известковыми породами (известняки, доломиты, мергели), слагающими моноклираль Скалистого хребта и имеющими общую мощность 1000–1400 м. На основании находок фауны выделены колловейский, оксфордский, киммериджский и титонский ярусы. Меловые и палеогеновые осадки также преимущественно карбонатные.

История развития области в средне- и раннеальпийское время весьма сходна. На территории региона существовал морской режим, характеризовавшийся образованием глинистых осадков с конкрециями и линзами сидерита. Специфическая особенность среднеальпийского этапа в пределах западной части Бечасьинской зоны – проявление магматической деятельности: излияние лав, выбросы туфов базальтовых порфиритов в подводных условиях и внедрение гипабиссальных интрузивов трахитов и субщелочных габброидов.

Позднеальпийский структурный этаж (неоген – голоцен). Отложения этого этажа представлены аллювиально-делювиальными осадками.

Зона Главного хребта

Байкало-каледонский структурный этаж (рифей – нижний палеозой). Фундаментом складчатых сооружений Большого Кавказа служит сложно построенная и еще недостаточно изученная толща древних метаморфических пород, прорванная различными по составу и возрасту интрузиями. Поэтому до настоящего времени между различными исследователями существуют разногласия относительно как наименования древнейших свит, так и определения их объема, стратиграфического положения, возраста и взаимоотношений. Отложения байкало-каледонского этапа развития в Северной Осетии объединяются в буронскую свиту (Моргунов, 1965^{1,2}), а в Кабардино-Балкарии – в безенгийскую свиту (И.Г. Кузнецов, 1946). Породы буронской свиты представлены разнообразными пара- и ортогнейсами, амфиболитами в нижних частях свиты, в верхних частях чередуются различные кристаллические сланцы (кварц-полевошпатовые, кварц-сланцевые, андалузитовые и др.). По данным В.А. Андреева, В.С. Гробмана и Е.Л. Москалева, в составе безенгийской свиты изучавшегося района можно выделить две толщи: нижнюю – мощностью около 2000 м, сложенную исключительно слюдяными сланцами и гнейсами, и верхнюю – мощностью до 100 м, состоящую из переслаивающихся кварц-сланцевых сланцев и амфиболитов. Породы буронской свиты обнажаются по долинам рек Фиагдон, Ардон и Урух, а безенгийской свиты – в верховьях рек Чегем, Черек Безенгийский и Черек Балкарский. Мощности свит достигают нескольких километров. Возраст буронской свиты устанавливается на основании сопоставления ее с породами безенгийской свиты, которая является верхним членом разреза макерской се-

рии, чей возраст, по данным Д.С. Кизевальтера (1960), принят как рифей-раннепалеозойский. История развития области в байкало-каледонский этап еще недостаточно расшифрована. Вероятнее всего, этот этап характеризовался геосинклинальным режимом и накоплением мощных осадочных и вулканогенных толщ. В конце его происходило внедрение основных и кислых интрузий (диабазы, гранитоиды), превращенных в процессе дальнейшего развития в ортогнейсы и ортоамфиболиты. После этого наступило общее поднятие и перерыв в осадконакоплении (Милановский, Хаин, 1963).

Позднегерцинский структурный этаж (верхний карбон – пермь). Отложения данного этажа представлены породами баддонской и гизельдонской свит (Моргунов, 1965^{1,2}, 1966) и образуют последовательный трансгрессивный ряд от грубообломочных пород, через песчано-глинистые осадки до карбонатных отложений.

Породы баддонской свиты обнажаются по долинам рек Бад, Ардон, Фиагдон, Гизельдон, Геналдон, Кистинка. Баддонская свита (мощность 400–1200 м) представлена различными конгломератами в нижних частях и песчано-глинистыми отложениями – в верхних. Эти образования залегают на породах буронской свиты. На основании сопоставления разрезов баддонской свиты с разрезами средне- и верхнепалеозойских отложений районов Сванетии, Хукинского горста и Уруштена возраст ее принимается верхнекаменноугольным (Белов, Сомян, 1964; Белов, 1965).

Отложения гизельдонской свиты распространены в бассейнах рек Бад и Гизельдон и представлены глинистыми породами с прослоями мергелей и известняков (в нижних частях) и известняками – в верхних. Породы гизельдонской свиты мощностью 250 м залегают согласно, без каких-либо следов перерыва в осадконакоплении на породах баддонской свиты. Граница между этими свитами проводится по появлению известковых отложений в разрезе. Благодаря находкам органических остатков в отложениях этой свиты в районе верхнего течения р.Бад возраст ее определяется как нижнепермский. Отложения верхней перми, представленные мраморизованными известняками, также фаунистически охарактеризованными, встречаются к востоку от изучавшегося района в бассейне р.Гизельдон (Моргунов, 1966).

Для позднегерцинского времени характерно внедрение крупных интрузий гранитоидного состава. Эти породы детально изучены и описаны Г.Д. Афанасьевым (1950, 1958), объединившим их под названием "комплекс гранитоидов Главного хребта". В этот комплекс включены интрузивы диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и микроклиновых гранитов, среди которых различаются биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные разновидности. Гранитоиды Главного хребта обнажаются в горст-антиклинальных поднятиях Балкаро-Фиагдонской и Адайхох-Казбекской подзон в долинах рек Черек Безенгийский, Черек Балкарский, Урух, Урдон, Фиагдон, Терек. На основании определения абсолютного возраста комплекс гранитоидов Главного хребта относится к верхнему палеозою (Афанасьев, 1958).

В течение герцинского этапа развития территория Центрального Кавказа испытывала попеременно поднятия и опускания. В конце палеозоя происходило общее поднятие и осушение территории, сформировались небольшие брахиформные складки юго-западного – северо-восточного простирания. В течение триаса территория Центрального Кавказа была приподнята над уровнем моря и подвергалась денудации, в результате чего рельеф был нивелирован. Морской режим в это время сохранялся только в Сванетской геосинклинали, которая обрамляла изучаемую область с юга.

Раннеальпийский структурный этаж (лейас – аален). На территории Северной Осетии, в пределах зоны Главного хребта, характер разреза мезозойских отложений в Северной Балкаро-Фиагдонской и Штулу-Харесской подзонах отличается от такового в Адайхох-Казбекской. По Г.Д. Афанасьеву (1968) и Д.И. Панову (1968), это связано с тем, что первые три подзоны представляли собой более устойчивые в тектоническом отношении участки краевой части альпийской геосинклинали или даже субплатформу (Мстиславский, 1970;

Мстиславский и др., 1971), а последняя – соответствовала ее глубоко прогибавшимся частям. В связи с различием режима осадконакопления в указанных подзонах ниже для них приведено раздельное описание стратиграфии мезозойских осадочных пород.

Северная, Балкаро-Фиагдонская и Штулу-Харесская подзоны. Здесь, по данным Д.И. Панова, устанавливаются отложения осетинской, мизурской и ардонской свит.

Осетинская свита сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, углистыми и графитизированными сланцами, кварцитами в нижних частях и вулканогенными образованиями (туфы, лавы андезитового и дацитового состава, туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты) – в верхних частях. Породы осетинской свиты залегают с размывом на отложениях байкалокаледонского и герцинского этажей. Выходы горных пород осетинской свиты прослеживаются почти непрерывной полосой в широтном направлении от верховьев р.Урух до р.Фиагдон, располагаясь вдоль северного и южного бортов Штулу-Харесской депрессии. Вулканогенные породы, включаемые Д.И. Пановым в состав осетинской свиты, являются предметом настоящей работы и детально охарактеризованы далее. Мощность осетинской свиты весьма непостоянна (200–800 м).

На правом берегу р.Фиагдон, восточнее с.Гутиатикау, и по ее левому притоку – р.Пазиудон в 20-х годах И.Г. Кузнецовым и В.П. Ренгартемом, а позднее Л.А. Варданяцем в графитизированных сланцах была обнаружена флора. А.М. Криштофович (1926) определил ее как нижнелейасовую: *Cladophlebis nebensis* Brongn. sp.; *C. cf. haibusnensis* L. H. sp.; *C. cf. denticulata* Brongn. sp.; *Taeniopteris tenuinervis* Brauns; *Ctenis cf. Xeuschneri* Rac.; *Pterophyllum lanceolatum* L. H.; *Ginkgo cf. sibirica* Heer.; *Phoenicopsis cf., angustifolia* Heer?, *neocalamites hoerensis* (Schimp) Halle.

Вулканогенные породы, залегающие стратиграфически выше, большинство исследователей относят к верхам нижнего – низам среднего лейаса (Варданяц, 1927, 1935; А.П. Лебедев, 1950 и др.).

Отложения мизурской свиты залегают на породах осетинской свиты с небольшим размывом, следы которого хорошо видны в центральных и восточных частях района от истоков р.Садон до р.Фиагдон (конгломераты в основании мизурской свиты с галькой вулканогенных пород). На западе, от р.Урух до истоков р.Садон, следы перерыва в осадконакоплении установить труднее, и в бассейне рек Айгамугадон и Урух наблюдается постепенный переход между осетинской и мизурской свитами. Выходы пород мизурской свиты прослеживаются двумя полосами. Северная, наиболее изученная полоса обнажений тянется вдоль южного крыла Балкаро-Дигорского горст-антиклинория и далее по северному крылу Садоно-Унальской антиклинали от левобережья р.Урух (на западе) до правобережья р.Фиагдон (на востоке). Южная полоса прослеживается вдоль южного борта Штулу-Харесской депрессии и далее непосредственно к северу от Бурон-Ларского разлома от истоков р.Урух (на западе) до р.Гизельдон (на востоке). Довольно большое поле распространения пород мизурской свиты имеется на крыльях Фиагдонской антиклинали между этими двумя полосами. Отложения мизурской свиты представлены слоями средне- и мелкозернистых песчаников с большим количеством перемытого вулканического материала, алевролитами с небольшим количеством известняков, алевритистыми аргиллитами. Мощность свиты 250–300 м. На основании находок в бассейнах рек Урух, Айгамугадон, Ардон, Фиагдон фауны аммонитов возраст свиты определен как плинсбахский (Панов, 1968). Установлены следующие виды: *Amaltheus margaritatus* Montf.; *Am. dipressus* Simps, *Am. cf. stokesi* Sow; *Am. (Pseudoamaltheus) laevis* Qu. (Безносков и др., 1960; Леонов, 1961).

Горные породы мизурской свиты вверх по разрезу постепенно сменяются мощными песчано-глинистыми отложениями ардонской свиты. Выходы пород ардонской свиты образуют широкую полосу, протягивающуюся между обнажениями осадков мизурской свиты и обрывами Скалистого хребта на севере, а также слагают грабен-синклиниорий Штулу-Харесской депрессии. Отложения

ардннской свиты довольно однообразны по литологии и представлены пачками слонстких песчано-глинистых и глинистых пород. На основании находок фауны аммонитов *Dactyloceras simicelatum* Simps.; *Haspoceras cf. serpentinum* Rein и др. (Казакова, 1958) нижняя часть свиты мощностью 950-1100 м относится к тоарскому ярусу, верхняя часть мощностью 300-400 м, в которой определена фауна: *Hammatoceras ex gr. subinsigne* Opp.; *Leioceras* sp. и др. - к ааленскому ярусу (Робинсон, 1948; Казакова, 1958).

Адайхох-Казбекская подзона. В разрезе отложений, залегающих непосредственно к югу от Бурон-Ларского разлома в пределах Адайхох-Казбекской подзоны, согласно В.П. Ренгартену (1932, 1937) и Д.И. Панову (1968), выделяются кистинская и циклаурская свиты, которые сопоставляются с охарактеризованными выше свитами трех северных подзон.

Вопрос о возрасте горных пород кистинской и циклаурской свит до настоящего времени остается спорным. Г.Д. Афанасьев (1950, 1952, 1956, 1958, 1968, 1971), отмечая определенные черты сходства в литологии осадочных пород междуречья Ардон - Терек, в то же время указывал на существенные отличия осадков кистинской и циклаурской свит по степени метаморфизма и составу заключенных в них магматитов от расположенных севернее осадочных и магматических пород. В работе Г.Д. Афанасьева и др. (1975) отмечается, что среди пород циклаурской свиты встречаются домезозойские образования типа филлитов, кварцитов и метаморфизованных песчаников, а также доюрские магматические породы.

Отложения кистинской свиты в пределах изучаемой территории распространены незначительно, только в верховьях рек Бад и Фиагдон. В основном они развиты к югу и юго-востоку от исследуемого района. Породы этой свиты представлены кварцитами, конгломератами, состоящими из кварцевых галек и окатанных обломков метаморфических сланцев. Встречаются прослой кварцевых песчаников. В верхних частях свиты находятся горизонт черных углистых сланцев с пропластками угля и горизонт кварцитовидных песчаников с линзами углистых сланцев и редкими пластообразными залежами спилитовых и порфиритовых пород и туфов. Мощность свиты 500-600 м. На основании редки находок В.Н. Робинсоном фауны лелешипод: *Aequipesten cf. priscus* Schl.; *Cardinia aff. copides* Rychk и по сопоставлению с породами осетинской свиты В.П. Ренгартеном и Д.И. Пановым кистинская свита отнесена к плинсбахскому ярусу.

В.П. Ренгартен (1932, 1937), впервые выделивший данную свиту, отмечает соответствие горизонтов углистых и графитизированных сланцев в бассейне р. Терек и аналогичных по составу пород р. Фиагдон и указывает, что это - тот графитовый горизонт, который описывался Л.А. Варданянцем для последней. Относительно эффузивных пород в составе кистинской свиты В.П. Ренгартен отмечает, что, по-видимому, это аналоги кератофировой свиты Л.А. Варданянца.

По мнению Д.И. Панова (1968), горные породы кистинской свиты связаны постепенными переходами с породами осетинской свиты, причем различие составов и замещение вулканогенов осетинской свиты терригенными образованиями кистинской свиты по направлению с севера на юг и юго-восток связано с разными тектоническими условиями формирования отложений этих свит.

Образования циклаурской свиты широко распространены на юго-востоке изучаемого района, в верховьях рек Бад, Архон, Фиагдон. Они залегают согласно на отложениях кистинской свиты, связаны с ними постепенным переходом и представлены черными филлитовидными сланцами и тонкими прослоями песчаников с горизонтами основных эффузивов и пирокластов. Филлитовидные сланцы и вулканогены пронизаны многочисленными интрузиями основных пород, образующими так называемый "Казбекский диабазовый пояс" (Варданянц, 1935; А.П. Лебедев, 1950; Афанасьев и др., 1968, 1971; Суханов, Цветков, 1975), протягивающийся в субширотном направлении вдоль водораздела Главного Кавказского хребта от верховьев р. Урух до бассейна р. Терек и далее. Это очень сложная, многофазовая ассоциация пород, залегающих обычно среди осадков циклаурской свиты в виде

даек, реже штоков и силлов. Чаще всего это средне- и мелкозернистые, реже афанитовые разности диабазов, иногда встречаются очень хорошо раскристаллизованные, крупнокристаллические габброиды. По последним данным Г.Д. Афанасьева и др. (1975), среди основных пород "Казбекского диабазового пояса" присутствуют образования двух формаций: мезозойской габбро-диабазовой и доюрской габбро-лейкодиабазовой.

Мощность толщ филитовидных сланцев циклаурской свиты около 1000 м. Ее возраст определяется общим стратиграфическим положением и по сопоставлению с толщами глинистых сланцев домерского яруса в Сванетии (Панов, 1968).

История развития изучаемой территории на протяжении раннеальпийского этапа представляется в следующем виде. В начале этапа пенепленизированная область после устойчивого развития в триасовое время, когда она была приподнята и подвергалась размыву, начинает испытывать погружение. В это время сформировались главные разломы субширотного простирания, разделяющие блоки северных и южных подзон в течение нижнеюрского времени (Ажгирей, 1968₁). Море, по-видимому, наступало с юга, и северные части территории Северной Осетии еще некоторое время оставались приподнятыми над его уровнем. На территории Северной, Балкаро-Фиагдонской и Штулу-Харесской подзон установились условия заболоченной равнины, о чем свидетельствуют прослойки каменного угля в песчано-глинистых отложениях базальтового горизонта в основании осетинской свиты. С течением времени, в начале ранней юры, нарастали тектонические движения, связанные с формированием к югу от них геосинклинального прогиба (Варданянц, 1933, 1935; Ажгирей, 1968₁). В Балкаро-Фиагдонской, Штулу-Харесской и Адайхох-Казбекской подзонах началась вулканическая деятельность. В первых двух происходили извержения среднекислого материала в субэвральных условиях, в последней - основного в подводных. Адайхох-Казбекская подзона прогибалась интенсивнее, здесь накапливались более мощные и глубоководные отложения.

Значительные движения, связанные с осушением северных участков территории и размывом образовавшихся ранее отложений, происходили между ранним и средним лйасом. В это время, по данным С.М. Рыпинского и С.М. Тибилова, формировалась Северо-Осетинская интрагеоантиклиналь, характеризующаяся неустойчивым подвижным режимом осадконакопления в отличие от южной, более устойчиво прогибавшейся области. Начиная с позднелейасового времени, вулканическая деятельность повсеместно прекратилась, наступил период довольно спокойного прогибания, с которым связано формирование глинистых алевролитовых толщ тоара - аалена. Основная фаза складчатости, в результате которой возникли главные структурные элементы изучаемой области, относится к концу раннеальпийского этапа развития, приблизительно к началу средней юры. Возраст складчатых деформаций устанавливается на том основании, что позднеааленские диабазовые дайки секут складчатые структуры и не подвержены динамометаморфизму (Ажгирей, 1968₁).

Среднеальпийский структурный этаж (байос - палеоген). Горные породы среднеальпийского времени в изученной части зоны Главного хребта представлены только кварц-амфиболовыми диоритами, слагающими значительную по площади интрузию в бассейне р. Цей (Афанасьев, 1958).

Позднеальпийский структурный этаж (неоген - голоцен). В олигоцене повсеместно на Северном Кавказе вновь увеличивалась интенсивность тектонических движений. Постепенно нарастая, они в неогене становились типично горообразовательными. Началось формирование и заполнение осадками межгорных впадин и передовых прогибов. В связи с интенсификацией горообразовательных движений в верхнем плиоцене происходило внедрение небольших гранодиоритовых интрузий, расположенных в водораздельной части Главного хребта в районе гор. Таймавицек, Тепли и в верховьях р. Сангутидон ("неоинтрузии", по Д.С. Белянкину).

Современные отложения представлены аллювиально-делювиальными и флювиогляциальными осадками речных долин и горных склонов.

Следует отметить определенные различия в степени метаморфизма, характере проявления магматизма и тектонических движений в пределах Бечасьинской зоны и Северной, Балкаро-Фиагдонской, Штулу-Харесской и Адайхох-Казбекской подзон зоны Главного хребта. Осадочные породы, представленные повсеместно преимущественно глинистыми, в меньшей степени песчанистыми образованиями, наиболее сильно метаморфизованы (до филлитовидных сланцев) в Адайхох-Казбекской подзоне, а наименее — в Бечасьинской зоне. Увеличение степени метаморфизма осадочных пород с севера на юг, а также изменение состава магматических пород (что охарактеризовано далее), по нашему мнению, является следствием приближения к наиболее сильно прогибающимся участкам альпийской геосинклинали. Согласно Г.Д.Афанасьеву и др. (1971), не исключена возможность присутствия в Адайхох-Казбекской подзоне более древних, чем юрские, пород палеозойского этапа развития Северного Кавказа.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЗОНЫ ГЛАВНОГО ХРЕБТА (СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ)

Как показали наши исследования, мезозойские магматические горные породы, распространенные в пределах изучавшейся части зоны Главного хребта (Северная Осетия), представлены двумя формациями, близкими по возрасту и отчасти по вещественному составу. Это впервые выделенные автором (Цветков, 1972₃) андезито-дацитовая и гранодиорит-порфировая формации. Термин "формация" применяется в соответствии с определением Г.Д.Афанасьева (1950).

Ранее горные породы андезито-дацитовая и гранодиорит-порфировая формаций описывали совместно под названием "альбитофиров", "кератофиров", "порфиров", "вулканогенных пород" и др. (Варданянц, 1926, 1927, 1935; Е.А.Кузнецов, 1930; С.С.Кузнецов, 1947; А.П.Лебедев, 1950 и др.), что обусловлено значительной степенью их изменения. Однако применение этих терминов, на наш взгляд, не совсем правильно, поскольку, помимо измененности, характеризуются также конкретные тектоно-магматические условия образования данных пород — ранняя стадия геосинклинального цикла. Как будет показано ниже, изучавшаяся область зоны Главного хребта в мезозое развивалась в ином режиме. В результате тщательного изучения минерального и химического состава изверженных пород, суммирования литературных данных, а также учитывая специфику тектонической обстановки, мы сочли правильным назвать эффузивные породы Северной Осетии андезитами и дацитами¹.

Формация гранодиорит-порфирсв выделена на основании обобщения имеющихся сведений о распространении гранодиоритовых интрузивных тел, прорывающих осадочные отложения мизурской свиты и породы андезито-дацитовая формации (Афанасьев, Кондаков, 1971; Цветков, 1972₃).

Выделение и изучение данных магматических формаций в пределах структурно-формационной зоны Главного хребта позволяет в дальнейшем сравнить особенности проявления мезозойского магматизма (по составу, фациям, химизму и возрасту) в различных структурно-формационных зонах и в пределах различных участков одной зоны. Это очень важно для познания закономерностей развития и эволюции магматизма такой сложно построенной складчатой области, как Северный Кавказ.

АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Андезито-дацитовая формация представляет собой ассоциацию лавовых, пирокластических и вулканогенно-осадочных образований, слагающих толщу различной мощности. Сюда же отнесены дайки и небольшие интрузивные тела аналогичного с лавами состава, которые мы считаем подводящими каналами излияний и комагматичными им.

Горные породы формации широко распространены на территории Северной Осетии. Их обнажения протягиваются двумя полосами в близширотном направлении от верховьев р. Урух на западе до правобережья р. Фиагдон на востоке, на расстоянии более 60 км. Полосы разделяются тоарско-ааленскими осадочными породами, слагающими Штулу-Харесскую депрессию (фиг. 2).

¹ Кроме андезитов и дацитов, представляющих собой крайние члены ряда, действительно существуют многочисленные переходные разновидности — андезито-дациты. Некоторые породы можно отнести к трахиандезитам и трахидацитам и, возможно, трахитами

Северная полоса выходов пород андезито-дацитово́й формации почти непрерывна. Она трассируется вдоль юго-восточного окончания Балкаро-Дигорского горст-антиклинального поднятия и северных крыльев Садоно-Унальской и Фиагдонской антиклиналей. На южном крыле Садоно-Унальской антиклинали магматические породы андезито-дацитово́й формации почти полностью уничтожены эрозией в результате предтоарских блоковых тектонических движений и сохранились под базальным горизонтом тоарских отложений только в виде небольших останцов в западинах доюрского рельефа палеозойского кристаллического фундамента (Ажгирей, 1968¹). Южная полоса обнажений, представленная отдельными изолированными выходами, протягивается вдоль южной границы Штулу-Харесской депрессии. В крайних восточных и западных окраинах района обе полосы выходов пород формации соединяются в одну и затем постепенно выклиниваются.

Геология магматических тел

Особенности строения андезито-дацитово́й формации на территории Северной Осетии

На основании изучения особенностей строения андезито-дацитово́й формации в пределах изучавшейся территории зоны Главного хребта (фиг.3,4) можно сделать вывод, что в западных и восточных районах Северной Осетии характер ее разреза существенно различен. В западном районе (от верховьев р.Урух на западе до истоков р.Садон на востоке) формация образована преимущественно пирокластическими и вулканогенно-осадочными породами, которые являются маркерами, и обладает отчетливой стратификацией. В восточном районе (от истоков р.Садон на западе до правобережья р.Фиагдон на востоке) существенно преобладает лавовый материал. Среди излившихся пород здесь встречаются средние и кислые разновидности (андезиты, дациты, андезито-дациты и их структурные разновидности). Из-за отсутствия четких, выдержанных маркирующих горизонтов корреляция разрезов весьма затруднительна. Ввиду этих существенных различий ниже приведено раздельное описание особенностей строения андезито-дацитово́й формации западного и восточного районов.

Западный район¹ (верховья р.Урух – истоки р.Садон). Основные обнажения горных пород андезито-дацитово́й формации в западном районе расположены по левому склону долины р.Урух (на западе от горы Мацуга, на расстоянии около 4 км), на обоих берегах рек Танадон и Бартуйдон, на восточном склоне горы Казатхох, в бортах долины р.Сардидон и в среднем течении р.Айгамугадон.

Самый западный из изученных разрезов, на левом берегу р.Танадон, построен следующим образом (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Кристаллические сланцы протерозоя – нижнего палеозоя, слюдястые, хлоритизированные, с включениями кварцевых галек. Азимут падения 260°, угол падения 50°	100
2. Гравелиты черные, слюдястые, с кварцевой галькой размером до 2 см (базальный горизонт в основании андезито-дацитово́й формации)	4
3. Чередование вулканомиктовых песчаников, темных гравелитов и черных глинистых, слабо слюдястых сланцев. Мощность прослоев 0,2–0,3 м. Азимут падения 330°, угол падения 30°	2,5
4. Туфы литокристаллокластические с обломками кристаллических сланцев, кварцитов, кварца и эффузивов. Слабо брекчированные. В верхней части – туфобрекчии	19,5
5. Андезитовые лавы зеленовато-серые, брекчированные	8
6. Туфопесчаники мелко-среднезернистые, довольно рыхлые	2,5
7. Яшмоподобные туфосланцы зеленые, полосчатые, сливные.	3

¹ Северная и южная полосы обнажений андезито-дацитово́й формации описываются совместно.

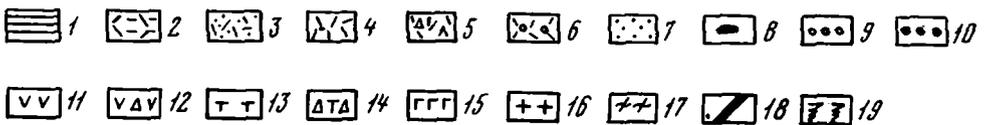
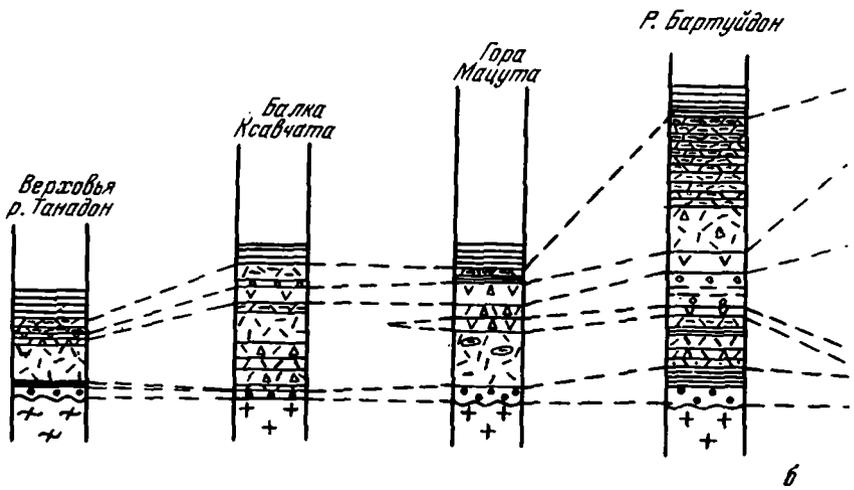
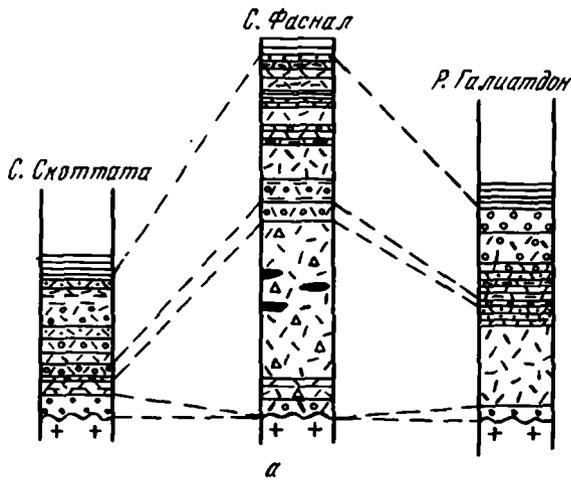
8. Чередование тонкоплитчатых, глинистых, темно-серых и черных сланцев с темными мелкозернистыми песчаниками. Азимут падения 330°; угол падения 30°	3
Общая мощность разреза 36 м	

Мощность, м

Наиболее типичный разрез андезито-дащитовой формации западного района можно наблюдать на восточном склоне горы Казатхох (фиг. 5). Горные породы залегают здесь моноклинально, падая к северо-западу под углами 30–40°. По сравнению с другими обнажениями они меньше нарушены разрывами, что создает благоприятные условия для изучения. На базальном горизонте, представленном серыми гравелитами и темными конгломератами с кварцевой галькой мощностью 10–15 м, залегают следующие породы (снизу вверх):

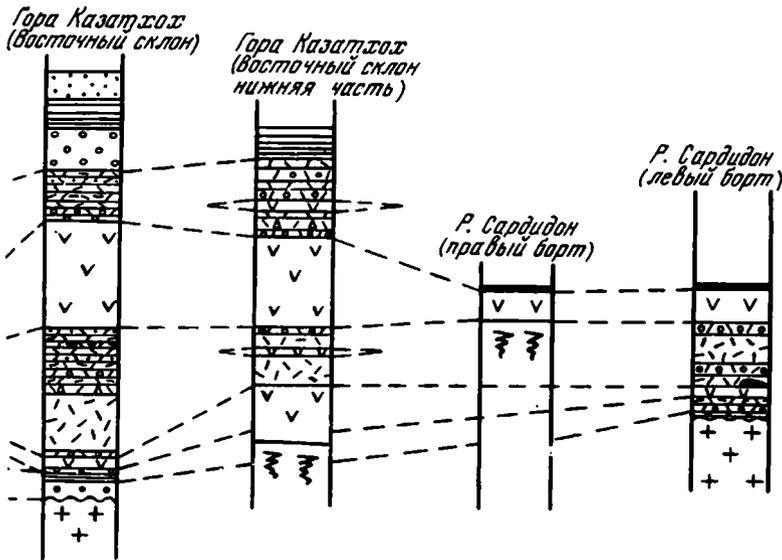
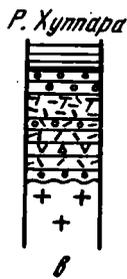
Мощность, м

1. Переслаивание серых, кварцевых, среднезернистых песчаников с примесью вулканического материала (слой мощностью 0,10 – 0,20 м) с серовато-зелеными, средне-мелкозернистыми туфопесчаниками (слой мощностью 0,15–0,20 м). Местами в последних встречаются гальки андезитов размером 2–3 см	4
2. Андезитовые лавовые брекчии	1,5
3. Андезиты серовато-зеленые, несколько брекчированные . . .	10
4. Туфы средне-мелкообломочные, литокристаллокластические, массивные, серовато-зеленые	30
5. Туфобрекчии крупнообломочные, темно-серые	3
6. Алевритовые туффиты серовато-зеленые, тонкослоистые . . .	3
7. Туфогравелиты среднезернистые, массивные, серые, с галькой андезитов и кварца	5
8. Туфы, аналогичные слою 4	2
9. Туфогравелиты и туфопесчаники с окатанными обломками андезитов и кварца	5
10. Туфы, аналогичные слою 4	2
11. Алевритовые туффиты, аналогичные слою 6	3
12. Туфы, аналогичные слою 4	4
13. Туфобрекчии крупнообломочные, серые	4
14. Алевритовые туффиты, серые, тонкослоистые	3
15. Туфы среднеобломочные, литокристаллокластические, массивные, серые	6
16. Туфогравелиты, аналогичные слою 9	5
17. Андезиты массивные, серовато-зеленые, в нижних частях потока более крупнозернистые, с легким красноватым оттенком на свежем сколе, в подошве слабо брекчированные. .	60
18. Конгломераты и гравелиты с окатанной галькой андезитов размером до 10–20 см	1,5
19. Чередование туфопесчаников среднезернистых, грубослоистых, серых (мощность отдельных пластов 2–3 м), туфогравелитов, аналогичных слою 9 (мощность отдельных пластов 2–3 м), алевритовых туффитов, аналогичных слою 6 (1,5–2,0 м), и туфов литокристаллокластических, среднеобломочных, светло-серых (мощность отдельных пластов 2–3 м). Общая мощность пачки переслаивания	25
20. Базальный горизонт в основании перекрывающих толщу андезито-дащитовой формации домерских осадочных пород: конгломераты с окатанными обломками (размером от 1–2 до 20–30 см) серовато-зеленых, сильно выветрелых андезитов и туфов. Обломки цементируются черным песчано-глинистым веществом, в котором в изобилии встречаются раковины и их обломки брахиопод и лелешипод. Судя по плохой сохранности раковин, их обилию и хаотическому расположению в пределах данного слоя, они могут быть переотложенными .	15



Фиг. 3. Геологические разрезы толщи андезито-дацитової формации западного района Северной Осетии

а - северная группа обнажений; б - центральная; в - южная. 1 - песчано-глинистые отложения нижней юры (мизурская свита); 2 - туфосланцы; 3 - туф песчаники; 4 - туфы; 5 - туфобрекчии; 6 - туфогравелиты и туфоконгломераты; 7 - песчаники; 8 - угли; 9 - конгломераты и гравелиты; 10 - конгломераты, гравелиты и песчаники базального горизонта в основании толщи андезито-дацитовой формации; 11 - андезитовые лавы; 12 - андезитовые лавовые брекчии; 13 - дацитовые лавы; 14 - дацитовые лавовые брекчии; 15 - габбро-диабазы "Казбекского диабазового пояса"; 16 - гранитоиды верхнего палеозоя; 17 - кристаллические сланцы протерозоя - нижнего палеозоя; 18 - тектонический контакт; 19 - задернованность

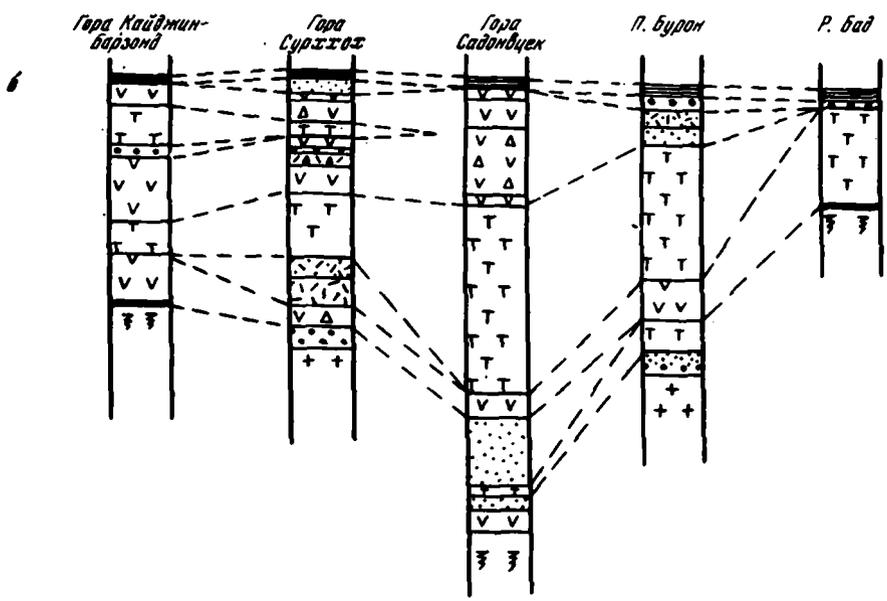
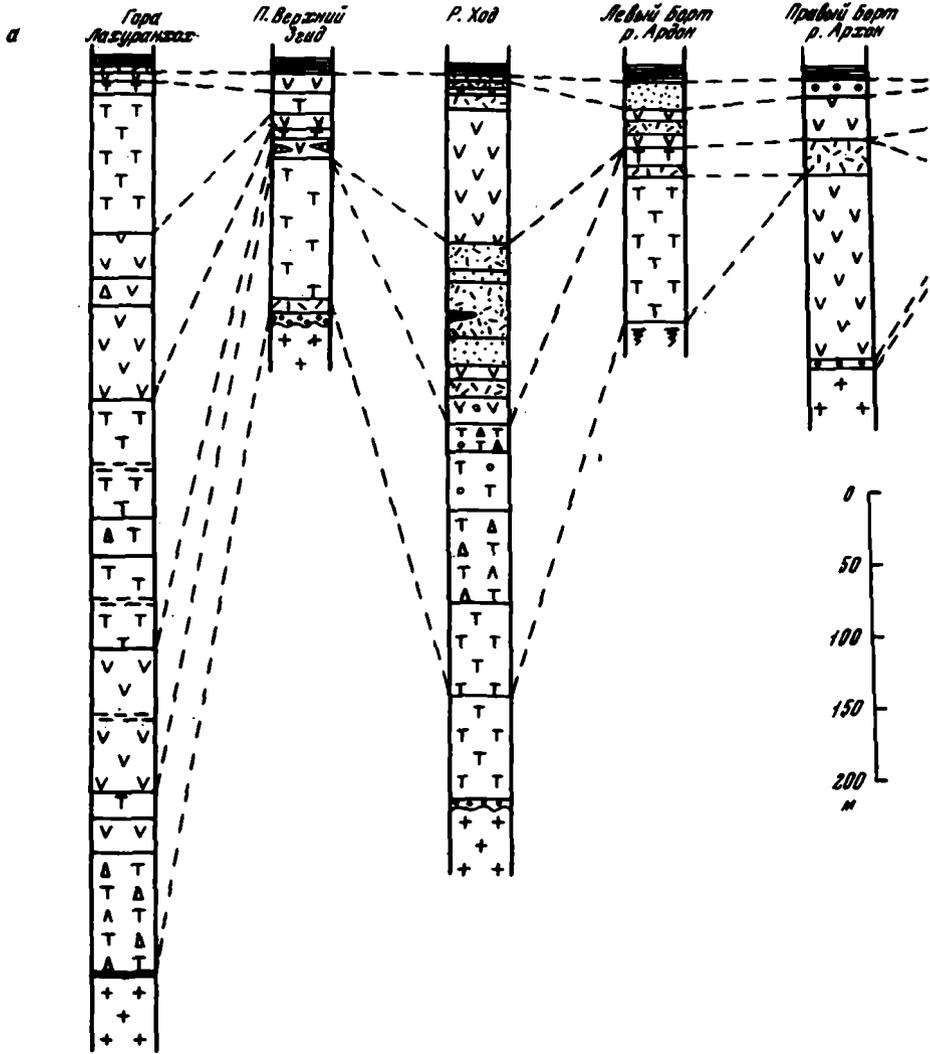


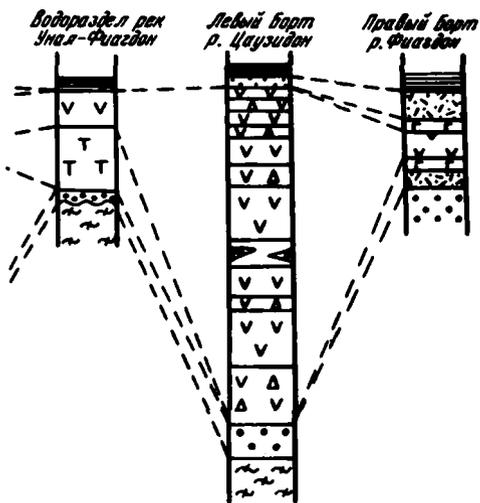
Над базальным горизонтом залегают тонкоплитчатые аргиллиты домерского возраста и плотные массивные песчаники. Азимут падения 290° , угол падения 30° . Общая мощность андезито-дащитовой формации 172 м.

При анализе других разрезов формации установлено, что отдельные пласты пирокластических и вулканогенно-осадочных пород, расположенные в центральных и краевых частях ее толщи, являются хорошими маркерами. Благодаря этому удалось расчленить и проследить отдельные горизонты на значительные расстояния.

Отчетливо выделяются пять пачек (сверху вниз): пирокластических и вулканогенно-осадочных пород (5); излившихся пород – андезитовые лавы (4); пирокластических и вулканогенно-осадочных пород (3); излившихся пород – андезитовые лавы (2); пирокластических и вулканогенно-осадочных пород (1). Так, например, в последнем из приведенных разрезов маркирующие горизонты делят андезито-дащитовую формацию следующим образом (сверху вниз): пачка 5 – слои 18–19, мощность 26,5 м; пачка 4 – слой 17, мощность 60 м; пачка 3 – слои 4–16, мощность 70 м; пачка 2 – слои 2–3, мощность 11,5 м; пачка 1 – слой 1, мощность 4 м.

Таким образом, толща андезито-дащитовой формации имеет ритмичное строение, пирокластические и вулканогенно-осадочные породы чередуются с излившимися. Подобное же разделение можно провести и для других участков западного района. Отличие разреза на восточном склоне горы Казатгох от прочих





Фиг. 4. Геологические разрезы толщи андезито-дацитової формации восточного района Северной Осетии

а - северная полоса обнажений; б - южная. Условные обозначения те же, что на фиг. 3

заключается в том, что здесь мощность формации максимальная. Ниже приведена характеристика изменений в каждой из выделенных пяти пачек в латеральном направлении.

Мощность пачки 1 изменяется от 22 м в верховьях р. Танадон до 33 м на левом берегу р. Бартуйдон и 10 м на левом берегу р. Сардидон. В ее строении участвуют туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты, туфобрекчии и литокристаллокластические туфы.

В левых бортах рек Бартуйдон и Сардидон непосредственно на базальных конгломератах залегают туфопесчаники и туфоконгломераты мощностью 2-3 м, в других местах они перекрыты пирокластами (верховья р. Танадон, балка Ксавчата, гора Мацута). В центральной части этой пачки на р. Бартуйдон присутствуют интенсивно рассланцованные глинистые сланцы мощностью 2,5 м.

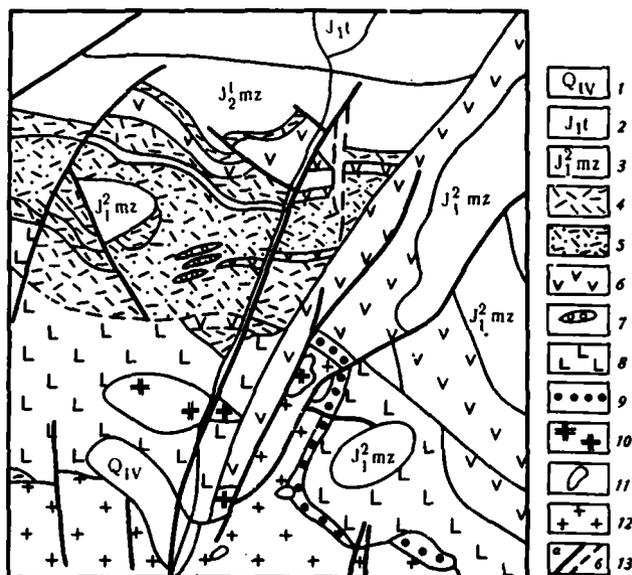
Пласты пирокластических и вулканогенно-осадочных пород чередуются без видимой закономерности. В верхних частях пачки несколько уменьшается величина обломков в туфах вплоть до яшмоподобных туфосланцев (алевритовых туффитов рек Танадон, Бартуйдон). В левом борту р. Бартуйдон наблюдается ориентированность в расположении обломков в мелкообломочных туфах, которые вытянуты в направлении простираения всей полосы распространения формации. Нередко в туфах встречаются линзы размером до $2 \times 1 \text{ м}^2$, сложенные яшмовыми туфосланцами (гора Мацута).

Пачка 2 присутствует в разрезах на горе Мацута, левобережье р. Бартуйдон, горе Казатхох и в бассейне р. Сардидон. Мощность ее соответственно 7, 4, 11,5 и 5 м. В бассейне р. Бартуйдон пачка сложена лавовыми брекчиями, состоящими из угловатых обломков андезитов размером 5-15 см. Такие же брекчии мощностью 1,5 м залегают в основании андезитовых лав на восточном склоне горы Казатхох.

Пачка 3 в большинстве разрезов формации залегают на лавах и представлена чередованием мелко- и среднеобломочных туфов, туфопесчаников, туфогравелитов, туфобрекчии и яшмовых туфосланцев. Мощность отдельных пластов 1,5-3,0 м. В разрезах этой пачки, расположенных к востоку и западу от горы Казатхох, существенную роль играют туфогравелиты и туфоконгломераты. Прослой и линзы глинистых сланцев мощностью 1,0-1,5 м отмечаются здесь в бассейне р. Бартуйдон и на горе Мацута, а на левом берегу р. Сардидон залегают пласт каменного угля мощностью 2 м. В нижней части пачки на восточном склоне горы Казатхох присутствует маломощный (5 м) лавовый поток андезитов.

Пачка 4 присутствует во всех разрезах формации. Мощность ее закономерно увеличивается с запада на восток: левый борт р. Танадон - 8 м, гора Казатхох - 60 м, р. Сардидон, где верхняя ее часть срезается разломом, - 20 м.

Пачка 5 залегают обычно с небольшим базальным горизонтом конгломератов или гравелитов (1,0-1,5*м), с галькой окатанных обломков андезитов на предыдущей (левый борт р. Урух балка Ксавчата, гора Казатхох). Строение



Фиг. 6. Схематическая геологическая карта бассейна р.Ход. Составил А.А. Цветков с использованием материалов геологической съемки СКГУ

1 - аллювиально-делювиальные четвертичные отложения; 2-3 - песчано-глинистые породы: 2 - тоарского яруса, 3 - мизурской свиты; 4 - туфы; 5 - туфопесчанники; 6 - андезитовые лавы; 7 - внутриформационные горизонты конгломератов; 8 - дацитовые лавы; 9 - базальный горизонт конгломератов и гравелитов в основании андезито-дацитовой формации; 10 - интрузии гранодиорит-порфиров; 11 - дацитовые дайки - подводные каналы покровных излияний; 12 - гранитоиды верхнего палеозоя (садонские); 13 - тектонические границы: а - достоверные, б - предполагаемые

ее, так же как и пачки 3, отличается значительной сложностью. Она состоит из чередующихся пластов туфогравелитов, туфопесчанников, яшмовых туфосланцев, песчанников, глинистых сланцев, мелкообломочных туфов и туфобрекчий. В низах этой пачки на восточном склоне горы Казатхох (нижнее обнажение) имеется лавовый поток андезитов мощностью 5 м. Мощность пачки значительно варьирует, достигая максимальной (70 м) на левом берегу р. Баргуйдон. Пачка 5 обычно совершенно постепенно сменяется вверх по разрезу глинистыми сланцами и песчаниками среднего лейаса и только на горе Казатхох в основании перекрывающей андезито-дацитовую формацию осадочной толщи залегает горизонт конгломератов и гравелитов с округлыми и угловатыми гальками андезитов и глинистым цементом.

В разрезах андезито-дацитовой формации, расположенных севернее описанной полосы, отсутствуют лавы. В них можно выделить только две пачки пирокластических и вулканогенно-осадочных пород, разделенных горизонтом конгломератов и туфоконгломератов. Нижняя пачка имеет максимальную мощность в районе пос. Фаснал (110 м). Она сложена туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфами с прослоями каменного угля мощностью до 0,4 м. Отмечается некоторое увеличение числа прослоев туфового материала в нижних частях пачки. В районе устья р. Галиатдон эта пачка (мощностью 45 м) сложена на 35 м мелко- и среднеобломочными туфами, а верхние 10 м представляют собой ритмическое чередование черных, плотных туфов с глинистыми сланцами, яшмовыми туфосланцами, песчаниками и туфогравелитами. Мощность прослоев 0,2-0,3 м.

Из нижней пачки на правобережье р. Айгамугадон (в районе с. Скотгата и вблизи пос. Фаснал) залегает горизонт туфоконгломератов мощностью 4-8 м с окатанными обломками лав. В бассейне р. Галиатдон обе пирокласто-осадочные пачки разделяются горизонтом конгломератов мощностью 5 м.

Верхняя пачка также имеет максимальную мощность в районе пос. Фаснал (80 м) и образована приблизительно таким же набором пород, как и нижняя. В районе устья р. Галиатдон в верхней ее части залегает горизонт конгломератов с галькой туфопесчаников и туфов мощностью 20 м.

Самое южное обнажение формации находится на левом берегу р. Хуппара. Мощность формации здесь 50 м. Она состоит из двух пирокластических пачек мощностью около 20 м каждая, между которыми расположены лавы альбитизированных и брекчированных дацитов мощностью 5 м. В основании перекрывающих формацию песчано-глинистых отложений здесь, как и на горе Казатхо, залегает горизонт базальных конгломератов мощностью 8 м. Подобное строение имеет андезито-дацитовая формация на правобережье р. Сангутидон.

Таким образом, установлено, что магматическая деятельность в пределах западного района Северной Осетии была трехфазной. Каждая фаза представляет собой совокупность вулканогенно-осадочного, пирокластического и лавового материала, образовавшегося за один цикл извержения. Максимальной активности вулканизм достигал во вторую фазу, о чем свидетельствует наибольшая мощность накопленных горных пород. Формирование андезито-дацитовой формации здесь является циклическим процессом на фоне, по-видимому, прибрежно-морских условий аккумуляции магматических и осадочных пород.

Восточный район (истоки р. Садон – правобережье р. Фиагдон). Северная полоса обнажений андезито-дацитовой формации здесь отличается значительно большей сложностью по сравнению с западным районом. Возрастает мощность разрезов формации, значительно колеблется ее площадь, увеличиваются число и мощности лавовых потоков. Число горизонтов пирокластических и вулканогенно-осадочных пород здесь несколько меньше, чем в западном районе.

Обнажения горных пород формации изучались нами на горе Лахуранхох и реках Садон, Ход, Ардон, Архон, Унал, Цазиудон, Фиагдон. Наиболее сложен разрез андезито-дацитовой формации по р. Ход (левый приток р. Садон, вблизи пос. Садон). Здесь на размытой поверхности верхнепалеозойских гранитоидов залегают (фиг. 6) снизу вверх:

Мощность, м

1. Базальный горизонт в основании толщи формации (гравелиты)	2
2. Дацитовые лавы	50
3. Лавовые брекчии дацитов	3
4. Дацитовые лавы	61
5. Дацитовые среднеобломочные брекчии, светло-серые	70
6. Агломератовые туфы, состоящие из округлых и угловатых обломков дацитов размером до 20–30 см, цементированные мелко измельченным туфовым веществом	40
7. Дацитовые брекчии, аналогичные слою 5	30
8. Вулканические брекчии, состоящие из угловатых и округлых обломков андезитов и дацитов, цементированных веществом дацитов и мелкообломочными спекшимися туфами	20
9. Туфы литокристаллокластические, серые, грубослоистые	10
10. Андезитовые лавы серовато-зеленые, плотные, массивные	6
11. Вулканомиктовые песчаники и песчанистые алевролиты серые, слоистые	20
12. Туфопесчаники серовато-зеленые, плотные, местами с линзами черных алевролитов	40
13. Вулканомиктовые песчаники, серые, массивные	4
14. Туфопесчаники серовато-зеленые, массивные	20
15. Светло-зеленые массивные андезиты, в нижних частях со столбчатой отделенностью. Вероятно, это несколько лавовых потоков.	110
16. Туфы среднеобломочные, литокристаллокластические	6
17. Андезитовые лавы, черные, плотные, гематизированные	5
18. Вулканомиктовые песчаники серые, среднезернистые, с отдельными гальками нижележащих эффузивов	10
Общая мощность формации 505 м	

В целом данный разрез отражает основные особенности строения андезито-дащитовой формации восточного района.

Самый восточный из изученных разрезов (на правом берегу р. Фиагдон, южнее с. Гутиатикау) имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Конгломераты светло-серые, с кварцевой галькой, размером 2-4 см	70
2. Песчаники серые и светло-серые, массивные, грубослоистые, средне- и мелкозернистые. Азимут падения 130° , угол падения 35°	50
3. Переслаивание серых песчаников и черных филлитовидных сланцев	3
4. Песчаники светло-серые, средне- и мелкозернистые	2
5. Черные филлитовидные сланцы	5
6. Песчаники серые с желтоватым оттенком, мелкозернистые	7
7. Филлитовидные сланцы, черные, сильно метаморфизованные, местами слоистые	40
8. Гравелиты черные, массивные, с обломками кварца и филлитовидных сланцев	10
9. Филлитовидные сланцы черные, слоистые; в нижней части с маломощными прослоями (1-3 см) гравелитов	2
10. Гравелиты и песчаники зеленовато-серые с отдельными окатанными обломками эффузивов	6
11. Туфопесчаники, туфогравелиты с угловатыми и слабо окатанными обломками кварца, филлитовидных сланцев и эффузивов	6
12. Песчаники светло-серые, кварцевые	7
13. Дащитовые лавы, в верхней части значительно брекчированные	19
14. Туфопесчаники, туфогравелиты с округлой и угловатой галькой кварца и эффузивов	2
15. Переслаивание темно-серых, мелкозернистых песчаников (0,3-0,5 м) и черных, плотных, слоистых, филлитовидных сланцев (0,1-0,2 м)	5
16. Чередование мелкозернистых, светло-серых и светло-зеленых песчаников с гравелитами и туфогравелитами с галькой кварца, эффузивов и филлитовидных сланцев	21
17. Филлитовидные сланцы черные, сильно слоистые, залегают с угловым и азимутальным несогласием на породах слоя 16. Азимут падения 75° , угол падения 20° . Общая мощность формации 60 м.	

Здесь андезито-дащитовая формация представлена преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями при подчиненной роли лав. Следует отметить также несколько большую измененность и метаморфизованность магматических и вмещающих их песчано-глинистых пород правобережья р. Фиагдон по сравнению с его левобережьем к западу от развалин с. Гутиатикау и р. Цазиудон. Там горные породы аналогичного состава изменены слабее. Причина этого в настоящее время не совсем ясна, и вопрос нуждается в специальном изучении.

Анализируя особенности строения формации по площади и сопоставляя разрезы, можно сделать следующее заключение. В ее основании почти повсеместно залегают кислые породы - дащитовые лавы и лавовые брекчии такого же состава. Последние преобладают в западных частях района: на горе Лахуранхох и по р. Ход. К востоку их количество уменьшается, и основную роль играют дащиты с порфировой структурой. На горе Лахуранхох среди дащитовых лав и их лавовых брекчий присутствуют прослои андезитовых лав мощностью 20-60 м. В районе водораздела рек Унал - Фиагдон кислые породы выклиниваются, и в разрезах формации в бассейне р. Цазиудон наблюдаются только андези-

товые лавы и их лавовые брекчии. В районе пос. Верхний Згид и на правом берегу р. Фиагдон в основании толщи формации залегают туфы и туфопесчаники мощностью 10–15 м.

В средней части толщи формации обычно залегают андезитовые и дацитовые лавы мощностью 60–80 м, часто отделенные от расположенных ниже лав 20–40-метровыми пачками вулканогенно-осадочных пород (туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники, реже туфобрекчии). Такие горизонты присутствуют в разрезах вблизи пос. Верхний Згид, по рекам Ход, Ардон и Архон. Р.В. Голева (1960), С.М. Рыпинский и другие геологи предлагают выделить эту пачку под названием "внутриформационный горизонт" и рассматривают ее как маркирующую. Такое выделение, видимо, вполне оправданно, поскольку данные породы распространены на обширной территории (их выходы прослеживаются непрерывно на 7,5 км от пос. Верхний Згид до пос. Мизур, восточнее которого нами не наблюдались) и хорошо отличаются от расположенных выше и ниже лав. В бассейне р. Цазиудон в средней части разреза формации присутствует горизонт туфов мощностью 30 м. Верхнюю часть толщи андезито-дацитовая формации, как правило, слагают андезитовые лавы, которые в районах горы Лахуранхох, рек Ход и Архон содержат прослои вулканогенно-осадочных пород (преимущественно туфопесчаники) мощностью 5–10 м. Завершается разрез формации обычно горизонтами туфопесчаников или туфогравелитов мощностью 2–8 м (реки Ход, Ардон, Архон, Цазиудон).

В основании паччано-глинистых осадков домерского возраста, перекрывающих горные породы андезито-дацитовой формации в бассейнах рек Ход, Ардон, Цазиудон и Фиагдон, встречаются конгломераты и гравелиты с галькой ниже лежащих эффузивных пород. Антидромную последовательность вулканической деятельности в этом районе, по-видимому, можно объяснить спецификой тектонических условий в раннеюрское время.

Мощность формации значительно варьирует по направлению с запада на восток. Крайний западный изученный разрез на горе Лахуранхох имеет максимальную мощность – 640 м. Однако возможно, что она завышена за счет разрывной тектоники, учесть влияние которой практически нельзя из-за сильной задернованности местности. К востоку мощность формации уменьшается, но не постепенно, а скачкообразно. Так, к востоку от р. Ход, на левом берегу р. Ардон, она составляет около 120 м (видимая мощность, но судя по самым крайним обнажениям, – это нижние части разреза). На правом берегу р. Архон мощность формации 340 м, затем она опять уменьшается на водоразделе рек Унал – Фиагдон примерно до 100 м (здесь верхняя граница пород формации с песчаниками домера имеет тектонический характер). Еще восточнее (на левом берегу р. Цазиудон) она возрастает до 220 м, а на правом берегу р. Фиагдон уменьшается до 60 м. Восточнее р. Фиагдон вулканические породы обнаруживаются в бассейне р. Цариитдон. Мощность их здесь незначительна (10–20 м). Далее в восточном направлении породы формации постепенно выклиниваются.

Южная полоса обнажений андезито-дацитовой формации. Обнажения южной полосы изучены нами в районах гор Кайджинбарзонд, Сурххох, Садонцецк (водораздел рек Садон – Цейдон), севернее пос. Бурон (правый борт р. Архон, в 2,5 км к северу от устья р. Цейдон и на р. Бал).

Наиболее типичен разрез этой полосы в районе горы Сурххох (см. фиг. 2). Здесь на 15-метровом базальном горизонте, представленном черными гравелитами, залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Андезитовые лавовые брекчии серо-зеленые, среднеобломочные	15
2. Туфы литокристаллокластические, среднеобломочные, андезито-дацитового состава	20
3. Туфопесчаники серые, средне-мелкообломочные, слоистые	12
4. Дацитовые лавы серо-зеленые, массивные	45

5. Андезитовые лавы серо-зеленые, массивные	20
6. Туфобрекчии андезитового состава, среднеобломочные . .	15
7. Андезитовые лавовые брекчии	2
8. Андезитовые лавы зеленовато-серые, массивные	12
9. Дацитовые лавы светло-серые, массивные	10
10. Андезитовые лавовые брекчии	15
11. Андезитовые лавы зеленовато-серые, массивные	5
12. Вулканомиктовые средне-мелкозернистые песчаники . . .	8

Выше по разрезу с небольшими следами размыва (конгломераты с галькой эффузивов) залегают песчаники домерского возраста (мизурская свита). Общая мощность формации 179 м.

В целом разрезы южной полосы характеризуются более выдержанными мощностями как слагающих формацию лавовых потоков, горизонтов пирокластических и вулканогенно-осадочных пород, так и всей формации. Мощность последней следующая (в м): гора Садонвцек - 300; гора Кайджинбарзонд - 180; гора Сурххох - 179; правый борт р. Ардон, севернее пос. Бурон - 180; левобережье р. Бад - 65. В строении разрезов наблюдается определенная закономерность.

В нижних частях разрезов, на горе Садонвцек и к северу от пос. Бурон, залегают пачки вулканомиктовых песчаников мощностью 20-40 м, которые, вероятно, выклиниваются в западном и восточном направлениях, так как в других местах отсутствуют. Выше всюду прослеживаются лавы и лавовые брекчии андезитов, кроме разреза на правобережье р. Ардон, севернее пос. Бурон, где на вулканомиктовых песчаниках залегают лавовый поток дацитов мощностью около 20 м.

Выше повсеместно расположены дацитовые лавы, мощности потоков которых постепенно увеличиваются к востоку от 30 м на горе Кайджинбарзонд до 90-120 м на горе Садонвцек и к северу от пос. Бурон. Поверх дацитовых залегают андезитовые лавы и лавовые брекчии общей мощностью 70-80 м, выклинивающиеся в восточном направлении. Примерно в центральной части этой андезитовой пачки, между горами Кайджинбарзонд и Сурххох, имеется прослой дацитовых лав, выклинивающийся к востоку от последней. Мощность дацитовых лав значительно возрастает в районе р. Бад (до 50-60 м).

Завершается разрез формации, как правило, маломощными пластами туфопесчаников, в которых часто встречаются окатанные гальки эффузивных пород. Они присутствуют на горе Сурххох (8 м), к северу от пос. Бурон (25 м) и на левом берегу р. Бад (5 м).

Особенности строения отдельных лавовых потоков

В результате детального изучения большого числа разрезов андезито-дацитовой формации и прослеживания отдельных лавовых потоков по простиранию удалось подметить некоторые особенности их строения и характер изменения мощностей. Все выделенные потоки отображены на геологической карте района исследований (см. фиг. 2).

Андезитовые и дацитовые лавы залегают на коре выветривания верхнепалеозойских гранитов¹, базальном горизонте конгломератов, гравелитов и песчаников нижнего лейаса или расположены внутри толщи формации. Наиболее часто на породы фундамента налегают лавы. Мощность потоков дацитов (20-70 м) обычно несколько больше, чем андезитов (10-40 м). По простиранию мощность и тех, и других крайне невыдержана и на расстоянии 2-3 км иногда изменяется в 2 раза и более.

¹ Кора выветривания изучена геологами Северо-Кавказского геологического управления В.А. Мельниковым, С.М. Рypинским, С.М. Тиболовым, А.Г. Кузнецовым.

Наиболее хорошо прослеживаются андезитовые потоки. Так, изученный нами андезитовый поток в верхних частях разреза формации протягивается на расстоянии около 10 км от р. Ход до р. Унал. Мощность его 15 м в районе р. Ход, 10 м – у пос. Мизур, 30 м – на правом берегу р. Архон, около 20 м – на правом берегу р. Унал. На всем протяжении он залегает на пирокластических породах, за исключением бассейна р. Унал, где натекает на дацитовые лавы. По направлению к подошве уменьшается раскристаллизованность андезитов, темноцветные минералы опацифицируются более интенсивно и увеличивается количество рудных минералов. Верхняя часть этого лавового потока на левобережье рек Ардон и Архон подверглась размыву, предшествующему отложению перекрывающих его глинистых осадков домерского возраста. В бассейне р. Ход и на левобережье р. Ардон, у пос. Мизур, вблизи кровли андезиты более стекловаты и пористы, чем в центре. Андезиты с р. Ход очень сильно гематизированы, что придает породам черный цвет. Этот лавовый поток обладает грубоплитчатой отдельностью и довольно сильно рассланцован.

Другой андезитовый поток изучен в пределах южной полосы распространения андезито-дацитовый формации от горы Кайджинбарзонд на западе до правобережья р. Ардон, к северу от пос. Бурон, на востоке на расстоянии около 10 км. Здесь он залегает в низах разреза формации. Мощность потока 30 м на горе Кайджинбарзонд, около 12–15 м – на северных склонах горы Сурххох и южных склонах горы Садонвцек, около 20 м – на правобережье р. Ардон, к северу от пос. Бурон. Внутреннее строение и приконтактные изменения этого андезитового потока сходны с описанными выше.

Несколько потоков андезитовых лав изучены также в западном районе Северной Осетии. Они протягиваются от верховьев р. Танадон до р. Сардидон на расстояние более 20 км, вероятно, кулисообразно продолжая друг друга по простиранию. Лавы имеют мощность на левом берегу р. Танадон 8 м, в балке Ксавчата – 8 м, на южных склонах горы Мацута – 13 м, на левом берегу р. Бартуйдон – 10 м, на восточных склонах горы Казатхох – 60 м, на левом и правом берегах р. Сардидон – 15 м. Таким образом, максимальная мощность этих потоков отмечается в районе горы Казатхох. В андезитах на левом берегу р. Сардидон хорошо выражена столбчатая отдельность. Андезитовые лавы залегают здесь на пирокластических породах, частично захватывая их в виде ксенолитов в своих подошвенных частях. Размеры таких ксенолитов до 1 м в поперечнике (р. Бартуйдон, гора Казатхох). В кровельной части этого лавового потока повсеместно наблюдается небольшой размыв с образованием маломощного слоя с галькой эффузивов. Степень раскристаллизованности породы закономерно уменьшается от центральных частей потока к периферическим.

Дацитовые лавовые потоки прослеживаются в северной и южной полосах распространения формации. В северной полосе крупный дацитовый поток изучен на расстоянии более 10 км от горы Лахуранхох на западе до окрестностей пос. Мизур на востоке. Его мощность на горе Лахуранхох около 50 м, на левом берегу р. Садон, у пос. Верхний Згид, и в районе р. Ход – 60 м, на левом берегу р. Ардон – 65 м. Подошвенная часть дацитовых лав на горе Лахуранхох обладает миндалекаменной текстурой. Многочисленные округлые и эллипсоидальные поры заполнены хлоритом и карбонатом. Изредка в низах дацитовых потоков заметна флюидность (реки Ход, Цазудон).

В южной полосе распространения формации один из дацитовых лавовых потоков прослеживается на расстоянии 7 км от горы Кайджинбарзонд до р. Бад. Мощность его на горе Кайджинбарзонд 10 м, на северных склонах горы Сурххох – 20 м, на южном склоне горы Садонвцек – 65 м, на левобережье р. Ардон, севернее пос. Бурон – 45 м, на р. Бад – около 60 м. Максимальная мощность этого лавового потока на горе Садонвцек.

Характер отдельности в дацитовых потоках чаще грубоплитняковый. Очень часто породы сильно рассланцованы. Изменения в приконтактных частях

дацитовых и андезитовых потоков очень похожи – раскристаллизованность и крупнозернистость пород увеличиваются от краевых частей к центральным. В направлении кровли уменьшаются также размеры и количество вкрапленников плагиоклаза, роговой обманки, пироксена и увеличивается их измененность (главным образом карбонатизация).

В области северной и южной полос распространения формации наблюдаются несколько более маломощных и не столь протяженных потоков андезитовых и дацитовых лав, обладающих, однако, всеми характерными особенностями более мощных потоков. Так, несколько андезитовых потоков протяженностью 2–3 км изучены в восточном районе – на горах Лахуранхох, Кайджинбарзонд, Сурххох, Садонвцек, вблизи пос. Верхний Згид, по р. Ход, на левом берегу р. Цазиудон; в западном районе – от горы Мацута на левом берегу р. Урух до р. Сардидон. Несколько дацитовых потоков длиной до 2 км встречены на горах Лахуранхох, Кайджинбарзонд, Сурххох, у пос. Верхний Згид, р. Ход, правобережье р. Унал и правом борту р. Фиагдон.

Проследить направление течения лав очень сложно ввиду того, что вариации мощности лавового потока частично являются следствием его натекания на неровности палеорельефа. Тем не менее на основании распределения мощностей можно сделать вывод о существовании нескольких вулканических центров, точное положение которых определить трудно. В настоящее время все они уничтожены эрозией.

Андезитовые и дацитовые лавовые брекчии расположены в подошвенных или кровельных частях потоков соответствующего состава. Это участки взломанной лавы, состоящей из обломков андезитов или дацитов, сцементированных лавовым цементом.

Лавовые брекчии андезитового и дацитового состава широко распространены в пределах обеих полос обнажений формации. Обычно они залегают в подошвенной и кровельной частях лавовых потоков, а центральные части имеют массивное сложение. Некоторые маломощные потоки нацело состоят из брекчированных пород. Так, например, андезитовые лавы мощностью 26 м в верхней части разреза формации на левом берегу р. Цазиудон имеют следующее строение (снизу вверх):

- | | |
|--|-------------|
| | Мощность, м |
| 1. Лавовые брекчии с неясно выраженной флюидалностью. Породы зеленые, с угловатыми, неправильной формы обломками слабо измененных порфировидных андезитов размером от микроскопических до нескольких сантиметров. Некоторые обломки расположены удлиненной стороной параллельно подошве потока. Цементирующая светло-зеленая масса – плохо раскристаллизованная, сильно хлоритизированная или карбонатизированная андезитовая лава | 10 |
| 2. Массивные зеленые андезиты с отчетливой флюидалностью | 27 |
| 3. Брекчированные андезиты с нечетливой флюидалностью, несколько более сильно гематизированные, хлоритизированные и карбонатизированные. | |

Верхний контакт андезитов с налегающими на них андезитовыми лавами другого потока извилистый, в отдельных его "карманах" наблюдаются осветленные прослои пирокластического материала, что указывает на некоторый перерыв в излияниях.

Подобное размещение и особенности строения зон лавовых брекчий характерны и для других потоков: например, в северной полосе (с запада на восток) – на горах Мацута, Казатхох, Лахуранхох, р. Ход; в южной полосе – в левом борту р. Хуппара, на горах Сурххох и Садонвцек.

Мощность зон лавовых брекчий в дацитовых потоках обычно больше, чем в андезитовых, и составляет в подошвенной части соответственно 20–30 и 10–15, а прикровельной – 5–10 и 2–5% общей мощности потока.

Пирокластические породы представлены туфами, среди которых по крупности обломков можно выделить все семь групп, предусмотренных классификацией вулканогенных обломочных горных пород (Классификация..., 1962), а также туфобрекчиями.

Туфы в виде пластов несогласно залегают на подстилающих их породах. Они широко распространены в разрезах формации как в западном, так и в восточном районах. Мощность туфовых горизонтов значительно варьирует по площади.

В западном районе туфы обычно участвуют в составе пачек ритмического переслаивания пирокластических и вулканогенно-осадочных пород, образуя пласты мощностью 2-3 м и значительной протяженности. Это преимущественно крупно- и среднеобломочные разности (размер обломков 2-10 мм). Подобные туфы широко распространены в бассейнах рек Танадон, Урух, Бартуйдон, Галиатдон, Айгамугадон.

В разрезах андезито-дацитово-вой формации в западном и восточном районах присутствуют также отдельные горизонты глыбовых агломератовых, а главным образом лапиллиевых и крупнообломочных туфов с обломками в первых - 200, во вторых - 30-2 мм. Мощность пластов этих пород обычно 10-40 м. Глыбовые агломератовые туфы обнажаются на горе Казатхох, в бассейне р. Айгамугадон (окрестности сел Скоттата, Вакац, пос. Фаснал) и на р. Ход.

На восточном склоне горы Казатхох горизонт пирокластических пород имеет следующее строение. В основании залегает пласт глыбовых агломератовых туфов мощностью 20 м. Обломки размером 10-20 м и округлой, иногда эллипсоидальной формы представляют собой типичные вулканические бомбы. Нередко наблюдается продавливание бомбой цементирующей вулканогенно-осадочной массы, на основании чего легко определяются кровли и подошва пласта. Вокруг наиболее крупных бомб отмечается ожелезненная, закаленная корочка толщиной 0,5-1 см.

На пласт бомбовых туфов налегает горизонт крупнообломочных туфов мощностью 7 м, сильно слоистых, с несколькими тонкими прослоями лапиллиевых туфов (20-30 см). Азимут падения этой толщи 350°, углы падения 40-45°. Выше залегает пласт (5 м) яшмоподобных сильно окварцованных средне- и мелкообломочных туфов. Горизонт перекрывается лавами альбитизированных андезитов.

Аналогичным образом (вначале извергался более грубообломочный материал, сменявшийся затем более тонкообломочным) построены горизонты пирокластических пород на реках Сардидон и Ход. В районе последней мощность пласта глыбовых агломератовых туфов 12 м. Обломки в среднем имеют от 10-20 до 40 см в поперечнике, форма округлая или слегка овальная. Цементирующая масса - среднезернистый туф.

Лапиллиевые, крупно- и среднеобломочные туфы встречаются также в виде отдельных пластов мощностью 2-20 м среди излившихся пород на реках Танадон, Урух, Бартуйдон, Сардидон, Айгамугадон, горе Лахуранхох, у пос. Верхний Згид, по рекам Ход, Ардон, Архон и Цазидон. Так, на последней лапиллиевые туфы мощностью 15 м с обломками (1-3 см) залегают в центральной части разреза формации, между двумя андезитовыми потоками. Сортировка отсутствует.

На р. Бартуйдон средне-крупнообломочные туфы с отдельными лапиллями слагают пласт мощностью 8 м, залегающий на туфобрекчиях в нижней части разреза формации. Подобные образования встречаются в окрестностях сел Скоттата и Вакац на р. Айгамугадон.

Туфы характеризуются литокристаллокластической структурой и состоят из обломков пород и минералов (70-80%) и цемента (10-20%). Среди первых присутствуют различные структурные разновидности андезитов и дацитов и кварциты фундамента. Оптические свойства породообразующих минералов в обломках пород и минералов идентичны.

Цемент туфов - измельченный материал кислого состава, связанный витрокластической массой. В состав цемента в сравнительно большом количестве (до 10%) входят обломки зерен рудного минерала (магнетит, пирит), а также

кристаллы апатита. Местами цементирующая масса сложена микрозернистым кварц-альбитовым агрегатом, частично замещенным хлоритом и серицитом.

Туфобрекчии характеризуются остроугольной, неправильной формой обломков 0,1-45 см в поперечнике. Эти породы широко распространены в западном районе Северной Осетии, образуя линзоподобные пласты в пачках переслаивания вулканогенно-осадочных и пирокластических пород. Их протяженность 100-200 м, мощность 1-2 м. обнажения расположены в бассейнах рек Урух, Баргуйдон, Айгамугадон и на горе Казатхох. В некоторых случаях пластообразные тела туфобрекчий мощностью 2-6 м залегают среди лав (гора Сурххох) или туфов (р. Цазнудон).

Особенности строения горизонтов вулканогенно-осадочных пород

Вулканогенно-осадочные породы представлены туфоалевролитами (размер обломков < 0,01 мм), туфопесчаниками (2-1 мм), туфогравелитами (10-2 мм), туфоконгломератами (200-10 и более 200 мм). Как и пирокластические породы, они залегают пластообразно, обычно слагают пачки чередования, в которых грубообломочные породы закономерно сменяются более тонкообломочными. Так, на правом берегу р. Галиатдон строение таких пачек следующее (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туфоконгломерат мелкогалечный, размер округлых обломков 7-8 см. В гальках - андезиты, кварц и кварциты, редко граниты. Цемент туфовый, кристаллолитокластический. Обломки пород представлены андезитами, кварцитами, а кристаллов - кварцем, реже плагноклазом	0,5-0,6
2. Туфогравелиты с округлой, главным образом кварцевой галькой размером около 1 см	0,2-0,4
3. Туфы среднеобломочные, рыхлые, с обломками андезитов, кварцитов, кварца и плагноклаза	0,5-0,8
4. Туфопесчаники светло-серые, с размером обломков менее 2 мм	0,3-0,4

Эта пачка ритмически повторяется на расстоянии 50 м вкостростираания. В верхних частях этой толщи количество крупнообломочного материала уменьшается, и существенную роль начинают играть туфоалевролиты, мощность прослоев которых 1,0-1,5 м. В районе пос. Фаснал наблюдается аналогичная картина - ритмическое чередование более грубого и более мелкого вулканогенно-осадочного материала в разрезе мощностью 100 м. Туфоконгломераты обнажаются также в районе с. Скоттата на р. Айгамугадон и в бассейне р. Сардидон.

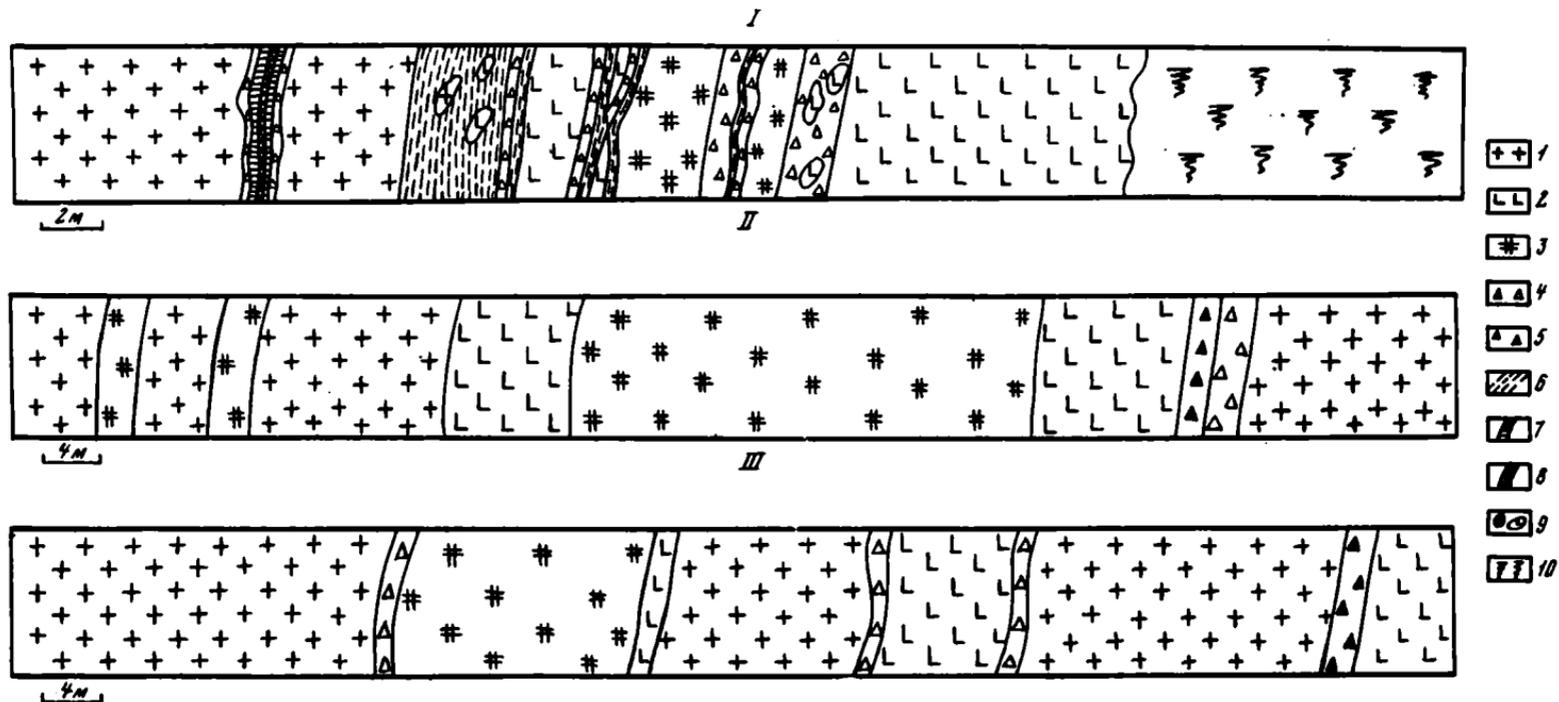
Пачки вулканогенно-осадочных пород отчетливо выдержаны по простиранию. Так, например, пачка таких пород в кровле андезито-дацитової формации прослеживается от верховьев р. Танадон и горы Казатхох и далее к северу и к югу от нее до с. Махчесск и ледника Хуппара.

В восточном районе Северной Осетии вулканогенно-осадочные породы обнажены преимущественно в прикровельных частях разрезов андезито-дацитоной формации в бассейнах рек Ход, Андон, Цазнудон, Фиагдон и представлены преимущественно туфопесчаниками, образующими пласты мощностью 5-10 м. В разрезе по р. Ход в средней части толщи формации залегают несколько горизонтов туфопесчаников и туфогравелитов мощностью 5-6 м каждый.

Особенности строения субинтрузивных образований

Горные породы преимущественно дацитового состава, залегающие в виде даек и небольших интрузивных тел в гранитоидах верхнего палеозоя и кристаллических сланцах протерозоя - нижнего палеозоя, изучены в бассейнах рек Ардон, Садон, Архон, Унал.

В обоих бортах р. Ардон, на расстоянии около 5 км вниз по течению от пос. Нузал, в значительно катаклазированных и милонитизированных гранитои-



Фиг. 7. Взаимоотношение дацитовых даек и гранодиорит-порфиров с гранитоидами верхнего палеозоя в выработках месторождения Садон. Составил А.А. Цветков

I - штольня 5-бис, кваршлаг 5; II - горизонт 7, новая обходка; III - горизонт 9

1 - гранитоиды верхнего палеозоя; 2 - дайки дацитов; 3 - интрузии среднеюрских гранодиорит-порфиров; 4 - тектонические брекчии; 5 - эруптивные брекчии в контакте дацитовых даек и гранитов; 6 - тектонические глинки черного и желтого цвета; 7 - хлорит, эпидот, серицит, карбонатные прожилки; 8 - кварцевые прожилки; 9 - обломки дацитов и гранитов; 10 - недоступные для наблюдения участки

дах верхнего палеозоя встречается серия дацитовых интрузивных тел, простирающихся в северо-западном направлении. Мощность их 3–10 м. Так, на левом берегу р. Ардон, приблизительно в 600 к северу от устья р. Бад, находится дацитовая дайка мощностью 10 м. Простираение ее юго-западное, 240° , угол падения 85° . Контакты извилистые, интрузивные. В эндоконтакте порода более мелкозернистая.

В выработках месторождения Садон, на горизонтах 7, 9, 11 и в штольне № 5-бис дацитовые интрузии образуют дайки субширотного и северо-западного простираения мощностью 2–12 м (фиг. 7). Здесь же встречены несколько андезитовых даек такого же простираения мощностью 3–4 м. Контакты с вмещающими садонскими гранитами отчетливо интрузивные либо тектонические. В последних нередко образуются тектонические глинки темно-серого, черного и желтого цветов, представляющие собой продукт развальцовки гранитов и дацитов. В лаборатории электронной микроскопии ИГЕМ АН СССР (аналитик В.И. Платицина) проведен анализ тектонической глинки черного (обр. 36^Г/71) и желтого (обр. 36^Ж/71) цветов. Он показал, что данные образования представлены диоктаэдрическими слюдами с преобладанием полиморфной модификации $2M_1$ над $1M$:

	Обр. 36 ^Г /71		Обр. 36 ^Ж /71	
	$2M_1$	$1M$	$2M_1$	$1M$
a	5,19	5,19	5,18	5,18
b	8,98	8,98	8,96	8,96
β	$95^{\circ}50'$	$100^{\circ}15'$	$95^{\circ}50'$	$101^{\circ}15'$
c	20,1	10,2	20,15	10,2

В отдельных случаях в приконтактных частях даек возникают маломощные (20–30 см) зонки эруптивных брекчий – пород, состоящих из угловатых обломков вмещающих верхнепалеозойских гранитоидов, сцементированных веществом интрузировавших дацитов.

Многочисленные дацитовые дайки наблюдаются также в верхнепалеозойских гранитах садонского типа во всех их обнажениях между пос. Нижний Згид и Мизур. Связь даек с какой-либо системой разломов не установлена. По данным С.М. Рыпинского, в районе Згидского полиметаллического месторождения дайки приурочены к трещинам четырех направлений: субмеридионального, субширотного, северо-восточного и северо-западного. Структурная геологическая скважина, пробуренная в районе полиметаллического месторождения Джими, в зоне субмеридионального разлома, также подсекла многочисленные дацитовые интрузивные тела. Следовательно, подобные образования в пределах Садон-Унальской антиклинали распространены широко. Нами нигде не наблюдался прорыв дацитовыми дайками лавовых потоков и перекрывающих андезито-дацитовую формацию песчано-глинистых осадков плинсбаха. Отдельные дайки, прорывающие кристаллические сланцы буронской свиты в районе пос. Бурон и по р. Цей, сильно рассланцованы, будинированы и, по нашему мнению, а также по данным Г.Д. Афанасьева (1956, 1958) и С.М. Рыпинского, вероятно, имеют палеозойский возраст.

Петрография горных пород андезито-дацитовой формации

Петрография андезитовых и дацитовых лав

В петрографическом отношении андезитовые и дацитовые лавы западного района Северной Осетии близки таковым восточного района. Определенные различия устанавливаются лишь между породами северной и южной плос обнажений формации. В связи с этим для них приведено раздельное описание особенностей минерального состава, микроструктур и характера изменения.

Петрография андезитов. Макроскопически андезиты – массивные породы темно-зеленого, фиолетового и темно-серого цветов с порфировой структу-

рой. Минеральный состав следующий: плагиоклаз, роговая обманка, моноклинный пироксен (этот и предыдущий минералы всегда нацело замещены хлоритом и карбонатом). Рудные минералы – магнетит, ильменит, пирит и рутил. Главнейшие акцессорные – сфен, циркон, апатит. Вторичные минералы – хлорит, карбонат, эпидот, серицит, соссюрит. Основная масса имеет гялопилитовую и пилотакситовую структуру. Количественно-минеральный и химический состав андезитов различных лавовых потоков приведен в табл. 1 и 2.

Плагиоклаз сдвойникован в простые и полисинтетические двойники преимущественно по альбитовому и карлсбадскому законам и образует таблитчатые зерна, иногда неправильной, угловатой формы (табл. 3). В большинстве андезитов плагиоклаз вкрапленников и микролянов представлен альбитом (№ 0–5). Первичный плагиоклаз состава андезин – олигоклаз (№ 27–44) встречается только в обломках андезитовых лав из туфов и в некоторых лавовых потоках в бассейнах рек Ход и Цазудон. В андезитах последней присутствуют и вкрапленники альбита. Там же часто наблюдаются зональные кристаллы плагиоклаза, нередко округлой и неправильной формы. Число зон достигает 10–15. Наиболее характерна прямая зональность.

Роговая обманка имеет длиннопризматическую форму с отчетливой спайностью по (110). Размер зерен 0,3–1,0 мм. Моноклинный пироксен образует короткопризматические индивиды (0,1–1,5 мм).

Магнетит и пирит присутствуют в ксеноморфных зернах (0,02–0,05 и 0,02–0,10 мм соответственно). Последний наблюдается иногда в виде кристаллов кубической формы. Ильменит встречается в форме пластинчатых и дендритовых кристаллов, реже в бесформенных зернах. Рутил образует тончайшие игольчатые кристаллы длиной 0,01–0,05 мм (сагенит) и характеризуется высоким двупреломлением. Сфен наблюдается в виде ксеноморфных зерен (0,01–0,05 мм) с высоким двупреломлением и иногда трещинками спайности. Апатит (0,01–0,10 мм) образует бесцветные столбчатые индивиды, имеющие в сечении характерные шестиугольники. Кристаллики циркона (0,02–0,10 мм) обычно хорошо ограненные и удлиненно-призматической формы. Хлорит представлен несколькими разновидностями: клинохлором ярко-зеленого цвета с углами погасания около 10° , плеохроирующим в зеленых тонах, и пеннином с ярко-фиолетовыми цветами интерференции. Карбонат присутствует в виде шестоватых кристаллов, а также встречается в мелких (0,01–0,07 мм) зернах неправильной формы с высоким двупреломлением. Серицит образует тонкочешуйчатые агрегаты с низким двупреломлением, пирит – мелкие чешуйки, реже встречается в виде лучистых агрегатов с высоким двупреломлением. Эпидот (0,02–0,08 мм) представлен удлиненно-таблитчатыми и шестоватыми кристаллами, иногда имеет двойники.

Особенности минерального состава, микроструктур и измененность андезитовых лав. Северная полоса обнажений андезито-дацитовой формации. Минеральный состав различных потоков андезитовых лав в пределах северной полосы распространения формации в целом постоянен и претерпевает только количественные изменения. Так, в этих породах, обладающих порфировой структурой, среди породообразующих минералов существенно преобладает плагиоклаз, присутствующий в одной или двух генерациях.

Зерна плагиоклаза I генерации наибольшего размера, обычно неправильной, угловатой формы. Они содержат микровключения девитрифицированного стекла, расположенные параллельно зонам роста кристаллов. Нередко они носят следы магматической резорбции, выразившейся в частичном оплавлении граней. Вероятно, отдельные зерна плагиоклаза I генерации представляют собой ксеногенные образования, большая же часть – интрателлурические. Плагиоклаз I генерации чаще всего встречается в нижней части лавовых потоков.

Индивиды плагиоклаза II генерации меньшего размера, таблитчатой формы, как правило, не содержат включений и практически не резорбированы. Этот плагиоклаз собственно магматический. Плагиоклаз обеих генераций в андезитовых потоках на реках Ход, Цазудон и левом берегу р. Фиагдон совершенно свеж и прозрачен. Он обычно равномерно распространен по объему породы, иногда встречаются гломеропорфиновые скопления из 4–5 кристаллов.

Таблица 1. Количественно-минеральный состав андезитовых лав Северной Осетии (в объемн.%)

№ образца	Место взятия образца	Вкрапленники			Основная масса				
		плагио- клаз	псевдоморфозы хло- рита и карбоната		рудные и акцес- сорные минералы	хлорит по ос- новной массе	серицит	карбонат по ос- новной массе	неизме- ненная
			по рого- вой об- манке	по моно- клинному пироксену					
Западный район									
Северная полоса обнажений									
503 ^Ж /69	Левый борг р. Урух, бал- ка Ксавчага	24,64	2,10	1,25	-	-	2,18	69,83	
69 ^М /71	Там же, гора Мадуга	15,16	1,20	0,62	-	-	-	83,02	
81 ^П /71	Гора Казатхох, восточный склон	2,78	2,84	3,38	0,54	0,03	-	17,87	72,56
46 ^Ф /71	Р. Сардидон, левый борг	4,18	7,38	0,23	5,11	-	40,43	42,67	
46 ^Б /71	Там же, правый борг	12,34	6,15	0,50	-	-	32,18	48,83	
	Средний состав	11,85	4,61	0,63				63,31	
Южная полоса обнажений									
68 ^Р /71	Р. Танадон, левый борг	3,54	3,43	0,36	-	2,46	-	90,21	
67 ^П /71	Там же, правый борг, приустьевая часть	18,78	1,83	0,90	19,82	3,83	15,64	39,20	
70 ^И /71	Р. Баргуйдон, левый борг	31,50	0,01	0,50	1,66	8,29	-	1,32	56,72
73 ^Р /71	Там же, правый борг	23,18	5,16	1,11	14,83	5,68	3,85	46,19	
	Средний состав	19,28	2,74	1,01				58,00	
Восточный район									
Северная полоса обнажений									
91 ^Г /71	Гора Лахуранхох	23,63	7,46	1,33	-	4,62	14,78	48,18	
91 ^П /71	Там же	5,16	4,17	1,37	6,13	-	39,10	44,07	
<u>120</u> 20/71	Вблизи пос. Верхний Згид	22,79	7,28	1,40	-	-	7,72	60,81	
42 ^Е /71	Р. Ход	10,23	8,10	0,20	-	-	39,77	41,70	
34 ^Э /71	Р. Ардон, левый борг, 1 км к северу от пос. Мизур	2,72	3,34	0,84	3,16	-	-	89,94	
<u>127</u> 1/71	Там же, 1,5 км к се- веру от пос. Мизур	18,75	6,93	1,38	-	-	15,58	57,36	
<u>125</u> 1/71	Там же, 2,5 км к се- веру от пос. Мизур	26,78	6,97	1,15	-	-	-	65,10	
<u>122</u> 1/71	Р. Архон, приустьевая часть	14,90	6,19	4,28	1,18	-	14,79	58,66	
<u>104</u> 1/71	Р. Фиадон, левый борг	32,60	0,75	0,72	-	-	-	65,93	
	Средний состав	17,62	6,17	1,06				59,10	

Таблица 1 (окончание)

№ образца	Место взятия образца	Вкрапленники			Основная масса				
		плагио- клаз	псевдоморфозы хло- рита и карбоната		рудные и акцес- сорные минералы	хлорит по ос- новной массе	серицит	карбонат по ос- новной массе	неизме- ненная
			по рога- вой об- манке	по моно- клинному пироксену					
Южная полоса обнажений									
90 ^H /71	Гора Кайджинбарзонд	9,18	2,10	1,16	1,05	2,27	-	84,24	
94 ^K /71	Гора Сурххох	22,17	6,54	1,35	2,18	-	3,16	64,60	
94 ^C /71	Там же	18,07	2,75	0,92	18,64	-	5,32	54,30	
44/71	Гора Садонвцек	20,18	9,16	0,50	-	5,18	21,03	43,95	
44 ^H /71	Там же	18,24	6,13	1,14	-	-	-	74,49	
96 ³ /71	Р.Ардон, правый борт, в 2,5 км к северу от пос. Бурон	22,73	4,10	1,01	-	-	-	72,16	
	Средний состав	18,47	5,13	1,01				65,61	

Большая часть плагиоклаза андезитовых лавовых потоков альбитизирована. Характер и природа этого явления в эффузивах Северной Осетии в настоящее время не установлены. Мы присоединяемся к мнению Е.В. Кравченко (1966), считающего процесс альбитизации аутометаморфическим. В пользу этого, по его мнению, свидетельствуют: 1) отсутствие какой-либо четкой закономерности развития процесса (приуроченности его к зонам нарушений контактов и др.); 2) одновременное присутствие во вкраплениях одного штуфа андезина и альбита.

В процессе изменения плагиоклаз обеих генераций замещается хлоритом и карбонатом, образующими на его поверхности пятна неправильной формы, реже полные псевдоморфозы.

Роговая обманка и моноклиновый пироксен обычно равномерно распространены по породе, реже образуют гломеропорфировые скопления совместно с плагиоклазом I генерации. Наиболее крупные выделения этих минералов характерны для нижних и центральных частей потоков, к кровле их размеры резко уменьшаются. Во всех лавовых потоках они частично или нацело опациitized. Характер замещения следующий. Центральные части минералов сложены агрегатами мелких (< 0,01 мм) изометричных зерен кварца, зеленым хлоритом и карбонатом. Периферические части переполнены мелкими, пылевидными частицами магнетита – опациитом. К псевдоморфозам по роговой обманке и моноклиновому пироксену часто приурочены короткостолбчатые кристаллы апатита и мелкие кубики пирита.

Главнейшие акцессорные минералы (сфен, циркон, апатит) обычно равномерно распространены по объему породы. Из них лишь апатит часто концентрируется в псевдоморфозах по темноцветным минералам.

Основная масса обладает гялопидитовой и пилотакситовой структурой и состоит соответственно из хаотически или субпараллельно ориентированных микролитов плагиоклаза, погруженных в первоначально стекловатый мезостазис, который в дальнейшем был в значительной степени хлоритизирован, карбонатизирован, иногда серицитизирован (см. Табл. I, а в конце книги). Наиболее сильно карбонатизация и хлоритизация проявлены в андезитах, расположенных в непосредственной близости от крупных разломов (например, в районе полиметаллических месторождений Холст, Архон, Садон, Згид). Микролиты плагиоклаза обычно тоже сильно карбонатизированы. Нередко в основной массе встречаются отдельные зерна, скопления и прожилки эпидота.

Южная полоса обнажений андезито-дацитової формации. Андезиты южной полосы в отношении минерального состава и микроструктур весьма близки аналогичным породам северной полосы. Некоторые отличия имеются лишь в характере и интенсивности проявленных здесь наложенных процессов.

Плагиоклаз двух генераций (интрателлурический и собственно магматический) и микролиты в андезитах из всех изученных потоков представлены исключительно альбитом. Последний замещается соссюритом, хлоритом и карбонатом вплоть до полных псевдоморфоз. Мелкие зерна темноцветных минералов нацело опациitized и реже хлоритизированы.

Основная масса в большинстве андезитов имеет микрофельзитовую структуру, интенсивно хлоритизирована и нередко гидротермально окварцована (см. Табл. I, б). На левом и правом бортах рек Танадон, Баруйдон, горах Кайджиябарзонд и Садонивек в ней присутствует серицит (2,46; 3,83; 5,68; 2,27 и 5,18% соответственно). Во многих образцах андезитов встречаются кварцевые, кварц-полевешпатовые и эпидотовые прожилки.

Петрография дацитов. Дациты – массивные породы серо-зеленого, темно- и светло-серого цветов с порфировой структурой. Во вкраплениях присутствуют плагиоклаз, роговая обманка, моноклиновый пироксен, биотит, кварц. Рудные минералы такие же, как и в андезитах: магнетит, ильменит, рутил, пирит. Главнейшие акцессорные – сфен, апатит, циркон; вторичные минералы – хлорит, карбонат, эпидот, серицит, анальцим, цеолиты. Основная масса дацитов имеет микрофельзитовую и микропоякитовую структуру. Количественно-минеральный и химический состав дацитов приведен в табл. 4 и 5.

Таблица 2. Химический состав андезитов и близких им пород андези

№ образца	Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
<u>Левы северной полосы обнажений</u>					
Западный район					
59 ^M /71	Левый борт р.Урух, гора Мацута	59,93	0,84	17,24	0,59
88 ^O /71	Район пос. Фаснал	61,80	0,44	15,82	0,70
46 ^Y /71	Р. Сардион, левый приток р. Айгамугадон	59,60	0,75	15,52	1,23
46 ^Ф /71	Там же	55,74	0,74	15,20	1,94
15Л	Р. Галиатдон, правый приток р. Айгамугадон	54,88	0,60	17,50	0,55
Восточный район					
91 ^Г /71	Гора Лахуранхох	60,73	0,72	18,27	0,64
91 ^Л /71	Там же	59,13	0,74	15,08	2,12
42 ^Е /71	Правый борт р. Ход	60,70	0,63	15,01	1,65
376	Там же	59,14	0,36	14,64	1,02
76/44	Р. Цамад	58,42	0,74	16,64	3,77
М-139	Месторождение Згид	57,45	0,64	15,66	0,28
М-146	Там же	59,42	0,57	17,08	0,47
М-131	"	57,52	0,96	18,96	0,68
34 ^З /71	Южный склон горы Аллардыраг	60,53	0,50	14,86	0,70
<u>127</u> 1/71	Левый борт р. Ардон, 2 км к югу от устья р. Архон	58,81	0,44	15,48	0,71
<u>125</u> 1/71	Там же, 1,5 км к югу от устья р. Архон	60,99	0,82	16,52	1,10
	Средний состав	59,05	0,66	16,24	1,13
<u>Дайки - подводящие каналы покровных излияний андезитовых лав</u>					
П-67	Месторождение Са-дон, штольня "К"	58,98	0,78	17,06	0,95
43/348	Там же, горизонт 7	57,96	0,69	15,21	1,11
	Средний состав	58,97	0,74	16,14	1,03
	Средний андезит СССР по С.П. Со-ловьеву (1970)	59,30	0,79	17,22	3,78

Аналитики: Е.И. Ломейко, О.Г. Унанова, Г.В. Есикова, Е.М. Нактинас (ИГЕМ)

то-даштовой формации Северной Осетии (в вес. %)

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
<u>Лавы северной полосы обнажений</u>						
6,66	Сл.	1,87	2,53	5,29	1,30	0,19
4,34	"	4,00	2,06	4,89	0,88	0,15
3,93	0,07	2,59	3,57	1,81	3,55	-
4,20	0,08	3,34	4,72	4,72	2,01	-
3,71	0,11	2,77	6,63	5,68	0,92	0,23
3,25	0,04	1,15	2,89	3,56	3,46	0,19
3,25	0,09	2,54	5,20	4,30	1,53	0,21
3,40	0,09	1,70	7,02	3,04	1,67	-
3,23	0,12	2,46	6,62	3,06	1,65	-
2,07	0,06	2,99	4,35	4,17	2,12	0,06
5,37	0,16	1,80	7,83	3,00	0,44	0,18
4,37	0,16	2,35	5,18	3,34	0,92	0,13
3,48	0,13	1,77	6,88	3,35	1,00	0,22
3,62	0,16	2,02	5,10	3,91	1,91	0,15
3,04	0,03	1,12	6,27	5,13	1,75	0,17
2,87	0,14	1,00	4,25	5,69	1,63	0,19
3,80	0,09	2,22	3,84	4,06	1,67	Не обн.
<u>Дайки - подводющие каналы покровных излияний андезитовых лав</u>						
2,90	0,14	2,11	4,18	2,66	2,91	0,14
4,48	0,08	4,34	4,49	3,22	1,65	0,23
3,69	0,11	3,23	4,34	2,94	2,28	Не обн.
2,25	0,18	3,02	5,90	3,80	2,08	0,27

АН СССР).

Таблица 2 (продолжение)

№ образца	Место взятия образца	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃
<u>Лавы северной полосы обнажений</u>					
Западный район					
59 ^М /71	Левый борт р. Урух, гора Мацута	0,10	3,00	0,18	0,02
88 ^О /71	Район пос. Фаснал	0,11	3,30	1,33	0,02
46 ^У /71	Р. Сардидон, левый приток р. Айгамугадон	0,64	2,60	4,45	0,012
46 ^Ф /71	Там же	0,35	2,02	4,49	Сл.
15Л	Р. Гашиатдон, правый приток р. Айгамугадон	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Восточный район					
91 ^Г /71	Гора Лахуранхох	-	3,12	1,64	0,02
91 ^Л /71	Там же	0,33	3,29	2,28	0,04
42 ^Е /71	Правый борт р. Ход	0,37	1,77	3,35	0,024
376	Там же	0,42	7,28	-	-
76/44	Р. Памад	0,70	2,56	-	-
М-139	Месторождение Згид	0,10	Не обн.	Не обн.	Не обн.
М-146	Там же	0,01	"	"	"
М-131	"	0,08	"	"	"
34 ^З /71	Южный склон горы Аллардыраг	0,20	3,02	3,16	0,08
<u>127</u> / 1/71	Левый борт р. Ардон, 2 км к югу от устья р. Архон	0,08	2,44	4,67	0,087
<u>125</u> / 1/71	Там же, 1,5 км к югу от устья р. Архон	-	2,38	2,71	0,10
	Средний состав	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
<u>Дайки - подводные каналы покровных излияний андезитовых лав</u>					
П-67	Месторождение Са-дон, штольня "К"	0,21	Не обн.	Не обн.	Не обн.
43/348	Там же, горизонт 7	Не обн.	"	"	0,20
	Средний состав	"	"	"	Не обн.
	Средний андезит СССР по С.П. Со-ловьеву (1970)	1,41	"	"	"

П.п.п.	Сумма	a	c	b	S	f'
--------	-------	---	---	---	---	----

Лавы северной полосы обнажений

Не обн.	99,74	13,68	3,11	13,61	69,60	50,76
"	99,84	12,07	2,51	15,32	70,10	30,53
"	100,43	9,66	4,58	12,98	72,58	38,54
"	99,63	14,06	3,84	14,20	67,90	43,34
6,66	100,24	15,00	5,00	12,70	63,30	33,10

Не обн.	99,68	13,28	3,69	10,58	72,44	35,57
"	100,13	12,26	4,54	11,61	71,59	42,24
"	100,42	9,65	5,76	11,23	73,36	44,23
-	100,00	9,80	5,60	11,80	72,8	36,00
-	98,95	12,90	5,40	11,00	70,60	50,00
6,99	99,90	7,80	7,70	12,30	72,20	50,00
5,64	99,64	9,40	6,80	10,80	73,00	46,00
5,00	100,03	9,90	9,10	7,80	73,20	55,40
Не обн.	99,92	12,02	4,53	10,10	73,35	43,72
-	100,23	14,09	3,76	10,12	71,42	36,82
-	100,39	15,56	3,78	7,42	73,23	53,85

Не обн. Не обн.

Дайки - подводящие каналы покровных излияний андезитовых лав

5,94	98,96	11,20	5,60	6,80	74,60	21,70
6,36	100,02	10,10	5,70	13,30	70,70	41,30
Не обн.	Не обн.					
"	100,00	11,60	6,10	12,00	70,30	46,20

Таблица 2 (окончание)

№ образца	Место взятия образца	t'	a'	c'	n
<u>Лавы северной полосы обнажений</u>					
Западный район					
59 ^М /71	Левый борг р. Урух, гора Мацуга	23,35	25,83	-	85,85
88 ^О /71	Район пос. Фаснал	43,80	25,56	-	83,14
46 ^У /71	Р. Сардидон, левый приток р. Айгамугадон	36,31	25,14	-	43,61
46 ^Ф /71	Там же	41,83	-	15,81	78,35
15Л	Р. Галиатдон, правый приток р. Айгамугадон	39,40	-	27,5	90,00
Восточный район					
91 ^Г /71	Гора Лахуранхох	18,78	45,63	-	60,96
91 ^П /71	Там же	39,13	-	18,63	81,18
42 ^Е /71	Правый борг р. Ход	26,92	-	28,84	73,13
376	Там же	38,00	-	26,00	73,00
76/44	Р. Цамад	48,60	-	0	75,50
М-139	Месторождение Згид	25,90	-	23,10	92,3
М-146	Там же	39,10	14,90	-	84,30
М-131	"	42,70	-	19,00	83,00
34 ^З /71	Южный склон горы Аллардыраг	35,84	-	20,43	75,90
$\frac{127}{1}$ /71	Левый борг р. Ардон, 2 км к югу от устья р. Архон	19,49	-	43,68	81,59
$\frac{125}{1}$ /71	Там же, 1,5 км к югу от устья р. Архон	24,04	-	22,11	84,40
Средний состав					
<u>Дайки - подводющие каналы покровных излияний андезитовых лав</u>					
П-67	Месторождение Са-дон, штольня "К"	45,20	33,20	-	58,40
43/348	Там же, горизонт 7	58,10	-	0,50	74,80
Средний состав					
Средний андезит СССР по С.П. Соловьеву (1970)		43,30	-	10,50	74,10

t	ϕ	Q	a/c	Литературный источник
<u>Лавы северной полосы обнажений</u>				
0,99	3,55	8,73	4,40	Цветков, 1972 ₃
0,48	3,98	13,55	4,81	Там же
0,90	7,82	21,46	2,11	"
0,96	12,24	3,84	3,66	"
0,80	3,30	-0,4	3,00	А.П. Лебедев, 1950
0,88	5,30	14,64	3,59	Цветков, 1972 ₃
0,91	16,15	14,12	2,70	Там же
0,78	13,46	21,66	1,67	"
0,50	74,50	20,40	1,70	А.П. Лебедев, 1950
0,90	3,10	10,10	2,40	Там же
0,80	2,40	21,10	1,10	Материалы Е.В. Кравченко
0,80	4,00	20,40	1,40	То же
1,20	7,70	17,50	1,10	"
0,59	6,44	19,13	2,65	Цветков, 1972 ₃
0,61	6,50	9,71	3,91	Там же
0,97	13,46	10,57	4,12	"
<u>Дайки - подводящие каналы покровных излияний адезитовых лав</u>				
1,00	10,40	21,20	2,00	Материалы Е.В. Кравченко
0,80	7,60	15,70	1,70	Материалы А.Г. Кузнецова
-	-	11,30	-	

Таблица 3. Оптические свойства и состав плагиоклаза в андезитах Северной Осетии

№ образца	Характеристика плагиоклаза	Максимальный угол симметричного погасания в зоне \perp (010)	Закон двойникования	Состав плагиоклаза
Гора Казатхох				
84 ^Е /71	Вкрапленник I генерация, правильная таблитчатая форма, размер 2,00 мм	25	[001]	№ 37, андезит
	таблитчатая форма, размер 3,00 мм	26	(010)	№ 38, андезит
	I генерация, размер 0,80 мм	29	(010)	№ 43, андезит
	таблитчатая форма, размер 0,20 мм	26,5	(010)	№ 38, андезит
84 ^Е /71	Микролит, удлиненная форма, размер 0,10 мм	25	(010)	№ 37, андезит
88 ^М /71	Вкрапленник, таблитчатая форма, размер 0,35 мм	19,5	(010)	№ 31, андезит
88 ^М /71	Микролит, таблитчатая форма, размер 0,20 мм	22,5	(010)	№ 32, андезит
88 ^М /71	Вкрапленник, таблитчатая форма, размер 0,80 мм		(010)	№ 42, андезит (1,0)*
Р. Галиатдон				
74 ^К /71	Вкрапленник удлинённо-таблитчатая форма, размер 1,30 мм	16	[001]	№ 27, олигоклаз
	I генерация, таблитчатая форма, размер 1,20 мм	18	(010)	№ 30, андезит
74 ^К /71	Микролит, таблитчатая форма, размер 0,10 мм	20	(010)	№ 32, андезит
74 ^П /71	Вкрапленник I генерация, таблитчатая форма, размер 0,80 мм	17,5	(010)	№ 29, олигоклаз
	удлинённо-таблитчатая форма, размер 0,25 мм	17,5	(010)	То же
	II генерация, таблитчатая форма, размер 0,60 мм	18,5	(010)	№ 31, андезит
Гора Мапуга				
69 ^П /71	Микролит, таблитчатая форма, размер 0,15 мм	18		№ 30, андезит
69 ^П /71	Вкрапленник II генерация, таблитчатая форма, размер 0,35 мм	18	[010]	То же
	таблитчатая форма, размер 0,40 мм	16	(010)	№ 28, олигоклаз
	II генерация, неправильная форма, размер 0,70 мм	15,5	(001)	№ 27, альбит
Р. Баргуйдон				
70 ^Ж /71	Вкрапленник I генерация, неправильная форма, размер 0,25 мм	18	[001]	№ 31, андезит
	то же, размер 0,70 мм	17	(010)	№ 30, андезит
	то же, размер 1,00 мм	18	(010)	№ 31, андезит
Р. Цазиудон				
106 ^П /70	Вкрапленник I генерация, таблитчатая форма, размер 0,50 мм		(010)	№ 44 (0,5) андезит*
107 ^Д /70	I генерация, округлая форма, размер 1,00 мм		(001)	№ 37 (0,8) андезит*
107 ^Д /70	Центральная часть зонального вкрапленника I генерация, округлая форма, размер 0,80 мм	20	(010)	№ 37, андезит
107 ^Д /70	Краевая часть того же вкрапленника	11		№ 27, олигоклаз
107 ^Д /70	Вкрапленник I генерация, таблитчатая форма, размер 1,50 мм	23	(010)	№ 41, андезит
	то же, размер 1,20 мм		(010)	№ 32, андезит**
106 ^Р /70	I генерация, размер 1,30 мм		(010)	№ 33, андезит**

* Состав плагиоклаза определяли по координатам двойниковой оси для обр. 88^М/71; $N_g = 20,5$; $N_p = 82,5$; $N_m = 71,5$; для обр. 106^П/70: соответственно 28,0; 84,0; 63,0; для обр. 107^Д/70: 71,0; 59,0; 40,0. В скобках здесь и далее в таблицах - степень упорядоченности по А.С. Марфунину (1962).

** Состав плагиоклаза определяли по углу симметричного погасания в зоне \perp к (010) и (001): для обр. 107^Д/70 - 16°; для обр. 106^Р/70 - 17°.

Примечание. В обр. 84^Е/71 - 70^Ж/71 оптические константы плагиоклаза замерялись в андезитовых обломках из туфов, в обр. 106^П/71 - 106^Р/71 - в андезитовых лавах.

Таблица 4. Количественно-минеральный состав дацитовых лав Северной Осетии (в объемн.%)

№ образца	Место взятия образца	Вкрапленники					Основная масса			
		плаггио- клаз	псевдомор- фозы хло- рита и карбоната по роговой обманке и моноклин- ному пи- роксену	биотит	кварц	рудные и ак- цессор- ные	хлорит	серицит	кар- бонат	неизме- ненная
Западный район*										
Южная полоса обнажений										
83 ^П /71	Р. Хушпара, левый борт	7,12	1,02	-	1,00	0,20	2,10	37,50	5,11	45,95
Восточный район										
Северная полоса обнажений										
91 ^Н /71	Гора Лахуранхох	6,15	3,10	0,72	1,84	0,63	-	-	10,70	76,86
91 ^Ф /71	Там же	21,42	3,18	0,20	2,01	0,54	3,17	-	-	69,48
$\frac{120}{15}$ /71	Вблизи пос. Верхний Згид	12,34	1,18	-	0,80	1,10	18,78	-	-	65,80
43 ^П /71	Р. Ход	18,10	1,03	0,60	1,10	0,90	7,15	-	7,35	63,77
43 ^Р /71	Там же	23,66	2,11	0,53	0,90	0,72	7,85	-	6,98	57,25
34 ^Ц /71	Р. Ардон, левый борт, 1 км к северу от пос. Мизур	9,18	1,74	0,63	1,16	0,54	18,64	-	-	68,11
4 133 500 ^Н /69	Борт дороги Унал - Фиагдон	21,80	0,80	-	3,16	1,70	-	-	4,64	67,90
16/71	Р. Цазнудон, левый борт	20,50	0,23	-	1,80	0,30	-	-	-	77,17
	Средний состав	16,58	1,67	-	1,60	0,81	-	-	-	68,40
Южная полоса обнажений										
90 ^Н /71	Гора Кайджинбарзонд	12,39	1,14	-	1,75	0,98	-	-	83,74	
90 ^З /71	Там же	7,15	0,30	-	2,40	0,45	-	5,64	6,75	77,31
94 ^Г /71	Гора Сурххох	30,10	0,25	-	0,90	0,40	2,65	0,78	-	64,92
94 ^Н /71	Там же	18,10	0,70	-	1,15	0,90	-	-	79,24	
94 ^Е /71	Гора Садовцек	6,18	2,15	-	3,40	0,68	-	5,55	8,78	73,26
96 ^Е /71	Р. Ардон, правый борт, в 2,5 км к северу от пос. Бурон	20,14	0,93	0,20	2,13	1,32	1,76	3,14	-	70,38
$\frac{121}{22}$ /71	Р. Бад	13,11	1,10	-	0,80	0,91	6,18	3,16	2,18	72,56
	Средний состав	15,31	0,94	-	1,79	0,81	-	-	-	51,40

* В Западном районе в пределах северной полосы обнажений андезито-дацитовая формация дациты отсутствуют.

Таблица 5. Химический состав дацитов и близких им пород андезито-

№ образца	Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
<u>Лавы северной полосы обнажений формации</u>					
16/71	Р. Цазиудон, левый приток р. Фиагдон	62,53	0,60	16,17	0,90
36	Верховья р. Садон	63,36	0,55	16,05	1,04
М-132	Месторождение Нижний Згид	68,08	0,63	16,08	0,36
91	Р. Ход	65,58	0,56	14,16	1,77
37	Верховья р. Садон	63,68	0,62	16,19	3,94
63/423	Р. Ход	63,04	0,74	16,80	0,80
120/44	То же	66,20	0,43	16,99	1,59
	Средний состав	64,64	0,59	16,06	1,49
<u>Лавы Южной полосы обнажений формации</u>					
83 ^П /71	Левый борт р. Хушпара	66,83	0,79	15,67	-
$\frac{121}{22}$ /71	Р. Бад	62,90	0,44	16,14	0,91
94 ^Г /71	Гора Сурххох	66,30	0,61	15,01	0,86
96 ^Е /71	Правый борт р. Ардон, севернее пос. Бурон	67,80	0,47	16,54	0,59
	Средний состав	65,96	0,58	15,84	0,59
<u>Дайки - подводившие каналы покровных излияний дацитовых лав</u>					
40 ^Е /71	Месторождение Садон, горизонт 9	69,55	0,30	12,69	1,40
41 ^Б /71	Там же, горизонт 11	62,28	0,53	12,84	2,82
57	Там же, горизонт 7	62,12	0,57	16,10	0,51
56	Там же	64,50	0,50	16,28	1,81
58	"	66,52	0,37	15,42	2,21
63	Р. Садон, район пос. Галон	63,10	0,61	14,51	1,67
	Средний состав	64,68	0,48	14,61	1,73
	Средний дацит СССР по С.П. Соловьеву (1970)	65,33	0,55	16,48	2,51
	Средний андезито-дацит СССР по С.П. Соловьеву (1970)	62,02	0,72	17,17	2,77

Аналитики: Е.И. Ломейко, Е.М. Нактвиас (ИГЕМ АН СССР).

дагитовой формации Северной Осетии (в вес. %)

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
<u>Лавы северной полосы обнажений формации</u>						
4,32	0,047	3,65	1,40	5,06	1,06	-
2,47	0,08	0,89	3,47	4,00	2,00	0,14
3,08	0,09	1,85	3,53	4,12	0,56	0,17
2,27	0,07	1,06	3,58	2,80	2,48	0,14
3,10	0,08	0,88	3,86	3,51	1,79	0,07
3,15	0,08	2,46	4,00	1,68	2,59	0,16
1,27	0,04	1,07	3,02	4,29	2,30	0,04
2,81	0,07	1,69	3,27	3,64	1,83	Не обн.
<u>Лавы Южной полосы обнажений формации</u>						
1,15	Сл.	0,46	3,76	2,64	3,69	0,12
4,34	0,14	3,05	1,73	6,16	0,48	0,21
3,04	0,06	1,28	2,53	4,38	1,92	0,17
2,60	0,07	1,52	0,86	4,65	2,74	0,17
2,78	0,09	1,58	2,22	4,46	2,21	Не обн.
<u>Дайки - подводющие каналы покровных излияний дагитовых лав</u>						
1,60	0,16	1,00	2,78	2,75	2,83	-
2,30	0,12	1,81	4,08	4,80	1,67	0,12
3,38	0,10	3,35	3,34	2,71	2,57	0,17
2,15	0,10	1,91	3,33	3,01	2,44	0,14
0,82	0,10	1,58	2,91	3,25	2,56	0,11
2,16	0,10	2,13	4,01	2,61	2,00	0,16
2,07	0,11	1,96	3,41	3,19	2,35	Не обн.
1,56	0,15	1,44	3,68	4,24	2,73	0,27
3,27	0,11	2,42	4,74	3,83	2,26	0,29

Таблица 5 (продолжение)

№ образца	Место взятия образца	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃
<u>Лавы Северной полосы обнажений формации</u>					
16/71	Р. Цазнудон, левый приток р. Фиагдон	0,25	2,70	1,59	0,016
36	Верховья р. Садон	0,23	Не обн.	Не обн.	Не обн.
M-132	Месторождение Нижний Згид	0,08	"	"	"
91	Р. Ход	0,35	"	"	"
37	Верховья р. Садон	0,21	"	"	"
63/423	Р. Ход	-	"	"	"
120/44	То же	1,27	1,93	"	"
	Средний состав	Не обн.	Не обн.	"	"
<u>Лавы Южной полосы обнажений формации</u>					
83 ^П /71	Левый борт р. Хуппара	-	2,31	2,23	0,02
$\frac{121}{22}$ /71	Р. Бад	-	1,38	2,23	0,03
94 ^Г /71	Гора Сурххох	-	2,90	0,40	0,08
96 ^Е /71	Правый борт р. Ардон, севернее пос. Бурон	-	1,90	0,10	0,03
	Средний состав	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
<u>Дайки - подводящие каналы покровных излияний дацитовых лав</u>					
40 ^Е /71	Месторождение Садон, горизонт 9	0,27	1,57	2,23	1,27
41 ^Б /71	Там же, горизонт 11	-	1,51	2,60	3,02
57	Там же, горизонт 7	0,17	-	-	-
56	Там же	0,17	-	-	-
58	"	0,07	-	-	-
63	Р. Садон, район пос. Галон	0,39	-	-	-
	Средний состав	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	Средний дацит СССР по С.П. Соловьеву (1970)	1,06	-	-	-
	Средний андезитодацит СССР по С.П. Соловьеву (1970)	1,30	-	-	-

П.п.п.	Сумма	e	c	b	S	f'
<u>Лавы Северной полосы обнажений формации</u>						
-	100,29	12,23	1,66	16,16	69,75	29,22
3,84	98,12	12,40	4,40	6,50	76,70	52,20
1,47	100,10	12,10	4,10	9,70	76,60	34,00
5,02	99,84	10,30	4,50	6,30	78,90	60,80
2,57	100,50	10,50	4,80	10,10	74,60	64,00
4,28	99,78	7,70	4,90	13,50	73,90	23,80
-	100,44	12,80	3,70	7,30	76,20	36,20
Не обн.	Не обн.					
<u>Лавы Южной полосы обнажений формации</u>						
-	99,67	11,81	4,82	2,59	80,78	44,44
-	100,14	13,93	2,02	13,31	70,69	37,37
-	99,54	12,59	3,11	7,40	76,90	49,53
-	100,04	13,69	0,96	10,94	74,38	26,34
Не обн.	Не обн.					
<u>Дайки - подводящие каналы покровных излияний дацитовых лав</u>						
-	100,40	10,42	3,49	4,75	81,37	61,76
-	100,50	12,65	2,56	10,59	74,20	44,96
3,36	98,44	10,10	4,30	13,10	72,60	28,70
4,58	100,92	10,20	4,20	10,90	74,70	37,00
2,81	98,73	11,10	3,70	8,00	77,20	34,80
5,72	99,17	9,10	5,10	8,90	75,80	42,30
Не обн.	Не обн.					
-	100,00	13,50	4,40	6,30	75,80	59,40
-	100,00	11,80	5,90	9,00	73,30	52,80

Таблица 5 (окончание)

№ образца	Место взятия образца	<i>m'</i>	<i>a'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
<u>Лавы Северной полосы обнажений формации</u>					
16/71	Р. Пазиудон, левый пригон р. Фиагдон	37,44	33,33	-	87,16
36	Верховья р. Садон	23,50	23,30	-	76,60
M-132	Месторождение Нижний Згяд	32,00	34,00	-	92,30
91	Р. Ход	30,00	9,20	-	63,00
37	Верховья р. Садон	15,20	20,80	-	74,60
63/423	Р. Ход	31,50	40,2	-	49,10
120/44	Средний состав	25,70	38,10	-	74,00
<u>Лавы Южной полосы обнажений формации</u>					
83 ^л /71	Левый борт р. Хуппара	30,55	25,00	-	52,43
$\frac{121}{22}$ /71	Р. Бад	37,87	24,74	-	95,67
94 ^г /71	Гора Сурххох	29,91	20,56	-	78,02
96 ^е /71	Правый борт р. Ардон, севернее пос. Бурон	23,95	51,49	-	73,92
	Средний состав				
<u>Дайки - подводящие каналы покровных излияний дацитовых лав</u>					
40 ^е /71	Месторождение Садон, горизонт 9	36,76	1,46	-	59,73
41 ^б /71	Там же, горизонт 11	30,20	-	24,83	86,51
57	Там же, горизонт 7	44,20	27,10	-	61,50
56	Там же	30,00	33,00	-	65,00
58	"	33,90	31,90	-	65,60
63	Р. Садон, район пос. Галон	44,90	13,00	-	66,70
	Средний состав				
	Средний дацит СССР по С.П. Соловьеву (1970)	39,50	-	1,10	70,00
	Средний андезитодацит СССР по С.П. Соловьеву (1970)	46,40	-	0,80	72,60

<i>t</i>	ϕ	<i>Q</i>	<i>a/c</i>	Литературный источник
<u>Лавы Северной полосы обнажений формации</u>				
0,76	4,52	13,58	7,37	Цветков, 1972 ₃
0,60	14,00	24,10	2,80	Материалы Е.В. Кравченко
0,70	0,50	29,50	2,30	То же
0,60	25,90	32,80	2,20	"
0,70	34,00	23,50	2,20	"
0,80	-	27,50	1,60	Материалы А.Г. Кузнецова
0,50	19,00	23,10	3,40	Л.П. Лебедев, 1950
<u>Лавы Южной полосы обнажений формации</u>				
0,89	-	33,12	2,45	Цветков, 1972 ₃
0,47	6,06	11,40	6,92	Там же
0,72	10,28	25,51	4,05	"
0,52	4,79	20,44	13,96	"
<u>Дайки – подводящие каналы покровных излияний дацитовых лав</u>				
0,34	26,46	38,38	2,98	Цветков, 1972 ₃
0,67	19,10	20,54	4,94	Там же
0,60	3,20	21,10	2,30	Материалы Е.В. Кравченко
0,50	8,90	24,90	2,50	То же
0,40	24,30	28,50	3,00	"
0,70	17,00	30,20	1,70	"
-	-	20,20	-	
-	-	17,10	-	

Таблица 6. Оптические свойства и состав плагиоклаза в дацитах Северной Осетии

Характеристика плагиоклаза	Максимальный угол симметричного погасания в зоне $\perp(010)$	Закон двойникования	Состав плагиоклаза
Гора Казатхох			
Вкрапленник, обр. 84 ^У /71			
таблитчатая форма, размер 0,90 мм	17	(010)	№ 29, олигоклаз
I генерация, размер 1,30 мм	19	(010)	№ 31, андезин
II генерация, таблитчатая форма, размер 0,20 мм	19,5	(010)	№ 32, андезин
III генерация из гломеропорфирового скопления, размер 0,80 мм	18	(001)	№ 30, андезин
Р. Гаинатдон			
Корродированный вкрапленник, I генерация, неправильная форма, размер 0,75 мм, обр. 74 ^Л /71	15,5	(010)	№ 27, олигоклаз
Вкрапленник, II генерация, неправильная форма, размер 0,40 мм	16	(010)	№ 28, олигоклаз
Обломок вкрапленника, неправильная форма, размер 0,15 мм	15,5	(010)	№ 27, олигоклаз

Плагиоклаз вкрапленников образует таблитчатые или неправильной формы зерна размером 0,2–2,5 мм. Он всегда сдвойникован в простые и полисинтетические двойники преимущественно по альбитовому и карлсбадскому законам. Во всех лавовых потоках плагиоклаз вкрапленников и микролитов представлен альбитом. В обломках дацитового состава из туфов удалось измерить первичный, неизмененный плагиоклаз состава олигоклаз–андезин (№ 27–32; табл. 6).

Роговая обманка и моноклинный пироксен диагностируются только по габитусу кристаллов. Длина их 0,2–0,5 мм. Для первого характерны ромбические сечения с углом между гранями ромба 56°, второй образует кристаллы с элементами граней призмы и пинакоида (характерны октаэдрические сечения). Трещинки спайности в моноклинном пироксене, фиксируемые мелкой рудной пылью, пересекаются под углом, близким к 90°. Бiotит встречается в виде удлиненных чешуек (0,2–1,2 мм). Минерал слабо-зеленого цвета и не плеохроирует. Вероятно, это переходный тип к гидробиотиту. Кварц (0,2–0,8 мм) присутствует в округлых зернах с низким двупреломлением. Рудные, аксессуарные и вторичные минералы дацитов имеют характеристики, аналогичные таковым в андезитах.

Кроме вторичных минералов из группы хлорита и карбоната, характерных для андезитов, в дацитах иногда встречаются цеолиты и анальцим. Цеолиты образуют лучистые агрегаты, состоящие из тонковолокнистых кристаллов (0,05–0,10 мм) с низким двупреломлением, и, вероятно, относятся к группе натролита. Анальцим (0,05–0,20 мм) присутствует в виде изотропных таблитчатых кристаллов.

Особенности минерального состава, микроструктур и измененность дацитовых лав. Северная полоса обнажений андезито–дацитовой формации. Многочисленные лавовые потоки дацитов на различных участках территории Северной Осетии в отношении минерального состава и структуры основной массы очень сходны.

Таблица 7. Количественно-минеральный состав дацитовых даек - подводных каналов излияний андезито-дацитовый формации

№ образца	Место взятия образца	Вкрапленники				Основная масса			
		плагноклаз	псевдоморфозы хлорита и карбоната по темноточечным минералам	кварц	рудные и аксессуарные	хлорит	серицит	карбонат	неизменная
40 ^e /71	Месторождение Садон, горизонт 9	13,73	0,15	3,25	0,43	1,15	-	6,12	75,17
41 ^b /71	Там же, горизонт 11	2,13	1,04	2,18	0,80	6,18	1,50	8,14	78,03
35 ^e /71	" горизонт 7	1,87	0,54	1,14	0,75	-	18,10	12,78	64,82
36 ^k /71	" штольня № 5-бис, 5 кваршлаг	12,18	0,93	3,65	1,10	-	-	-	82,14
36 ^y /71	Там же	6,20	0,70	2,50	0,85	4,18	2,15	23,16	60,26
9 ^o /72	Р. Ардон, правый борт, напротив пос. Мизур	1,02	0,10	0,50	0,20	2,14	32,16	-	63,88
	Средний состав	6,19	0,57	2,20	0,69	2,78	8,99	8,37	70,71

интенсивно развиты хлорит, карбонат и реже, но в значительных количествах – серицит. Химический состав этих пород приведен в табл. 2 и 5.

На основании тесной пространственной сопряженности дацитовых и андезитовых субинтрузивных тел и лавовых потоков соответствующего состава, а также общности петрографических особенностей их пород мы считаем первые подводными каналами излияний и комагматичными им.

Таким образом, подводя итог изложенному материалу по петрологии андезито-дацитовой формации, можно отметить следующее.

1. Несмотря на широкое площадное распространение, в петрографическом отношении излившиеся ее члены довольно однообразны: альбитизированные андезиты, дациты и их переходные разности. Это обусловлено, вероятно, единством источника магмы всех излияний и выбросов пирокластике.

2. Для восточного района Северной Осетии в первые фазы мезозойской магматической деятельности отмечается преобладание излияний дацитовых, а в последние – андезитовых лав (антидромная последовательность). В западном районе дацитовые лавы практически отсутствуют, а андезитовые закономерно чередуются с пирокластическими и вулканогенно-осадочными породами.

3. Учитывая схожесть минерального состава и химизма дацитовых даек и лавовых потоков, их структурную сопряженность и одинаковую степень изменения пород, мы считаем их комагматичными. С нашей точки зрения, это подводные каналы покровных излияний, сконцентрированные вблизи вулканических центров, в настоящее время денудированных.

4. Андезиты и дациты северной и южной полос обнажений андезито-дацитовой формации по совокупности геологических и минералого-петрографических особенностей являются сингенетичными образованиями. Большая степень измененности пород южной полосы, вероятно, объясняется воздействием гидротерм верхнеплиоценовых "неоинтрузий", расположенных на небольшом удалении от эффузивов.

5. Преобладание перемытого вулканогенно-осадочного, ритмически-слоистого материала в западном районе и почти полное отсутствие его в восточном свидетельствуют о большей высокогорности последнего. Излияние лав здесь повсеместно происходило в континентальных условиях. Вулканические центры в настоящее время денудированы.

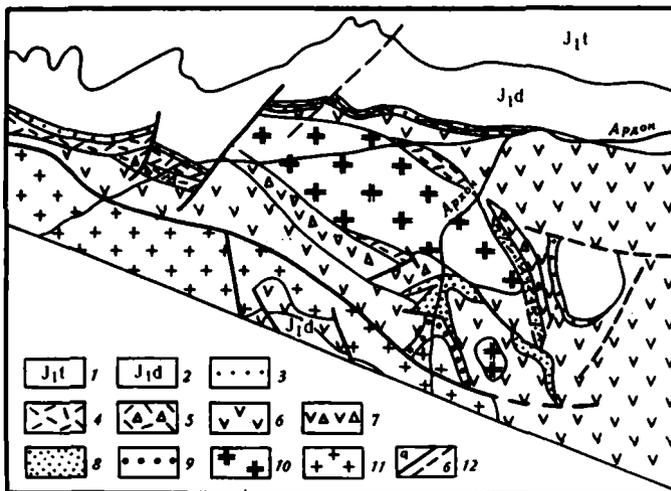
ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Геология магматических тел

Формация гранодиорит-порфиров Северной Осетии в геологической литературе по Центральному Кавказу ранее не выделялась. Слагающие ее горные породы описывались вместе с образованиями андезито-дацитовой формации под названием "порфиритов", "кератофиров" и "альбитофиров". Указания на присутствие в Северной Осетии интрузивных гранодиорит-порфиров содержатся в работах Н.А. Савченко (1970), Г.Д. Афанасьева и др. (1971). Геология, петрология и возрастное положение интрузивных тел, объединенных в формацию гранодиорит-порфиров, впервые приведены в работе автора (Цветков, 1972₃).

Гранодиорит-порфирная формация распространена в бассейне р. Ардон в пределах осевой части Садоно-Унальской антиклинали. Слагающие ее породы образуют sill- и штокоподобные тела и дайки, концентрирующиеся наиболее часто в гранитоидах верхнего палеозоя и реже в породах андезито-дацитовой формации.

Наиболее крупная интрузия гранодиорит-порфиров (площадь около 0,6 км²;) обнажается на обоих берегах р. Архон, в ее нижнем течении, и на обоих берегах р. Ардон, между пос. Мизур и устьем р. Архон (фиг. 8). Интрузия имеет форму крупного sill со столбчатой отдельностью в центральной части. Вмещающие породы – андезитовые лавы, лавовые брекчи, туфы и туфопесчаники андезито-дацитовой формации. Заметно выражено изгибание слоев



Фиг. 8. Схема размещения интрузии гранодиорит-порфиров в приустьевой части р. Ардон и в бассейне р. Ардон. Составил А.А. Цветков на основании личных наблюдений с использованием материалов геологических съемок СКГУ

1-2 - песчано-глинистые породы: 1 - гоарского яруса, 2 - домерского яруса; 3 - конгломераты с галькой андезитов в кровле андезито-дацитово-формации; 4 - литокристаллокластические туфы; 5 - туффобрекчии; 6 - андезитовые лавы; 7 - андезитовые лавовые брекчии; 8 - песчаники; 9 - конгломераты и гравелиты базального горизонта андезито-дацитово-формации; 10 - интрузия гранодиорит-порфиров; 11 - гранитоиды верхнего палеозоя; 12 - тектонические границы: а - достоверные, б - предполагаемые

нижне- и среднеюрских песчаников, окружающих интрузию гранодиорит-порфиров, вызванное ее внедрением.

Наиболее детально контакт гранодиорит-порфиров с вмещающими породами изучен на правом берегу р. Ардон, в 500 м от устья. Здесь хорошо раскристаллизованные гранодиорит-порфиры с крупными вкрапленниками плагиоклаза и биотита прорывают туфопесчаники андезито-дацитово-формации мощностью 5 м, выше которых залегают лавовые брекчии андезитов. Контакт сваренный, туфопесчаники вблизи него осветлены и ороговикованы на расстоянии 8-10 см. Контакт извилистый. В западной части интрузия гранодиорит-порфиров срезается разломом северо-восточного направления. С юга она прорывает андезитовые лавовые брекчии и в отдельных местах фиолетовые туфы.

Другое крупное интрузивное тело гранодиорит-порфиров, залегающее в верхнепалеозойских гранитоидах в районе полиметаллического рудника Холст, неоднократно изучалось геологами (Варданянц, 1935; А.П. Лебедев, 1950; Кравченко, 1966 и др.). Интрузия имеет в плане неправильную форму, с запада срезается разломом северо-восточного направления и занимает площадь около 0,3 км². В приконтактных частях гранодиорит-порфиры содержат много ксенолитов гранитов от микроскопических (наиболее часто) до 1-3 см в поперечнике. Нередко попадаются почти нацело ассимилированные ксенолиты с расплывчатыми нечеткими контурами.

В пределах верхнепалеозойского Холстинского гранитного массива встречаются несколько даек, сложенных гранодиорит-порфирами. Простираются преимущественно северо-восточное, падение близко к вертикальному, мощность 5-10 м.

На правом берегу р. Унал, в кристаллических сланцах протерозоя - нижнего палеозоя, также присутствуют дайки гранодиорит-порфиров с аналогичными элементами залегания, мощность их 5-15 м.

Интрузия гранодиорит-порфиров площадью около 0,25 км², имеющая форму штока, несколько удлиненного в широтном направлении, обнажается в бассейне р. Ход (левого притока р. Садон), где прорывает дацитовые лавы андезит-дацитовой формации. В центральных частях штока гранодиорит-порфиры имеют столбчатую отдельность.

Небольшое штокообразное тело гранодиорит-порфиров (площадью около 0,16 км²) прорывает туфы и дацитовые лавы на восточных склонах горы Аллардыраг. В зоне контакта гранодиорит-порфиров с вмещающими породами широко распространены карбонатные прожилки.

На правом берегу р. Ардон, в районе р. Цус и пос. Мизур, обнажается серия гранодиорит-порфировых даек, прорывающих верхнепалеозойские граниты. Все они имеют северо-восточное простирание, близкое к вертикальному падению, мощности их 5-20 м.

В пределах южной полосы распространения андезит-дацитовой формации, на северном склоне горы Сурххох, небольшой силл гранодиорит-порфиров (мощностью около 7 м) внедрился по контакту андезитовых лав с перекрывающими их глинистыми сланцами нижней юры (см. Табл. II, 6). Характер контакта очень извилистый, в приконтактной части гранодиорит-порфиров много захваченных и частично ассимилированных ксенолитов глинистых сланцев. В зоне контакта широко развиты кварцевые прожилки мощностью 2-5 см, распространяющиеся и в гранодиорит-порфиры, и в глинистые сланцы.

Гранодиорит-порфировые дайки и интрузивные тела встречены также в выработках месторождения Садон на горизонтах 7, 9, 11, где они вертикально залегают в верхнепалеозойских гранитах и имеют мощность 8-10 м. На горизонте 7 автором наблюдалось прорывание дайкой гранодиорит-порфиров (мощностью 7 м) дайки - подводящего канала дацитового состава мощностью около 20 м. Характер контакта извилистый, вблизи него гранодиорит-порфиры хуже раскристаллизованы. На контактах гранодиорит-порфировых интрузивных тел с гранитами верхнего палеозоя нередко образуются зоны брекчий (мощностью 20-40 см), состоящих из обломков гранитов, сцементированных гранодиорит-порфиром.

Большое число маломощных дацитовых интрузивных тел и даек, прорывающих верхнепалеозойские граниты в районе полиметаллических месторождений Згид, Садон, Нузал, Мизур, показываемых на современных геологических картах и относимых к числу подводящих каналов покровных излияний (Пламеневский, 1923; Скаковский, 1931; Варданянц, 1935; А.П. Лебедев, 1950 и др.) ниже-среднеплейстоценового возраста, вполне вероятно, являются на самом деле производными гранитоидного расплава, давшего начало формации гранодиорит-порфиров, и образовались позднее.

На горизонте 5 месторождения Садон было осмотрено описанное ранее Г.А. Кобилевым и А.Г. Кузнецовым (1969) мощное тело эруптивных брекчий, залегающее в гранитоидах верхнего палеозоя. Брекчии состоят из обломков дацитов, гранитов, кристаллических сланцев и кварцитов, сцементированных гранодиоритовым веществом. Видимая мощность этого тела по горизонту 5 - около 250 м. Контакты с вмещающими гранитами очень неровные. Азимут падения тела: юго-запад 220°, углы падения 70-80°. Наблюдаются апофизы брекчий в граниты. Г.А. Кобилев и А.Г. Кузнецов указывают на следующие особенности строения тела эруптивных брекчий: 1) увеличение средних размеров обломков от центра к краевым частям тела; 2) распространенность на периферии обломков неправильной формы, в центральной части - овальных и шарообразных; 3) преобладание в краевых частях обломков гранитоидов, в центральной - дацитов; 4) увеличение количества цемента по направлению к центру тела.

Наиболее крупные обломки, как правило, гранитного состава, округлой или изометричной формы. Более мелкие - гранитного и дацитового состава, неправильной, угловатой формы. Отдельные гранитные обломки достигают в поперечнике 2 м; форма их шарообразная. Периферическая часть шаров представляет собой рыхлую, сильно ожелезненную корку толщиной 2-3 см. Иногда

наиболее мелкие обломки частично ассимилированы цементирующим дацитовым веществом. Наблюдается ориентация длинных осей продолговатых обломков в направлении внедрения породы (см. Табл. II, *в* - *г*). Обломки кристаллических сланцев и кварцитов обычно мелкие (2-3 см), округлой формы и встречаются редко.

Подобные же эруптивные брекчии пересекаются штольнями, пройденными в правом борту р. Ардон (в 500-600 м к северо-востоку от устья р. Архон) и, вероятно, связаны с крупным интрузивом гранодиорит-порфиров в районе последней.

Генезис эруптивных брекчий связан, по нашему мнению, с серией взрывов-выбросов магмы по трещинам в процессе продвижения магматической колонны к дневной поверхности, и они представляют собой гипабиссальные образования.

Аналогичные породы неоднократно описывались в литературе для других областей Кавказа (Афанасьев, Борсук, 1959; Короновский, Милановский, 1961; Борсук, 1963, 1966; Борсук, Масуренков, 1964; Борсук, Кондаков, 1969), а также для многих районов СССР

Петрография гранодиорит-порфиров

Гранодиорит-порфиры представляют собой массивные породы зеленого, темно-серого и фиолетового цветов с порфировой структурой. В породе макроскопически заметны отдельные крупные вкрапленники плагиоклаза и кварца, погруженные в афанитовый базис.

Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз, кали-натриевый полевой шпат, роговая обманка и моноклинный пироксен (последние два минерала диагностируются лишь по габитусу кристаллов из-за полного замещения их вторичными минералами), гидробютит и кварц (табл. 8). В зависимости от фациального положения гранодиорит-порфиров (центральная часть интрузива, зона эндоконтакта) их основная масса полностью раскристаллизована либо имеет микролитовую, фельзитовую и микропоякситовую структуру. Среди микролитов присутствуют плагиоклаз и мелкие зерна роговой обманки. Главнейшие акцессорные минералы - циркон, апатит и сфен; рудные - магнетит, пирит, ильменит и рутил. Вторичные минералы - альбит (полностью или частично замещающий плагиоклаз), хлорит, карбонат, эпидот, серицит. Химический состав гранодиорит-порфиров приведен в табл. 9.

Плагиоклаз во вкрапленниках всех структурных разновидностей гранодиорит-порфиров представлен широкотаблитчатыми, таблитчатыми и неправильной формы индивидами размером 0,2-3,0 мм.

В породах с микролитовой структурой зерна и микролиты плагиоклаза (0,1-0,2 мм и менее) имеют удлиненную форму. Обычно плагиоклаз сдвойникован в полисинтетические или в простые двойники по альбитовому и карлсбадскому законам. Индивиды двойников часто довольно широкие и неясно очерченные. В наиболее крупнозернистых разновидностях гранодиорит-порфиров некоторые вкрапленники не обладают двойникованием и при прокрашивании кобальтинитритом натрия (Кигай, 1966) приобретают интенсивно-желтый цвет, что свидетельствует о присутствии в них калия. Однако определение оптических констант такого калиевого или, скорее, кали-натриевого полевого шпата невозможно из-за его сильной измененности. Оптические свойства и состав плагиоклаза вкрапленников, определенные для различных структурных разновидностей гранодиорит-порфиров на столике Федорова, свидетельствуют о том, что он относится к ряду альбита (№ 0-5) с упорядоченной или близкой к упорядоченной структурой (0,7-1,0). Плагиоклаз микролитов также представлен альбитом¹.

Роговая обманка и моноклинный пироксен (0,2-0,4 мм) начело замещены вторичными минералами группы хлорита и карбонатом, в связи с чем диаг-

¹ Состав микролитов определен по методу максимального симметричного погасания в зоне 1010.

ностируются по характерным для них формам зерен. Гидробиотит¹ (0,3–0,2 мм) встречается в виде рыхлых чешуек, иногда с заметным плеохроизмом в слабо-коричневых тонах. Кварц (0–2,0 мм) присутствует во всех типах гранодиорит-порфиров, имеет округлую и овальную форму, реже обладает четкими границами.

Циркон (0,02–0,05 мм) наблюдается в виде удлиненно-призматических зерен.

Апатит (0,06–0,1 мм) образует столбчатые кристаллы бледно-коричневого цвета, слабо плеохроизирующие в буроватых тонах. Для сфена характерны мелкие (0,1 мм и менее) клиновидные или неправильной формы зерна зеленовато-серого цвета с высоким двупреломлением. Магнетит (0,05–0,2 мм) распространен в мелких округлых и изометричных зернах. Пирит (0,15–0,20 мм) присутствует в виде индивидов неправильной, реже правильной кубической формы. Ильменит (0,08–0,1 мм) наблюдается в удлиненных и пластинчатых, хорошо образованных кристаллах, реже в виде бесформенных зерен. Иногда отмечаются скелетные формы роста. Рутил (0,08–0,09 мм) встречается в виде тончайших игольчатых кристаллов с высоким двупреломлением. Для хлорита характерны мелкие и тонкие чешуйки размером 0,05–0,06 мм. Для него типичен плеохроизм: по *Ng* – желтовато-зеленый, по *Np* – бесцветный либо слабо-зеленый. Двупреломление около 0,02. Судя по аномальным цветам интерференции, хлорит относится к группе пеннина. Серицит встречается в тонкочешуйчатых агрегатах с высоким двупреломлением. Эпидот (0,02–0,08 мм) образует удлиненно-таблитчатые кристаллы.

Особенности минерального состава, микроструктур и измененность гранодиорит-порфиров. Рассматривая особенности минерального состава гранодиорит-порфиров, можно установить, что среди вкрапленников существенно преобладает плагиоклаз, представленный двумя генерациями (табл. 10). Кристаллы плагиоклаза I генерации наиболее крупные (2,0–3,0 мм), широко-таблитчатой и неправильной формы; они составляют 10–15% общего количества вкрапленников плагиоклаза. Зерна его обычно мутные, содержат значительные количества микровключений девитрифицированного стекла (размером 0,01–0,05 мм), расположенные в большинстве случаев параллельно зонам роста кристаллов, и мелких зернышек апатита. Нередко зерна плагиоклаза носят следы магматической резорбции. Плагиоклаз I генерации часто серицитизирован и карбонатизирован, нередко его индивиды пересекают тонкие прожилки серицитового состава, а по поверхности неравномерно расположены мелкие пятна мелкочешуйчатого зеленого хлорита. Судя по крупным размерам и сильной измененности плагиоклаза I генерации, можно предположить его ксеногенное происхождение.

Кристаллы плагиоклаза II генерации, вероятно, собственно магматического происхождения (0,2–1,5, иногда 2,5–3,0 мм), таблитчатой и неправильной формы; они составляют обычно 80–90% общего количества вкрапленников плагиоклаза. Они чаще всего совершенно прозрачные, без включений девитрифицированного стекла и резорбированы значительно слабее плагиоклаза I генерации. Их изменения выражаются обычно в незначительной карбонатизации и хлоритизации.

Вкрапленники плагиоклаза II генерации в гранодиорит-порфирах распределены, как правило, равномерно, а I генерации – образуютglomeroporфировые скопления из 3–4, реже большего числа зерен в ассоциации с чешуйками гидробиотита. К III генерации плагиоклаза относятся микролиты основной массы.

Роговая обманка, моноклинный пироксен, гидробиотит и кварц в количественном отношении составляют меньшую часть общего количества вкрапленников и обычно равномерно распределены по объему породы. Роговая обманка

¹ Основанием для отнесения этого минерала к гидробиотиту послужили очень слабая коричневая окраска (почти бесцветный) и значительная измененность, которая охарактеризована ниже. В связи с последним обстоятельством можно высказать предположение о его ксеногенном происхождении.

Таблица 8. Количественно-минеральный состав пород гранодиорит-порфир

№ образца	Место взятия образца	Вкрапленники		
		плагио- клас	псевдомор- фозы хлори- та и кар- боната по роговой обманке и моноклин- ному пи- роксену	биотит
$\frac{126}{1}/71$	Правый борт р.Архон	33,50	1,30	1,29
35 ^H /71	Месторождение Садон, горизонт 7	18,93	1,02	0,50
35 ^M /71	Там же, штольня № 5-бис, квершлаг 5	15,18	-	-
36 ^П /72	Там же	24,27	0,82	1,51
$\frac{123}{6}/71$	"	45,74	0,93	0,53
$\frac{123}{3}/71$	Месторождение Холст	19,68	3,32	0,23
98 ^K /71	Левый борт р.Архон	25,15	7,78	1,27
98 ^П /71	Там же	31,18	5,29	1,10
43 ^C /71	Р.Ход	22,75	7,15	0,86
	Средний состав	26,26	3,07	0,81
	Гранодиорит-порфиры Кубано- Маринского междуречья, центральные части интрузивов, среднее из 18 анализов (Кон- даков, 1974)	25,47	3,99	2,40
	Гранодиорит-порфиры Западного Кавказа, краевые фаши мел- ких дайкообразных тел, среднее из 4 анализов (Борсук, 1963)	20,30	-	Оч. мало
	То же, центральные части интрузивов, среднее из 11 анализов	25,05	-	Мало

полностью замещена хлоритом, в меньшей степени - карбонатом и эпидотом. Чешуйки гидробиотита очень часто хлоритизированы, серицитизированы, карбонатизированы и относительно обогащены рудным веществом (см. Табл. III, а). Нередко по трещинкам в зернах гидробиотита развиты кварцевые микропрожилки.

Кварц гранодиорит-порфиров по морфологии зерен и характеру включений разделяется на ксеногенный и магматический, равномерно распределенные по объему породы (табл. 11).

Вкрапленники		Основная масса			
рудные и акцессорные	кварц	хлорит	серцит	карбонат	неизменная
0,40	2,74	17,50	-	5,14	38,13
0,51	2,13	5,14	18,73	7,16	45,88
0,38	2,03	7,29	12,11	20,11	42,90
1,03	2,54	7,90	13,66	11,03	37,24
1,18	6,13	8,67	6,23	5,10	25,49
0,93	2,17	5,33	5,19	4,88	58,27
0,15	3,08	8,15	3,63	28,97	21,82
1,23	2,15	5,83	4,65	-	48,57
3,13	3,12	10,80	2,98	6,58	43,25
0,99	2,89	8,44	7,46	9,89	40,17
1,19	3,18	-	63,77	-	-
-	5,75	-	73,95	-	-
-	10,62	-	64,33	-	-

Ксеногенный кварц мутный из-за присутствия в его кристаллах твердых и жидких включений. Имеет продолговатую, изометричную и округлую форму со сглаженными углами (см. Табл. II, d). Размеры зерен 0,15-0,40 мм. Характерной особенностью этого типа кварца является одновременное, мозаичное погасание разных участков зерен. Поверхность ксеногенного кварца часто покрыта густой сетью царапин и микротрещин, образовавшихся, видимо, в результате длительной транспортировки. Магматическая резорбция крайне незначительная и проявилась лишь в частичном оплавлении и сглаживании

Таблица 9. Химический состав гиабиссальных интрузивов гранодиорит

№ образца	Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
35 ^М /71	Месторождение Садон, горизонт 7	63,45	0,58	14,85	2,31
36 ^Л /71	Там же, штольня № 5-бис	63,76	0,48	13,74	1,50
35 ^Н /71	Там же, горизонт 7	73,22	0,27	12,83	0,62
70/413	Там же, горизонт 7, 46 м от устья новой обходки Мизурской штольни	61,10	0,95	16,80	1,16
38/372	Там же, горизонт 9	61,61	0,37	14,22	2,00
643 АГ	Месторождение Мизур, Мизурская штольня	66,10	0,50	14,30	0,57
$\frac{123}{6}$ /71	Месторождение Холст	64,35	0,74	16,32	1,82
П116	Там же	63,94	0,58	17,24	0,91
П117	"	63,02	0,56	16,50	1,02
П21	Р.Урсдон, правый приток р.Садон	64,22	0,51	18,43	1,09
П71	Р.Ардон (устье р.Цус)	69,62	0,41	14,16	0,65
30 ^М /71	Левый борт р.Ардон, в 1,0 км к югу от устья р.Архон	69,20	0,36	14,11	0,79
	Средний арифметический состав гранодиорит-порфиров Северной Осетии	65,30	0,50	15,30	1,20
	Средний химический состав гранодиорит-порфиров диорит-гранитоидного комплекса Кубано-Малжинского междуречья по Л.А.Кондакову (1974)	65,25	0,40	15,46	1,30
	Средний химический состав (по 2 ан.) гранодиорит-порфиров Западного Кавказа по А.М. Борсуку (1963)	66,17	0,54	13,57	2,07
	Средний химический состав гранодиорит-порфиров СССР по С.П. Соловьеву (1970)	65,93	0,43	15,98	1,50

Аналитики: Е.И. Ломейко, Е.М. Нактинас, О.Г. Унанова (ИГЕМ АН СССР).

-порфи́ров Северной Осети́и (в вес.%)

FeC	MnC	MgC	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
2,50	0,15	1,95	2,56	3,68	2,88	-
2,11	0,07	1,38	5,31	2,25	2,75	-
1,25	0,03	0,72	1,60	3,83	3,20	0,04
3,23	0,05	1,90	3,07	2,34	2,20	0,16
3,27	0,09	1,84	5,72	2,42	1,74	0,10
2,34	0,19	1,18	4,04	3,85	3,15	0,15
2,38	0,14	3,23	0,93	4,40	3,16	0,19
3,19	0,18	3,15	1,40	3,40	3,52	0,22
3,56	0,14	3,40	2,15	3,16	3,52	0,22
2,68	0,08	2,77	1,33	2,99	2,80	0,15
1,81	0,08	1,19	2,16	2,64	3,49	0,11
1,67	0,05	0,81	3,43	4,13	1,99	-
2,49	0,10	1,96	2,81	3,26	2,87	Не обн.
2,01	0,09	1,15	3,75	3,91	1,80	'
3,58	0,10	1,37	2,77	3,67 (по 5 анал.)	3,14 (по 5 анал.)	'
2,66	0,10	1,65	3,33	3,59	3,37	0,20

Таблица 9 (продолжение)

№ образца	Место взятия образца	Cl	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
35 ^М /71	Месторождение Садон, горизонт 7	0,07	1,97	0,29	2,14
36 ^Л /71	Там же, штольня № 5-бис	Не обн.	0,97	0,40	1,75
35 ^Н /71	Там же, горизонт 7	"	0,45	0,02	1,12
70/413	Там же, горизонт 7, 46 м от устья новой обходки Мизурской штольни	"	1,40	-	2,54
38/372	Там же, горизонт 9	"	1,09	-	2,15
643 АГ	Месторождение Мизур, Мизурская штольня	"	-	0,14	-
$\frac{123}{6}$ /71	Месторождение Холст	"	0,11	0,04	2,41
П116	Там же	-	-	0,30	2,38
П117	"	Не обн.	-	0,18	1,75
П21	Р.Урсдон, правый приток р.Садон	"	-	0,34	1,26
П71	Р.Ардон (устье р.Цус)	"	-	0,20	1,42
30 ^М /71	Левый борт р.Ардон, в 1,0 км к югу от устья р.Архон	0,06	0,01	0,39	1,56
	Средний арифметический состав гранодиорит-порфиоров Северной Осетии	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	Средний химический состав гранодиорит-порфиоров диорит-гранитоидного комплекса Кубано-Малкинского междуречья по Л.А.Кондакову (1974)	"	"	"	"
	Средний химический состав (по 2 ан.) гранодиорит-порфиоров Западного Кавказа по А.М. Борсуку (1963)	"	"	0,64	2,10
	Средний химический состав гранодиорит-порфиоров СССР по С.П. Соловьеву (1970)	"	"	1,26	

CO ₂	Сумма	a	c	b	s	f'
0,85	100,23	12,80	3,22	9,68	76,20	48,20
3,90	100,37	9,53	5,02	7,85	77,60	44,50
1,24	100,44	12,80	1,95	2,96	82,50	56,80
3,05	99,95	8,58	3,83	14,65	72,80	28,50
3,40	100,02	8,35	6,01	9,96	75,70	51,50
-	100,05	13,23	3,08	6,93	76,50	43,00
0,19	100,48	7,86	1,15	15,20	75,90	25,90
-	100,41	12,08	1,64	15,89	70,50	24,00
1,25	100,43	11,80	2,54	14,70	71,00	28,80
1,00	99,55	10,10	1,50	18,10	70,20	18,35
2,46	100,40	10,85	2,66	7,10	79,50	32,70
1,84	100,51	12,05	3,53	4,36	80,06	52,38
Не обн.	Не обн.	10,83	3,01	10,61	75,70	37,92
'	'	11,57	4,73	6,67	77,03	64,55
0,38	100,10	11,37	1,86	10,99	75,77	47,72
	100,00	12,80	4,00	7,40	75,80	52,40

Таблица 9 (окончание)

№ образца	Место взятия образца	т'	а'	с'	п
35 ^М /71	Месторождение Садон, горизонт 7	35,50	16,30	-	66,10
36 ^Л /71	Там же, штольня № 5-бис	31,40	-	24,10	55,00
35 ^Н /71	Там же, горизонт 7	38,60	45,65	-	64,30
70/413	Там же, горизонт 7, 46 м от устья новой обходки Мизурской штольни	22,70	48,80	-	62,00
38/372	Там же, горизонт 9	33,80	-	14,64	63,50
643 АГ	Месторождение Мизур, Мизурская штольня	30,00	-	27,50	64,80
$\frac{123}{6}$ /71	Месторождение Холст	37,00	37,00	-	127,00
П116	Там же	32,20	6,90	-	59,70
П117	"	38,40	32,90	-	57,90
П21	Р.Урсдон, правый приток р.Садон	24,50	57,30	-	61,40
П71	Р.Ардон (устье р.Цус)	28,80	38,50	-	53,50
30 ^М /71	Левый борт р.Ардон в 1,0 км к югу от устья р.Архон	31,74	-	15,87	75,86
	Средний арифметический состав гранодиорит-порфиров Северной Осетии	32,05	24,22	-	68,00
	Средний химический состав гранодиорит-порфиров диорит-гранитоидного комплекса Кубано-Малкинского междуречья по Л.А.Кондакову (1974)	30,15	5,29	-	76,82
	Средний химический состав (по 2 ан.) гранодиорит-порфиров Западного Кавказа по А.М. Борсуку (1963)	23,97	28,36	-	69,88
	Средний химический состав гранодиорит-порфиров СССР по С.П. Соловьеву (1970)	38,30	-	-	-

t	ϕ	Q	a/c	Литературный источник
0,66	20,80	21,68	3,98	Цветков, 1972 ₂
0,60	16,65	31,12	1,90	Там же
0,33	18,20	31,24	6,56	'
1,17	6,77	24,75	2,24	Материалы А.Г. Кузнецова
0,37	17,70	32,67	1,39	То же
0,55	8,00	23,72	4,32	А.П. Лебедев, 1950
0,83	10,20	34,92	6,83	Цветков, 1972 ₃
0,75	4,95	25,09	7,36	Материалы Е.В. Кравченко
0,76	5,48	15,82	4,64	То же
0,56	5,04	18,80	6,73	'
0,43	7,71	34,53	4,08	'
0,39	15,87	32,49	3,41	Цветков, 1972 ₃
0,62	11,45	27,74	4,45	
0,46	16,93	25,19	2,44	
0,65	16,79	26,93	6,11	
-	-	-	3,20	

Таблица 10. Оптические свойства и состав плагиоклаза гранодиорит-

№ образца	Место взятия образца	Характеристика вкрапленника плагиоклаза (в скобках размер зерна, мм)
<u>Центральная часть интрузивного тела</u>		
28 ³ /69	Правый борт р. Архон, в 800 м от устья	I генерация (2,0)
28 ³ /69	Там же	То же (1,8)
24 ⁶ /69	"	" (1,3)
$\frac{7}{4}$ /72	Правый борт р. Архон, в 1,5 км вверх по течению от устья р. Архон	" (3,5)
$\frac{7}{4}$ /72	Там же	" (2,0)
$\frac{7}{4}$ /72	"	" (1,5)
$\frac{7}{4}$ /72	"	II генерация (0,3)
$\frac{123}{3}$ /71	Месторождение Холст, балка Наждыдаг	I генерация (2,8)
$\frac{123}{3}$ /71	Там же	То же (3,0)
<u>Центральная часть дайки мощностью 7 м</u>		
35 ^H /71	Месторождение Садон, горизонт 7	То же (1,5)
35 ^H /71	Там же	" (> 3,0)
<u>Центральная часть дайки мощностью 5 м</u>		
36 ^L /71	"	I генерация (3,0)
36 ^L /71	"	II генерация (0,25)

граней кристаллов. Вероятно, ксеногенный кварц вынесен поднимающимся расплавом из пород палеозойского кристаллического фундамента.

Твердые включения присутствуют в сравнительно небольших количествах, обычно вблизи краев зерен кварца. Они представлены кристалликами биотита, апатита, магнетита и рутила.

Биотит (0,01-0,02 мм) образует тонкие чешуйки и лепестки, диагностируемые по высокому двупреломлению и спайности. Апатит развит в виде длинных, столбчатых кристаллов (0,01 мм по длинной оси). Для магнетита характерны округлые и изометричные зерна размером 0,01 мм и менее, непрозрачные в проходящем свете. Рутил (0,01 мм и менее) встречается в виде тонких иголочек с высоким двупреломлением.

Наиболее широко распространены газово-жидкие включения. Обычно они имеют округлую, грушевидную, коленчатую форму и размеры 0,01 мм и менее. Большинство этих включений обычно закономерно ориентированы вдоль мик-

N_g	N_p	N_m	Закон двой- нирования	Состав плагиокла- за и степень упо- рядоченности
<u>Центральная часть интрузивного тела</u>				
73	86	18	(001)	№ 1 (1,0)
72	81	19	(001)	№ 3 (0,7)
77	87	13	(001)	№ 2 (1,0)
72	89	13	(001)	№ 0 (1,0)
78,5	86,5	18	(001)	№ 5 (1,0)
74,5	84	17	(001)	№ 2 (1,0)
71	84,4	19	(001)	№ 0 (0,8)
72	80	18	(001)	№ 1 (0,7)
74	81	18	(001)	№ 2 (0,9)
<u>Центральная часть дайки мощностью 7 м</u>				
76	85	15	(001)	№ 2 (1,0)
75	82	17	(001)	№ 5 (1,0)
<u>Центральная часть дайки мощностью 5 м</u>				
74	86	15	(001)	№ 0 (1,0)
73	81	17	(001)	№ 3 (0,8)

ротрещин в кристаллах кварца и представляют собой явно вторичные образова-
ния, меньшая часть – беспорядочно распределена по объему кристалла и, ви-
димно, имеет первичное происхождение.

Магматический кварц характеризуется самой разнообразной формой и раз-
мерами. Наиболее часто встречаются индивиды овальной или округлой формы
с интенсивно оплавленными краями. Максимальные размеры таких вкраплен-
ников достигают 1,5–2,0 мм. Они часто резорбированы основной массой с
образованием глубоких “заливов” грушевидных очертаний (см. Табл. II, e)¹.

Этот кварц нередко разбит трещинами, которые в дальнейшем были запол-
нены вторичными минералами группы хлорита и серицитом. Менее распрост-

¹ Как считает Г.Г. Леммлейн (1930, 1932), вполне вероятно, что глубокие
“заливы” основной массы в зерне магматического кварца гранодиорит-пор-
фиры возникли в результате не резорбции, а скелетных форм роста кварца.

Таблица 11. Типы кварца и включений в нем в гранодиорит-порфирах

Тип кварца	Форма зерен	Размер зерен, мм	Содержание (от общего количества кварца), %	Включения		
				твердые		
				состав	форма	размер, мм
Магматический	Овальная, округлая, неправильная, хорошо ограненные кристаллы	0,3-3,0	90,0-95,0	Биотит	Тонкие чешуйки	0,01-0,02
				Магнетит	Округлая, изометричная	0,01 и менее
				Апатит Рутил	Столбчатая Игольчатая	Менее 0,01
Ксеногенный	Продолговатая, изометричная, округлая	0,1-0,4	5-10	Биотит	Чешуйчатая	
				Апатит	Столбчатая	0,01 и менее
				Магнетит	Изометричная	

ранены зерна со сравнительно правильными кристаллографическими очертаниями, размером 0,3-0,7 мм. Магматический кварц обычно слабо оплавлен и не носит следов интенсивной резорбции расплавом, хотя наблюдаются отдельные бухтообразные "залиты" основной массы. Кроме двух описанных выше типоморфных разновидностей магматического кварца в гранодиорит-порфирах присутствует много индивидов с промежуточными характеристиками.

В магматическом кварце встречены включения четырех типов: твердые, затвердевшие, газовой-жидкие и газовые. Твердые включения представлены мелкими (0,02 мм и менее) кристалликами биотита, апатита, магнетита и рутила. Форма и размеры этих включений идентичны таковым в ксеногенном кварце. Распространены по объему кристалла обычно равномерно, однако количество их невелико. Оптические свойства и диагностические признаки минералов-включений аналогичны описанным выше.

Затвердевшие включения (0,10-0,15 мм) встречаются в большом количестве. Форма их, как правило, округло-продолговатая и овальная. Эти включения первичные, они представляют собой продукты раскристаллизации захваченных капелек стекла. Расположены параллельно зонам роста кристаллов, чаще бессистемно по всему объему зерен.

Газовой-жидкие включения мелкие (менее 0,01 мм), округлой формы. Обычно образуют роевидные скопления и беспорядочно распространены по объему зерен кварца (первичные включения). Раже они развиты параллельно зонам микротрещиноватости (вторичные включения).

Включения

затвердевшие			газово-жидкие		газовые	
состав	форма	размер, мм	форма	размер, мм	форма	размер, мм
Продукты раскристаллизации стекла	Округлая, продолговатая, овальная	0,10- 0,15	Овальная, округлая, грушевидная, коленчатая	Менее 0,01	Округлая, неправильная, распльвчатая	Менее 0,01

Округлая, Менее
груше- 0,01
видная,
колен-
чатая,
оваль-
ная

Газовые включения (менее 0,01 мм) отмечаются в единичных случаях, обычно с распльвчатыми очертаниями. Чаще всего они находятся в центральных частях зерен кварца и не связаны с микротрещиноватостью и другими нарушениями, поэтому вопрос о первичности или вторичности этих включений не может быть решен. При включенном анализаторе газовые включения имеют черный цвет, так как заполнены, вероятно, сухим газом, не поляризующим свет.

Главнейшие акцессорные (циркон, апатит и сфен) рудные (магнетит, пирит, ильменит, рутил) минералы гранодиорит-порфиров обычно распределены по объему породы равномерно, иногда встречаются в виде включений во вкраплениях.

Основная масса гранодиорит-порфиров в зависимости от мощности интрузивного тела и фациального положения либо нацело раскристаллизована, либо обладает микролитовой или фельзитовой и микропйклитовой структурой. Полностью раскристаллизованная основная масса встречается главным образом в центральных частях крупных интрузий гранодиорит-порфиров (Архон, Холст) и состоит из разно ориентированных короткостолбчатых лейст плагиоклаза и заключенных в промежутках между ними нацело замещенных хлоритом призмочек роговой обманки (см. Табл. III, а). Микролитовая основная масса, характерная преимущественно для краевых частей крупных интрузий гранодиорит-порфиров (Архон, Холст), состоит из удлиненных микролитов плагиоклаза и отдельных, очень мелких зерен роговой обманки, погруженных в интенсивно

девитрифизированный, хлоритизированный и карбонатизированный базис. Фельзитовая и микропойкилитовая основная масса наблюдается в основном в небольших интрузивных телах и дайках гранодиорит-порфиров на правом берегу р. Ардон, на горизонтах 7 и 9 месторождения Садон и на северном склоне горы Сурххох (см. Табл. I, e). Она состоит из неправильных, пятнисто-угасающих агрегатов кварца, содержащих обильные пойкилитовые вроски беспорядочно расположенных микролитов плагиоклаза (альбита). Основная масса часто сильно серпигитизирована и карбонатизирована, иногда пропитана гидроокислами железа. В ней равномерно распределены рудные и акцессорные минералы.

Относительно слабая раскристаллизованность гранодиорит-порфиров объясняется их формированием в гипабиссальных условиях, вследствие чего полностью раскристаллизованы лишь центральные части интрузий, а краевые участки и дайки первоначально были существенно стекловатыми.

Подводя итог изучению геологии и петрографии гранодиорит-порфиров, можно отметить следующие их особенности.

1. Интрузии приурочены к разломам северо-восточного и широтного простирания, проходящим в верхнепалеозойских гранитоидах. Пространственная сопряженность андезито-дацитов и гранодиорит-порфировой формации объясняется общим структурным контролем их магматических тел, которые, вероятно, внедрились по одной системе разломов.

2. Глубинные разрывы, по которым в раннеальпийское время поднималась магма, давшая начало лавам и туфам андезито-дацитов формации, в дальнейшем были перекрыты накопившимися осадками. В результате этого последующие порции кислой магмы, поднимавшиеся уже в среднеальпийское время, не могли достичь дневной поверхности и застыли в гипабиссальных условиях, образуя интрузивные тела и дайки гранодиорит-порфиров.

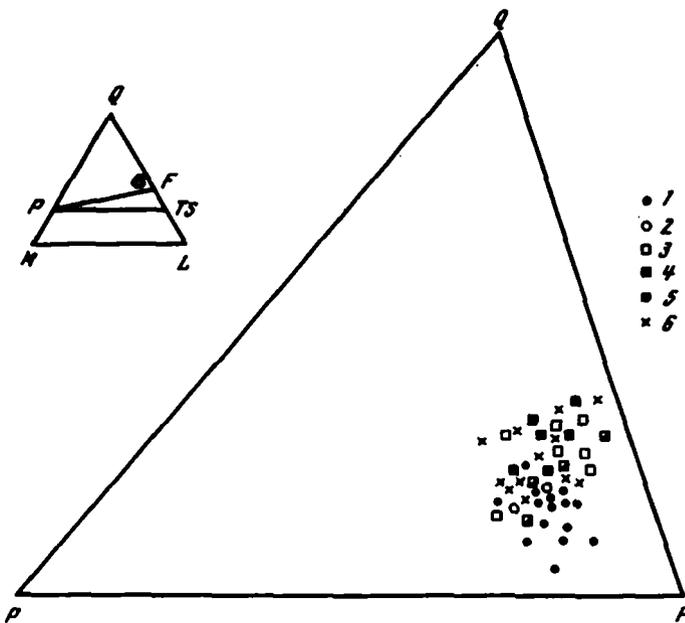
3. Интрузии гранодиорит-порфиров размещены преимущественно в гранитоидах верхнего палеозоя по сравнению с горными породами андезито-дацитовой формации и песчано-глинистыми осадками лейаса. Это, вероятно, объясняется значительно большей тектонической нарушенностью и, следовательно, большей доступностью гранитоидов для интрузирующей магмы.

СРАВНЕНИЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ГОРНЫХ ПОРОД АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВОЙ И ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРОВОЙ ФОРМАЦИЙ

На основе имеющихся в нашем распоряжении химических анализов сделана попытка охарактеризовать петрохимические особенности двух выделенных мезозойских магматических формаций на территории Северной Осетии в пределах зоны Главного хребта.

Все анализы пересчитаны по нормативно-молекулярному методу Ниггли (Четвериков, 1956). Результаты пересчета приведены в табл. 12 и на фиг. 9).

Горные породы андезито-дацитовой и гранодиорит-порфировой формаций относятся к ряду пересыщенных кремнеземом (фигуративные точки анализов расположены выше линии пироксен - плагиоклаз в треугольнике $M-L-Q$), что практически выражается в постоянном присутствии кварца во вкрапленниках и в основной массе этих пород. Фигуративные точки гранодиорит-порфиров попадают преимущественно в поле дацитов (лав и субинтрузивных тел). Для них характерен большой разброс, что связано, вероятно, с их значительной измененностью, а также различной степенью ассимиляции вещества вмещающих пород. Точки, отвечающие андезитам и дацитам подводящих каналов излияний, находятся в пределах полей лав соответствующего состава, так же как и средние значения этих типов пород по Дэли и С.П. Соловьеву (1970). Дациты южной полосы распространения андезито-дацитовой формации отчетливо попадают в поле дацитов северной полосы, отличаясь несколько большим содержанием лейкократовой составляющей (L) и меньшим - кварца (Q).



Фиг. 9. Диаграмма Ниггли для пород андезито-дацитово-гранодиорит-порфировой формаций Северной Осетии. Вверху - исходный треугольник в уменьшенном масштабе

1 - андезитовые лавы северной и южной полос обнажений андезито-дацитовой формации; 2 - андезитовые дайки - подводющие каналы покровных излияний; 3 - дацитовые лавы северной полосы обнажений андезито-дацитовой формации; 4 - дацитовые лавы южной полосы обнажений; 5 - дацитовые дайки - подводющие каналы покровных излияний; 6 - гранодиорит-порфиры

Анализируя относительные пределы вариации нормативного минерального состава андезитов, дацитов и гранодиорит-порфиров (см. табл. 12), можно видеть, что в лейкократовой части всех пород существенно преобладает альбит (17-57%). Большие пределы вариации его содержания объясняются крайне неравномерным характером проявления альбитизации. Весьма существенна роль калиевого полевого шпата (1-23%), который в андезитах и дацитах находится исключительно в основной массе, а в гранодиорит-порфирах встречается и во вкрапленниках. Это подтверждается при анализе методом прокрашивания шлифов кобальтинитритом натрия (Кигаи, 1960). Содержание анортитовой составляющей 3 - 30%. Рассчитав средний состав плагиоклаза для андезитов, дацитов и гранодиорит-порфиров, получим андезин (соответственно № 34, 31 и 28), что удовлетворительно коррелируется с результатами оптических определений (см. табл. 3 и 6). Темноцветная часть, пересчитанная на кордиерит, волластонит, энстатит, гиперстен, биотит и мусковит, составляет 5-15% общего объема горных пород. Среди темноцветных минералов в ряду гранодиорит-порфир - дацит - андезит увеличивается содержание нормативных энстатита, гиперстена, магнетита и относительно уменьшается количество биотита, мусковита и кордиерита. Содержание нормативного кварца во всех породах 1-36%, максимальные количества характерны для дацитов и гранодиорит-порфиров. Дацитовые лавы обеих полос распространения андезито-дацитовой формации и дайки того же состава - подводющие каналы излияний характеризуются сходными нормативными минеральными парагенезисами и близкими количественными параметрами, что свидетельствует о их генетическом родстве.

Химический состав горных пород андезито-дацитовой и гранодиорит-порфировой формаций пересчитан по методу А.Н. Заваришского (см. табл. 2, 5) и результаты нанесены на графики фиг. 10 и 11. На основании этих данных можно сделать следующие выводы.

Таблица 12. Пересчет химических анализов андезитов и дацитов андезито-дацитової формации Северной Осетии по нормативно-молекулярному методу П. Ниггли

№ образца	Кордиеритовый вариант		Волластонитовый вариант		Слюдяной вариант	
	Дацитовые лавы Северная полоса обнажений					
16/71	7,20 An 6,92 Or 47,00 Ab	5,80 En 6,27 Hy 12,96 Cord 0,95 Mt 0,46 Ru			7,20 An 47,00 Ab 6,93 Cord 2,77 Bi 7,26 Ms	5,80 En 6,27 Hy 0,95 Mt 0,46 Ru 15,36 Q
	Pl № 13	12,44 Q				
36	17,48 An 12,46 Or 38,56 Ab 0,28 Ap 4,07 Cord	1,12 En 3,33 Hy 1,15 Mt 0,41 Ru 21,13 Q			17,48 An 38,56 Ab 3,90 Or 0,29 Ap	7,91 Bi 5,18 Ms 1,15 Mt 0,41 Ru 25,12 Q
	Pl № 31					
M-132	17,05 An 3,11 Or 37,42 Ab 0,28 Ap 8,29 Cord	2,09 En 4,60 Hy 0,42 Mt 0,45 Ru 26,31 Q			17,05 An 37,42 Ab 5,72 Or 0,28 Ap 1,25 Bi 3,27 Ms	2,09 En 4,60 Hy 0,42 Mt 0,45 Ru 27,45 Q
	Pl № 31					
91	18,00 An 16,16 Or 27,00 Ab 0,30 Ap 2,20 Cord	2,26 En 1,35 Hy 2,00 Mt 0,40 Ru 30,35 Q				
	Pl № 40					
37	19,16 An 11,03 Or 31,88 Ab	5,76 Cord 0,46 En 2,20 Hy			19,16 An 31,88 Ab 1,83 Or	6,34 Bi 7,33 Ms 4,19 Mt
		0,29 Ap 4,19 Mt 0,46 Ru 24,57 Q			0,29 Ap	0,46 Ru 28,52 Q
	Pl № 37					
63/423	20,23 An 16,60 Or 16,02 Ab 0,30 Ap 13,71 Cord	2,25 En 4,59 Hy 0,89 Mt 0,53 Ru				
	Pl № 55					
120/44	14,62 An 13,75 Or 39,50 Ab 0,29 Ap 7,09 Cord	0,54 En 0,91 Hy 1,72 Mt 0,29 Ru 21,29 Q			14,62 An 39,50 Ab 3,93 Or 0,29 Ap	5,36 Bi 9,03 Ms 1,72 Mt 0,29 Ru 25,26 Q
	Pl № 27					
Южная полоса обнажений						
83/71	19,00 An 23,16 Or 25,50 Ab 0,29 Ap 2,44 Cord	0,41 En 1,89 Hy 0,53 Ru 26,78 Q			19,00 An 18,30 Cr 25,50 Ab 0,29 Ap	4,25 Bi 3,10 Ms 0,59 Ru 28,97 Q
	Pl № 42					
$\frac{121}{22}/71$	7,66 An 2,85 Or 56,33 Ab 0,28 Ap 8,60 Cord	5,40 En 6,29 Hy 1,02 Mt 0,28 Ru 11,57 Q			7,66 An 56,33 Ab 6,25 Cord 0,28 Ap 1,02 Mt	1,14 Bi 2,99 Ms 5,40 En 6,29 Hy 0,28 Ru 12,36 Q
	Pl № 12					
94/71	12,20 An 11,63 Or 41,33 Ab	2,09 En 4,24 Hy 0,96 Mt			12,20 An 41,33 Ab 0,93 Or	10,61 Bi 5,69 Ms 0,96 Mt

Таблица 12 (продолжение)

№ образца	Кордиеритовый вариант			Волластонитовый вариант			Слюдяной вариант		
	0,29 <i>Ap</i>	0,46 <i>Ru</i>					0,29 <i>Ap</i>	0,46 <i>Ru</i>	
	4,47 <i>Cord</i>	22,33 <i>Q</i>						27,53 <i>Q</i>	
	<i>Pl</i> № 22								
96 ^e /71	3,40 <i>An</i>	2,81 <i>Fe-Cord</i>					3,40 <i>An</i>	5,58 <i>Bi</i>	
	16,66 <i>Or</i>	2,60 <i>Hy</i>					42,50 <i>Ab</i>	14,68 <i>Ms</i>	
	42,50 <i>Ab</i>	0,68 <i>Mt</i>					2,68 <i>Or</i>	0,68 <i>Mt</i>	
	0,29 <i>Ap</i>	0,34 <i>Ru</i>					0,29 <i>Ap</i>	0,34 <i>Ru</i>	
	11,53 <i>Cord</i>	19,19 <i>Q</i>					2,81 <i>Fe-Cord</i>	24,43 <i>Q</i>	
	<i>Pl</i> № 7								
	Дацитовые дайки - подводящие каналы покровных излияний								
40 ^e /71	14,92 <i>An</i>	2,92 <i>En</i>					14,91 <i>An</i>	6,25 <i>Bi</i>	
	17,87 <i>Or</i>	1,71 <i>Hy</i>					13,82 <i>Hy</i>	0,21 <i>Ms</i>	
	26,50 <i>Ab</i>	1,61 <i>Mt</i>					16,50 <i>Ab</i>	1,61 <i>Mt</i>	
	0,17 <i>Cord</i>	0,24 <i>Ru</i>						0,24 <i>Ru</i>	
		34,06 <i>Q</i>						36,45 <i>Q</i>	
	<i>Pl</i> № 36								
41 ^b /71				10,87 <i>An</i>	5,43 <i>En</i>		10,85 <i>An</i>	9,76 <i>Bi</i>	
				7,23 <i>Or</i>	1,89 <i>Hy</i>		46,33 <i>Ab</i>	4,11 <i>Wo</i>	
				46,33 <i>Ab</i>	3,08 <i>Mt</i>		1,13 <i>Or</i>	3,08 <i>Mt</i>	
				0,31 <i>Ap</i>	0,42 <i>Ru</i>		0,31 <i>Ap</i>	0,42 <i>Ru</i>	
				4,11 <i>Wo</i>	20,33 <i>Q</i>			23,39 <i>Q</i>	
	<i>Pl</i> № 19								
57	15,87 <i>An</i>	6,42 <i>En</i>					15,87 <i>An</i>	4,47 <i>Bi</i>	
	16,18 <i>Or</i>	5,25 <i>Hy</i>					4,99 <i>Or</i>	11,74 <i>Ms</i>	
	25,87 <i>Ab</i>	0,53 <i>Mt</i>					25,87 <i>Ab</i>	6,42 <i>En</i>	
	0,29 <i>Ap</i>	0,35 <i>Ru</i>					0,29 <i>Ap</i>	5,25 <i>Hy</i>	
	9,22 <i>Cord</i>	20,02 <i>Q</i>						0,35 <i>Ru</i>	
	<i>Pl</i> № 38								
6 133 56	16,38 <i>An</i>	1,98 <i>En</i>					16,38 <i>An</i>	10,39 <i>Bi</i>	
	15,20 <i>Or</i>	2,31 <i>Hy</i>					28,08 <i>Ab</i>	12,27 <i>Ms</i>	
	28,08 <i>Ab</i>	1,93 <i>Mt</i>					0,29 <i>Ap</i>	1,93 <i>Mt</i>	
	0,29 <i>Ap</i>	0,35 <i>Ru</i>						0,35 <i>Ru</i>	
	9,64 <i>Cord</i>	23,84 <i>Q</i>						30,31 <i>Q</i>	
	<i>Pl</i> № 37								
58	14,38 <i>An</i>	2,11 <i>En</i>					14,38 <i>An</i>	8,48 <i>Bi</i>	
	16,13 <i>Or</i>	0,93 <i>Hy</i>					30,88 <i>Ab</i>	9,15 <i>Ms</i>	
	30,83 <i>Ab</i>	2,46 <i>Mt</i>					4,30 <i>Or</i>	2,46 <i>Mt</i>	
	0,29 <i>Ap</i>	0,29 <i>Ru</i>					0,29 <i>Ap</i>	0,29 <i>Ru</i>	
	7,19 <i>Cord</i>	25,39 <i>Q</i>						29,82 <i>Q</i>	
	<i>Pl</i> № 32								
63	20,65 <i>An</i>	5,33 <i>En</i>					20,65 <i>An</i>	12,13 <i>Bi</i>	
	12,73 <i>Or</i>	2,44 <i>Hy</i>					25,43 <i>Ab</i>	4,66 <i>Ms</i>	
	25,43 <i>Ab</i>	1,91 <i>Mt</i>					1,82 <i>Or</i>	1,91 <i>Mt</i>	
	0,30 <i>Ap</i>	0,48 <i>Ru</i>					0,30 <i>Ap</i>	0,48 <i>Ru</i>	
	3,66 <i>Cord</i>	27,07 <i>Q</i>						32,72 <i>Q</i>	
	<i>Pl</i> № 45								
	Андезитовые лавы								
	Северная полоса обнажений формации								
42 ^e /71				23,83 <i>An</i>	5,00 <i>En</i>	0,48 <i>Ru</i>	23,83 <i>An</i>	12,55 <i>Bi</i>	0,48 <i>Ru</i>
				10,70 <i>Or</i>	4,41 <i>Hy</i>	19,19 <i>Q</i>	2,85 <i>Or</i>	5,36 <i>Wo</i>	23,90 <i>Q</i>
				29,16 <i>Ab</i>	5,36 <i>Wo</i>		29,16 <i>Ab</i>	1,87 <i>Mt</i>	
	<i>Pl</i> № 45								
69 ^M /71	12,08 <i>An</i>	9,04 <i>Cord</i>	0,58 <i>Ru</i>				12,08 <i>An</i>	3,23 <i>Bi</i>	0,58 <i>Ru</i>
	8,07 <i>Or</i>	2,01 <i>En</i>	8,03 <i>Q</i>				49,00 <i>Ab</i>	8,46 <i>Ms</i>	10,69 <i>Q</i>
	49,00 <i>Ab</i>	10,29 <i>Hy</i>					0,29 <i>Ap</i>	2,01 <i>En</i>	
	0,29 <i>Ap</i>	0,61 <i>Mt</i>					2,76 <i>Cord</i>	10,29 <i>Hy</i>	
	<i>Pl</i> № 20								
								0,61 <i>Mt</i>	
91 ⁿ /71				18,68 <i>An</i>	7,49 <i>En</i>	0,53 <i>Ru</i>	18,68 <i>An</i>	14,54 <i>Bi</i>	0,53 <i>Ru</i>
				9,52 <i>Or</i>	3,41 <i>Hy</i>	13,55 <i>Q</i>	0,43 <i>Or</i>	3,21 <i>Wo</i>	19,00 <i>Q</i>

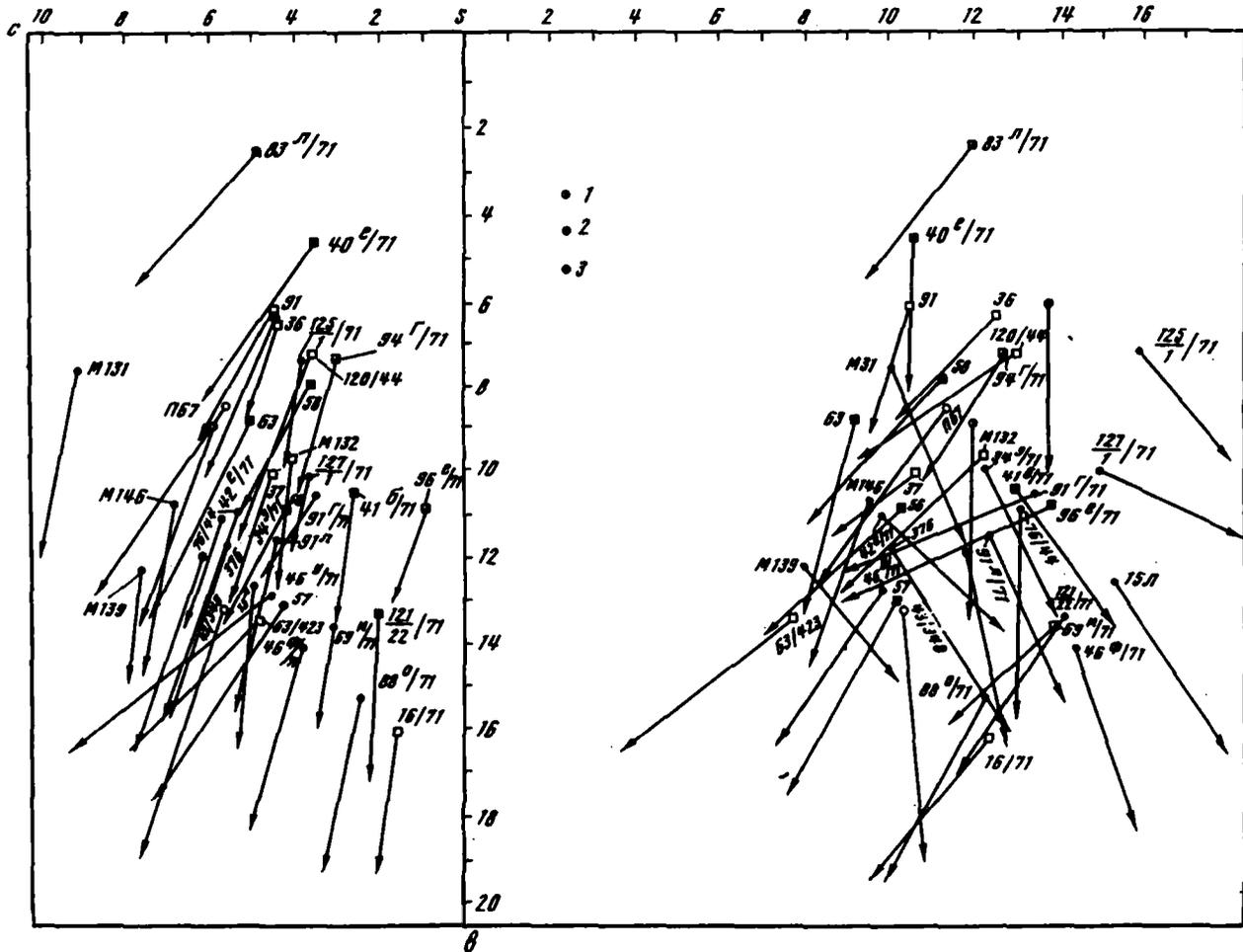
Таблица 12 (продолжение)

№ образца	Кордиеритовый вариант			Волластонитовый вариант			Слюдяной вариант		
				41,00 <i>Ab</i> 0,29 <i>Ap</i> <i>Pl</i> № 31	3,21 <i>Wo</i> 2,32 <i>Mt</i>		41,00 <i>Ab</i> 0,29 <i>Ap</i>	2,32 <i>Mt</i>	
34 ³ /71				18,67 <i>An</i> 11,95 <i>Or</i> 37,67 <i>Ab</i> 0,30 <i>Ap</i> <i>Pl</i> № 33	5,97 <i>En</i> 5,57 <i>Hy</i> 3,04 <i>Wo</i> 0,81 <i>Mt</i>	0,36 <i>Ru</i> 15,66 <i>Q</i>	18,67 <i>An</i> 37,67 <i>Ab</i> 2,33 <i>Or</i> 0,30 <i>Ap</i>	15,39 <i>Bi</i> 3,04 <i>Wo</i> 0,81 <i>Mt</i>	0,36 <i>Ru</i> 21,43 <i>Q</i>
$\frac{127}{1}$ /71				15,25 <i>An</i> 10,98 <i>Or</i> 48,67 <i>Ab</i> 0,29 <i>Ap</i> <i>Pl</i> № 24	3,21 <i>En</i> 4,45 <i>Hy</i> 6,85 <i>Wo</i> 0,81 <i>Mt</i>	0,36 <i>Ru</i> 9,13 <i>Q</i>	15,25 <i>An</i> 48,67 <i>Ab</i> 4,60 <i>Or</i> 0,29 <i>Ap</i>	10,22 <i>Bi</i> 6,85 <i>Wo</i> 0,81 <i>Mt</i>	0,36 <i>Ru</i> 12,95 <i>Q</i>
$\frac{125}{1}$ /71				15,35 <i>An</i> 9,87 <i>Or</i> 53,50 <i>Ab</i> 0,29 <i>Ap</i> № 22	2,91 <i>En</i> 3,97 <i>Hy</i> 2,32 <i>Wo</i> 1,22 <i>Mt</i>	0,58 <i>Ru</i> 3,99 <i>Q</i>	15,35 <i>An</i> 53,50 <i>Ab</i> 4,13 <i>Or</i> 0,29 <i>Ap</i>	9,17 <i>Bi</i> 2,32 <i>Wo</i> 1,22 <i>Mt</i>	0,58 <i>Ru</i> 13,44 <i>Q</i>
88 ⁰ /71	9,82 <i>An</i> 5,80 <i>Or</i> 45,66 <i>Ab</i> 0,29 <i>Ap</i> <i>Pl</i> № 18	10,18 <i>Cord</i> 7,44 <i>En</i> 6,41 <i>Hy</i> 0,78 <i>Mt</i>	0,28 <i>Ru</i> 13,33 <i>Q</i>				9,82 <i>An</i> 45,66 <i>Ab</i> 5,39 <i>Cord</i> 0,29 <i>Ap</i>	2,32 <i>Bi</i> 6,09 <i>Ms</i> 7,44 <i>En</i> 6,41 <i>Hy</i>	0,73 <i>Mt</i> 0,29 <i>Ru</i> 15,51 <i>Q</i>
91 ^r /71	14,42 <i>An</i> 21,50 <i>Or</i> 33,50 <i>Ab</i> 0,29 <i>Ap</i> <i>Pl</i> № 30	9,24 <i>Cord</i> 2,60 <i>Fe-Cord</i> 3,89 <i>Hy</i> 0,71 <i>Mt</i>	0,53 <i>Ru</i> 13,32 <i>Q</i>				14,42 <i>An</i> 10,49 <i>Or</i> 33,50 <i>Ab</i> 0,29 <i>Ap</i>	4,41 <i>Bi</i> 11,53 <i>Ms</i> 2,60 <i>Fe-Cord</i> 3,89 <i>Hy</i> 0,71 <i>Mt</i>	0,53 <i>Ru</i> 17,63 <i>Q</i>
46 ^φ /71				15,75 <i>An</i> 12,50 <i>Or</i> 45,33 <i>Ab</i> <i>Pl</i> № 26	9,76 <i>En</i> 5,56 <i>Hy</i> 3,83 <i>Wo</i>	2,14 <i>Mt</i> 0,53 <i>Ru</i> 4,60 <i>Q</i>	15,75 <i>An</i> 45,33 <i>Ab</i>	20,40 <i>Bi</i> 2,14 <i>Mt</i> 3,83 <i>Wo</i>	0,53 <i>Ru</i> 12,02 <i>Q</i>
46 ^y /71	19,25 <i>An</i> 22,92 <i>Or</i> 17,75 <i>Ab</i> <i>Pl</i> № 52	7,55 <i>Cord</i> 5,20 <i>En</i> 5,82 <i>Hy</i>	1,28 <i>Mt</i> 0,55 <i>Ru</i> 19,68 <i>Q</i>				19,25 <i>An</i> 4,59 <i>Or</i> 17,75 <i>Ab</i>	18,36 <i>Bi</i> 9,53 <i>Ms</i> 1,28 <i>Mt</i>	0,55 <i>Ru</i> 28,59 <i>Q</i>
M-139				30,50 <i>An</i> 2,73 <i>Or</i> 29,26 <i>Ab</i> 0,30 <i>Ap</i> <i>Pl</i> № 51	4,32 <i>Wo</i> 5,48 <i>En</i> 9,05 <i>Hy</i> 0,30 <i>Mt</i>	0,49 <i>Ru</i> 17,67 <i>Q</i>			
M-146	26,25 <i>An</i> 5,90 <i>Or</i> 32,00 <i>Ab</i> 0,30 <i>Ap</i> <i>Pl</i> № 45	7,13 <i>Cord</i> 4,24 <i>En</i> 7,00 <i>Hy</i> 0,53 <i>Mt</i>	0,47 <i>Ru</i> 16,18 <i>Q</i>				26,25 <i>An</i> 32,00 <i>Ab</i> 2,27 <i>Cord</i> 0,30 <i>Ap</i>	2,36 <i>Bi</i> 6,19 <i>Ms</i> 4,24 <i>En</i> 7,00 <i>Hy</i>	0,53 <i>Ru</i> 0,47 <i>Ru</i> 18,39 <i>Q</i>
15				20,58 <i>An</i> 5,86 <i>Or</i> 54,00 <i>Ab</i> 0,30 <i>Ap</i> <i>Pl</i> № 27	7,73 <i>En</i> 5,15 <i>Hy</i> 5,29 <i>Wo</i> 0,62 <i>Mt</i>	0,47 <i>Q</i>			
376				23,42 <i>An</i> 10,63 <i>Or</i> 29,83 <i>Ab</i> <i>Pl</i> № 44	4,98 <i>Wo</i> 6,43 <i>En</i> 4,71 <i>Hy</i> 1,09 <i>Mt</i>	0,34 <i>Ru</i> 17,57 <i>Q</i>	23,42 <i>An</i> 29,83 <i>Ab</i> 0,50 <i>Or</i>	16,18 <i>Bi</i> 4,98 <i>Wo</i> 1,09 <i>Mt</i>	0,34 <i>Ru</i> 23,66 <i>Q</i>
76/44	21,83 <i>An</i> 12,76 <i>Or</i> 39,16 <i>Ab</i> 0,29 <i>Ap</i> <i>Pl</i> № 36	0,48 <i>Cord</i> 8,32 <i>En</i> 0,60 <i>Hy</i> 4,10 <i>Mt</i>	0,52 <i>Ru</i> 11,94 <i>Q</i>				21,83 <i>An</i> 39,16 <i>Ab</i> 4,75 <i>Or</i> 0,29 <i>Ap</i>	12,12 <i>Bi</i> 0,16 <i>Ms</i> 4,10 <i>Mt</i>	0,52 <i>Ru</i> 16,61 <i>Q</i>

Таблица 12 (окончание)

№ образца	Кордиеритовый вариант			Волластонитовый вариант			Слюдяной вариант		
Андезитовые дайки - подводные каналы покровных излияний									
П67	21,60 An 18,57 Or 25,80 Ab 0,30 Ap Pl № 36	8,94 Cord 3,00 En 4,16 Hy 1,08 Mt	0,59 Ru 15,96 Q				21,60 An 1,80 Or 25,80 Ab 0,30 Ap	13,88 Bi 11,37 Ms 1,08 Mt	0,59 Ru 23,58 Q
$\frac{63}{348}$	23,00 An 10,42 Or 31,00 Ab 0,30 Ap Pl № 43	0,83 Cord 12,60 En 6,76 Hy 1,25 Mt	0,54 Ru 13,30 Q				23,00 An 31,00 Ab 0,30 Ap	17,10 Bi 1,05 Ms 4,53 En 2,27 Hy 1,25 Mt	0,54 Ru 18,96 Q
Гранодиорит-порфиры									
35 ^M /71	13,16 An 18,00 Or 34,83 Ab Pl № 27	3,48 Cord 4,37 En 2,64 Hy 2,50 Mt	0,40 Ru 20,62 Q				13,16 An 8,00 Or 34,83 Ab	10,94 Bi 4,44 Ms 2,50 Mt	0,40 Ru 25,74 Q
П116	6,26 An 21,05 Or 31,25 Ab Pl № 17	17,36 Cord 2,55 En 4,55 Hy 1,02 Mt	0,45 Ru 15,51 Q				6,26 An 31,25 Ab 0,30 Ap	8,40 Bi 22,10 Ms 2,55 En 4,55 Hy 1,02 Mt	0,45 Ru 23,12 Q
П117	10,10 An 21,20 Or 29,20 Ab 0,30 Ap Pl № 25	12,30 Cord 5,20 En 5,10 Hy 1,00 Mt	0,50 Ru 15,10 Q				10,10 An 29,20 Ab 0,30 Ap	16,10 Bi 15,60 Ms 1,33 En 1,33 Hy 1,00 Mt	0,50 Ru 24,54 Q
$\frac{123}{6}$ /71	3,66 An 19,00 Or 40,30 Ab 0,30 Ap Pl № 8	13,38 Cord 4,13 En 2,53 Hy 1,90 Mt	0,50 Ru 14,30 Q				3,66 An 2,77 Or 40,30 Ab 0,30 Ap	6,50 Bi 17,10 Ms 4,13 En 2,53 Hy 1,90 Mt	0,50 Ru 20,31 Q
П21	5,76 An 17,30 Or 27,40 Ab 0,29 Ap Pl № 17	21,60 Cord 4,61 Fe-Cord 1,74 Hy 1,21 Mt	0,34 Ru 19,76 Q				5,76 An 27,40 Ab 0,29 Ap	6,91 Bi 18,18 Ms 7,32 Cord 4,61 Fe-Cord 1,74 Hy	1,21 Mt 0,34 Ru 26,24 Q
П71	10,55 An 21,70 Or 24,90 Ab 0,30 Ap Pl № 30	7,45 Cord 0,83 En 2,54 Hy 0,70 Mt	0,30 Ru 30,73 Q				10,55 An 9,99 Or 24,90 Ab 0,30 Ap	8,07 Bi 9,34 Ms 0,70 Mt	0,30 Ru 35,87 Q
70/143	15,50 An 14,00 Or 22,82 Ab 0,30 Ap Pl № 40	15,78 Cord 2,18 Fe-Cord 3,82 Hy 1,28 Mt	0,73 Ru 23,59 Q				15,50 An 22,82 Ab 0,30 Ap	5,60 Bi 14,70 Ms 4,16 Cord 2,18 Fe-Cord 3,82 Hy	1,28 Mt 0,73 Ru 28,91 Q
38/372				24,90 An 10,95 Or 23,80 Ab Pl № 52	5,59 En 4,09 Hy 2,06 Wo	0,30 Ru 25,82 Q	24,90 An 3,70 Or 23,80 Ab 0,30 Ap	12,91 Bi 2,06 Wo 2,19 Mt	0,30 Ru 29,84 Q
643AГ				12,90 An 19,30 Or 36,00 Ab Pl № 26	3,50 En 3,40 Hy 2,80 Wo	0,30 Ru 20,70 Q	12,90 An 13,55 Or 36,00 Ab	9,30 Bi 2,80 Wo 0,30 Mt	0,30 Ru 24,15 Q
35 ^H /71	8,35 An 19,50 Or 35,00 Ab Pl № 19	0,37 Cord 1,87 En 1,47 Hy	0,20 Ru 32,54 Q				8,35 An 16,30 Or 35,00 Ab	4,52 Bi 0,47 Ms 0,70 Mt	0,20 Ru 34,46 Q

Примечание. Здесь и далее в таблицах употребляются следующие условные сокращения минералов: An - анортит, Or - ортоклаз, Ab - альбит, Pl - плагиоклаз, Ap - апатит, Cord - кордиерит, Fe-Cord - феррокордиерит, Hy - гиперстен, En - энстатит, Wo - волластонит, Bi - биотит, Ms - мусковит, Mt - магнетит, Ru - рутил, Q - кварц, Hm - гематит, Ns - силикат состава $Na_2Si_2O_5$, C - корунд, Oliv - оливин, Cc - кальцит.

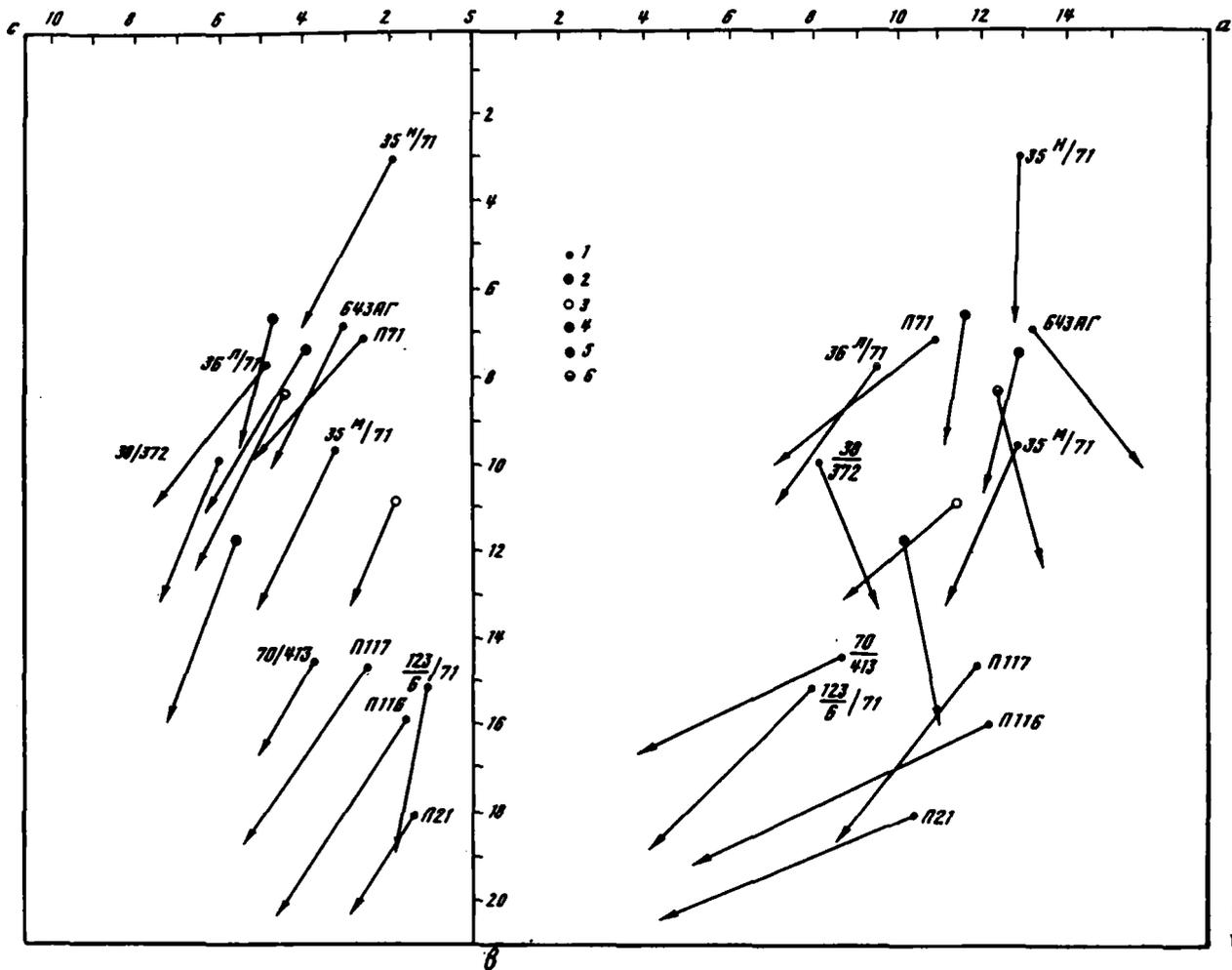


Фиг.10. Диаграмма А.Н. Заварицкого для изверженных пород андезито-дацитової формации Северной Осетии

1 - средний андезито-дацит СССР по С.П. Соловьёву (1970);

2 - средний дацит СССР по С.П. Соловьёву (1970); 3 - средний андезит СССР по С.П. Соловьёву (1970)

Остальные условные обозначения см. фиг. 9



Фиг. 11. Диаграмма А.Н. Заварицкого для изверженных пород гранодиорит-порфировой формации Северной Осетии

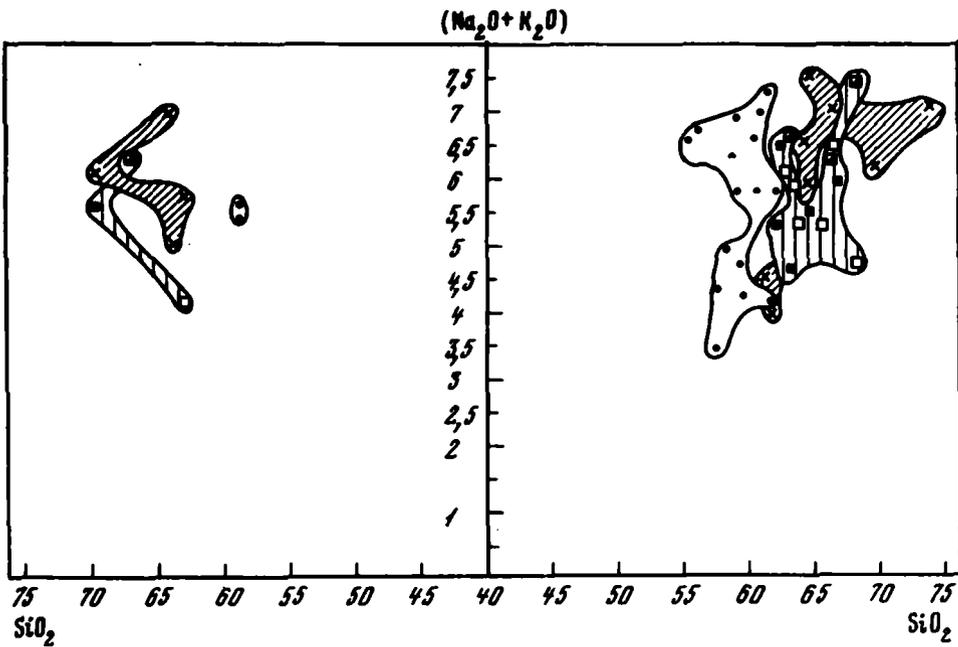
1 – гранодиорит-порфиры Северной Осетии; 2-3 – гранодиорит-порфиры: 2 – Кубано-Малкинского междуречья (Кондаков, 1969), 3 – Западного Кавказа (Борсук, 1963); 4 – средний гранодиорит СССР (Соловьев, 1970); 5 – средний кварцевый диорит СССР (Соловьев, 1970); 6 – средний гранодиорит по Дэли

1. Все породы, за единичным исключением, пересыщены кремнеземом.
2. Андезиты в большинстве случаев (11 из 16 анализов) относятся к нормальному ряду (не пересыщены глиноземом), дациты полностью, а гранодиорит-порфиры в 10 из 12 анализов соответствуют пересыщенным глиноземом рядам. Это обусловлено повышением содержания окиси алюминия в ряду андезит - дацит - гранодиорит-порфир при менее значительном изменении суммы щелочей. 3. Из щелочей в породах андезито-дацитовой и гранодиорит-порфирной формаций обычно преобладает натрий, что связано главным образом с интенсивным проявлением альбитизации. Относительно повышается роль калия в некоторых образцах гранодиорит-порфиров.

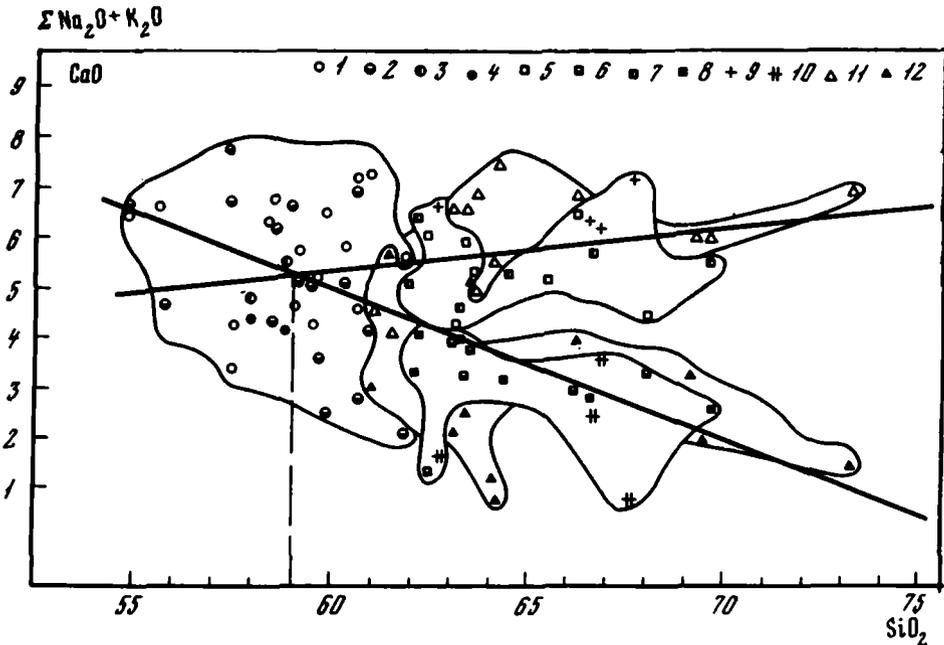
Определенные закономерности устанавливаются по диаграмме зависимости суммы щелочей различного состава пород от кислотности (фиг. 12). В горных породах обеих формаций роль натрия значительно преобладает над калием, о чем свидетельствует преимущественное расположение фигуративных точек на правом поле диаграммы. Соотношения существенно натриевых и калиевых разностей несколько различно: андезиты (лавы и подводящие каналы) - 16:2, дациты (лавы и подводящие каналы) - 14:3, гранодиорит-порфиры - 8:4. Таким образом, наиболее калиевые разности - гранодиорит-порфиры. Вариации суммы щелочей в породах обеих формаций весьма значительные вследствие неравномерного проявления процессов вторичного изменения типа альбитизации и серицитизации. Пределы вариации следующие: для андезитовых лав обеих полос обнажений андезито-дацитовой формации 3,3-7,3%, для андезитовых даек - подводящих каналов покровных излияний 4,6-5,5, для дацитовых лав северной полосы распространения 4,2-6,6, для южной полосы 6,3-7,6, для дацитовых даек - подводящих каналов покровных излияний 4,5-6,5, для гранодиорит-порфиров 4,0-7,5%.

На фиг. 13 представлена диаграмма зависимости содержания CaO и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ от кислотности породы. Поля фигуративных точек для $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и CaO андезитовых лав и их подводящих каналов накладываются одно на другое, образуя единое целое. Контуры, включающие фигуративные точки, соответствующие дацитовым лавам северной и южной полос распространения, а также дайкам - подводящим каналам излияний этих лав, частично перекрываются, однако здесь обособляются поля для $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и для CaO . Для гранодиорит-порфиров характерен еще больший разрыв по оси ординат. Фигуративные точки гранодиорит-порфиров нередко попадают в поле дацитовых лав. Характер распределения точек на диаграмме позволяет предполагать последовательную дифференциацию единого первоначального магматического расплава в сторону его раскисления. Конечными членами этого ряда являются гранодиорит-порфиры. В целом породы можно отнести к типичной известково-щелочной серии, так как коэффициент Пикока для них ≈ 59 .

Анализируя диаграмму $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$ (фиг. 14), можно отметить следующие поля фигуративных точек, отвечающих составам горных пород андезито-дацитов и гранодиорит-порфирной формаций, перекрываются, что свидетельствует о широком развитии переходных типов пород от андезитов до дацитов и гранодиорит-порфиров. Фигуративные точки составов андезитов и дацитов южной полосы распространения андезито-дацитовой формации, а также пород даек - подводящих каналов излияний андезитовых и дацитовых лав расположены в пределах полей соответствующих пород северной полосы. Точки составов андезитов, дацитов и гранодиорит-порфиров характеризуются значительным разбросом, что связано с процессами их вторичного изменения. Значительные вариации содержания окиси натрия обусловлены неравномерностью альбитизации полевого шпата, а окиси калия серицитизации и в некоторых случаях присутствием K-Na полевого шпата. Содержание окиси магния зависит от количества присутствующего в породе хлорита. В ряду андезит - дацит - гранодиорит-порфир относительно повышается содержание окиси калия и уменьшается - окиси натрия, что, вероятно, является результатом обогащения калием более поздних дебриватов первоначального единого магматического расплава при его дифференциации.



Фиг. 12. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для изверженных пород андезито-дацитово-гранодиорит-порфировой формаций Северной Осетии
Условные обозначения те же, что на фиг. 9

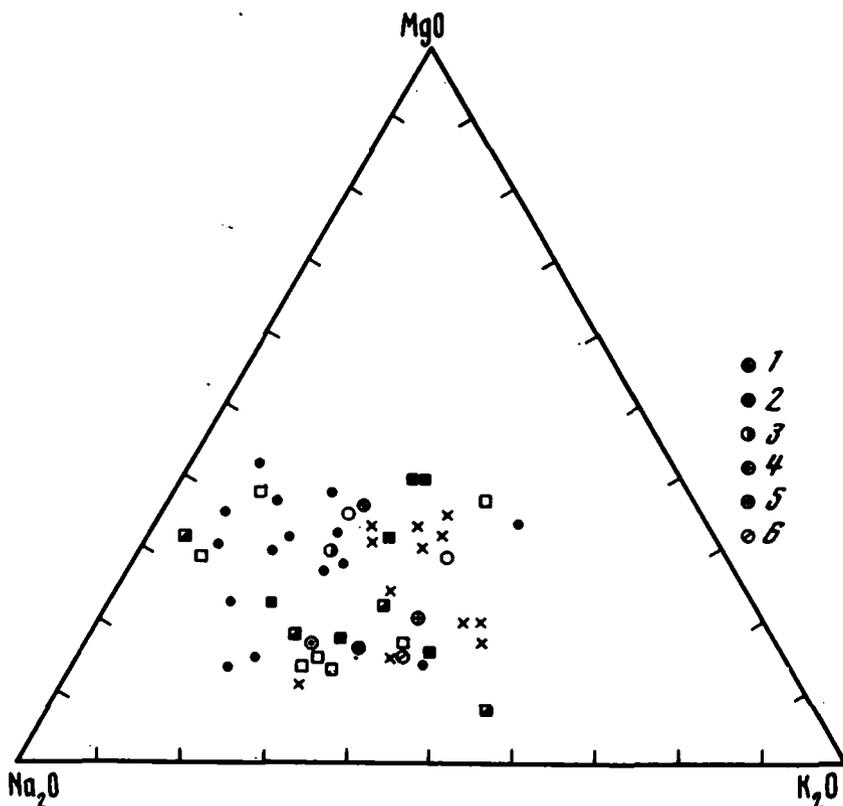


Фиг. 13. Диаграмма $(\text{CaO}, \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для изверженных пород андезито-дацитово-гранодиорит-порфировой формаций Северной Осетии

1-2 - андезитовые лавы обеих полос обнажений андезито-дацитово-гранодиорит-порфировой формации: 1 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, 2 - CaO ; 3-4 - андезитовые дайки-подводящие каналы покровных излияний: 3 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, 4 - CaO ; 5-6 - дацитовые лавы северной полосы обнажений андезито-дацитово-гранодиорит-порфировой формации: 5 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, 6 - CaO ; 7-8 - дацитовые дайки - подводящие каналы покровных излияний: 7 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, 8 - CaO ; 9-10 - дацитовые лавы южной полосы обнажений: 9 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, 10 - CaO ; 11-12 - гранодиорит-порфиры: 11 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, 12 - CaO

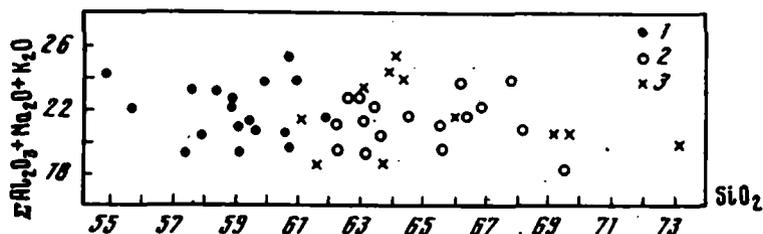
Согласно А. Стейнеру, изучавшему вулканогенные породы округа Таупо, Новая Зеландия, величина суммы алумощелочных оксидов ($Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$) может указывать на наличие или отсутствие ассимиляции при образовании серии пород. Согласно его исследованиям, в ходе дифференциации известково-щелочной магмы эта величина остается практически постоянной, если ассимиляция не проявлялась, и значительно отклоняется от среднего значения при наличии такого процесса. Кроме того, эта сумма в пределах естественной ассоциации постепенно уменьшается от более ранних к более поздним дифференциатам. Имеющиеся в нашем распоряжении анализы рассчитаны по этой методике и нанесены на диаграмму (фиг. 15). Сумма алумощелочных оксидов, оставаясь приблизительно постоянной в пределах одной группы пород, незначительно уменьшается: от 21,9 у андезитов до 21,2 у дацитов и 21,4% у гранодиорит-порфиров. Это свидетельствует о крайне незначительном проявлении ассимиляции магматическим расплавом вещества кристаллического фундамента. Этот процесс, по-видимому, все же мог явиться причиной некоторого "удренения" абсолютного возраста гранодиорит-порфиров.

На диаграмме (фиг. 16) в координатах K_2O - условная закись железа ($FeO'' = 0,9Fe_2O_3 + FeO + MnO + 1,37MgO$) изображена эволюция магматического расплава, образовавшего горные породы андезито-дацитовый и гранодиорит-порфировой формаций. Величина FeO'' характеризует общую меланократовость породы и позволяет одновременно учитывать в процессе дифференциации расплава количества магния и железа (Штейнберг, 1964). В процессе эволюции расплава от андезитов к дацитам и гранодиорит-порфирам на фоне непрерывно убывающей

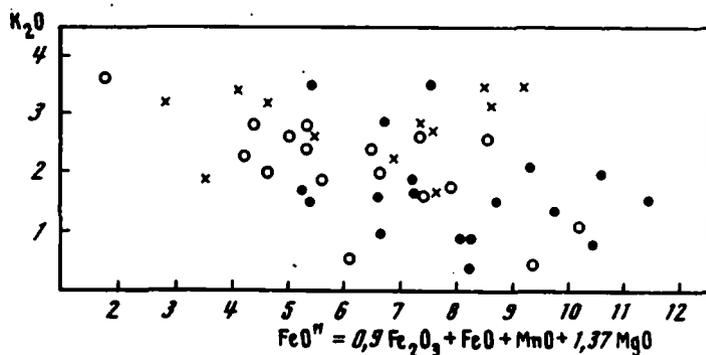


Фиг. 14. Диаграмма $Na_2O - K_2O - MgO$ для изверженных пород андезито-дацитовой и гранодиорит-порфировой формаций Северной Осетии

1 - средний андезит СССР по С.П. Соловьеву (1970); 2 - средний дацит СССР по С.П. Соловьеву (1970); 3 - средний андезито-дацит СССР по С.П. Соловьеву (1970); 4 - средний гранодиорит СССР по С.П. Соловьеву (1970); 5 - средний гранодиорит-порфир Кубано-Малкинского междуречья (Кондаков, 1969); 6 - средний гранодиорит-порфир Западного Кавказа (Борсук, 1963). Остальные условные обозначения те же, что на фиг. 9



Фиг. 15. Диаграмма $(Al_2O_3 + Na_2O + K_2O) - SiO_2$ для горных пород андезито-дацитов и гранодиорит-порфировой формаций Северной Осетии
1 - андезиты; 2 - дациты; 3 - гранодиорит-порфиры



Фиг. 16. Диаграмма $K_2O - FeO^*$ для горных пород андезито-дацитов и гранодиорит-порфировой формаций Северной Осетии
Условные обозначения те же, что на фиг. 15

общей меланократовости несколько увеличивается содержание K_2O . Отклонение отдельных точек от эволюционной кривой и их разброс свидетельствуют о большой роли вторичного изменения этих пород.

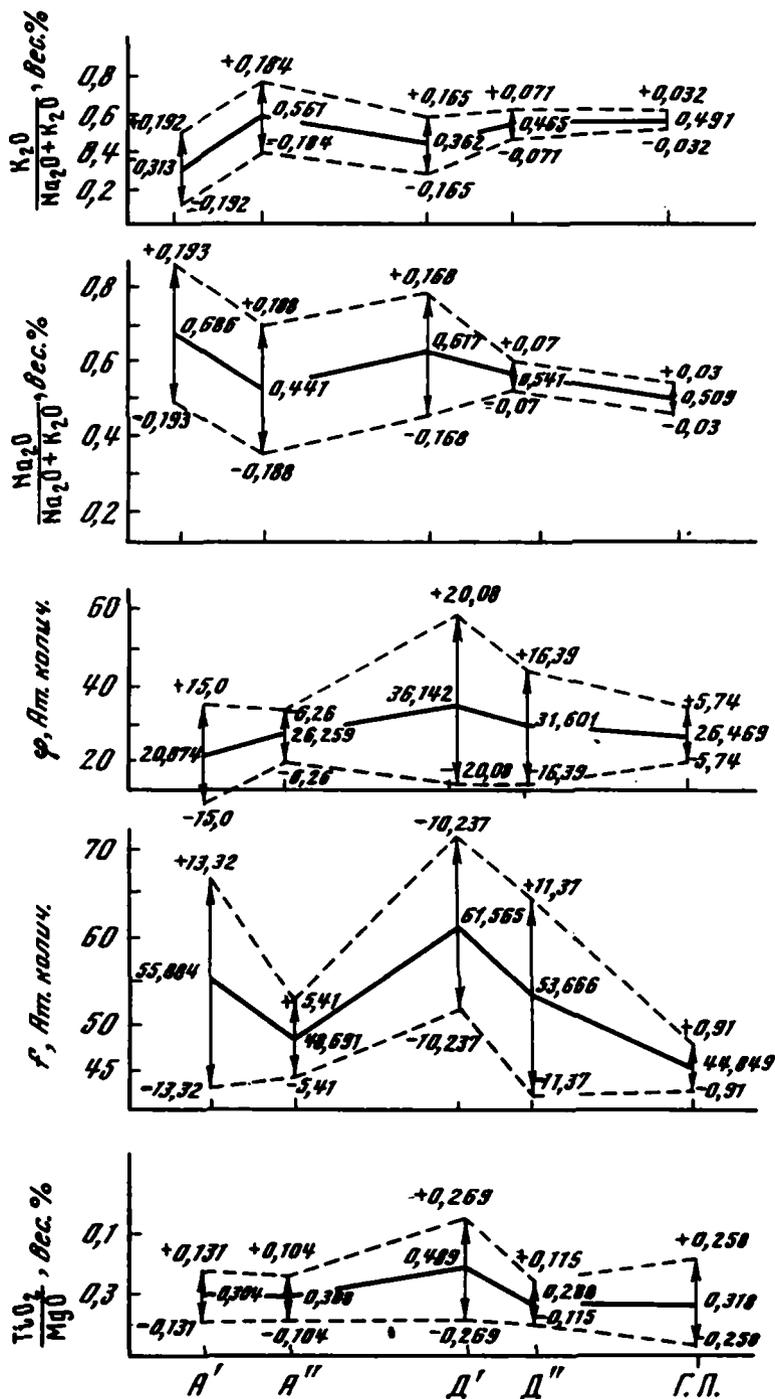
Для выяснения петрохимической специфики горных пород андезито-дацитовой и гранодиорит-порфировой формаций и особенностей дифференциации магматического расплава нами рассчитаны характеристические отношения, иллюстрирующие роль отдельных окислов или групп окислов в породах. Изучены следующие отношения¹:

$$\frac{TiO_2}{MgO}; \phi = \frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3} \cdot 100; f = \frac{Fe_2O_3 + FeO + MnO}{FeO + Fe_2O_3 + MgO + MnO} \cdot 100;$$

$$\frac{K_2O}{Na_2O + K_2O}; \frac{Na_2O}{Na_2O + K_2O}.$$

Проведен статистический анализ всех достоверных силикатных анализов (материалы автора и литературные данные): андезитовых лав - 25; андезитовых даек - подводящих каналов покровных излияний - 4; дацитовых лав - 45; дацитовых даек - подводящих каналов покровных излияний - 24; гранодиорит-порфиров - 18. Для каждого характеристического отношения в пределах данного типа породы (например, дацитовых лав) вычислены среднее арифметическое $\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}$ и среднее квадратическое отклонения $S^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$, численные значения которых затем нанесены на график (фиг. 17).

¹ Второе и третье отношения рассчитывали по атомным количествам соответствующих окислов, все остальные - по весовым процентам (Соловьев, 1970).



Фиг. 17. Диаграмма характеристических отношений главных породообразующих окислов в мезозойских изверженных породах Северной Осетии

A', D' - соответственно андезитовые и дацитовые лавы северной и южной полос обнажений андезито-дацитової формации; A'', D'' - соответственно андезитовые и дацитовые дайки - подводные каналы покровных излияний; Г.П. - гранодиорит-порфиры. Стрелками и пунктиром показаны пределы среднего квадратического отклонения

Отношение TiO_2/MgO во всех породах имеет близкие значения ($\bar{x} = 0,3$), несколько повышаясь в дацитовых лавах ($\bar{x} = 0,489$), что связано с большим распространением в них рутила и ильменита при сравнительной бедности темноцветными магнийсодержащими минералами.

Величина ϕ , или степень окисленности железа, по Д.С. Штейнбергу (1964), показывает, что наибольшие количества окисного железа содержатся в дацитовых лавах ($\bar{x} = 36,14$), меньшие — в дацитах из даек — подводящих каналов ($\bar{x} = 31,60$), примерно одинаковые — в андезитах из даек — подводящих каналов и в гранодиорит-порфирах ($\bar{x} = 26,30$), а самая низкая окисленность железа характерна для андезитовых лав ($\bar{x} = 20,87$).

Общая железистость горных пород (f) в андезитовых и дацитовых лавах (соответственно $\bar{x} = 55,88$ и $61,56$) значительно выше, чем в их интрузивных аналогах (соответственно $\bar{x} = 48,69$ и $53,67$). Наиболее низкая железистость у гранодиорит-порфиров.

Отношения $\frac{K_2O}{Na_2O+K_2O}$ и $\frac{Na_2O}{Na_2O+K_2O}$ показывают, что наиболее калиевыми являются андезиты и дациты даек — подводящих каналов, а наиболее натриевыми — лавы. Это связано, вероятно, с большей степенью альбитизации последних.

Таким образом, горные породы андезито-дацитовой и гранодиорит-порфировой формаций обладают специфическими петрохимическими чертами. Это дает возможность считать их генетически родственными, т.е. образованными в результате последовательной дифференциации вещества единого магматического источника.

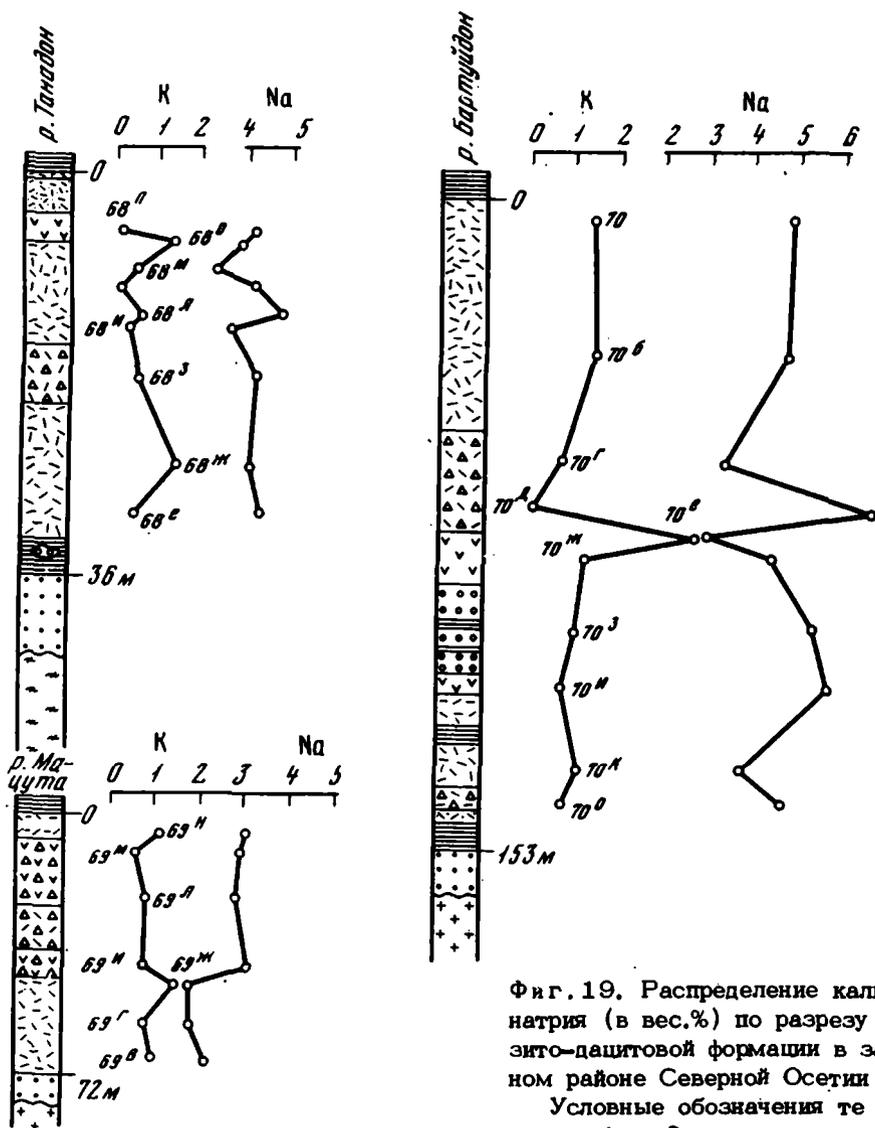
СРАВНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ГОРНЫХ ПОРОД АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВОЙ И ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ

Для установления геохимической специфики горных пород андезито-дацитовой и гранодиорит-порфировой формаций и проверки гипотезы их генетического родства методом спектрального анализа исследованы образцы андезитовых, дацитовых лав и туфов северной и южной полос распространения андезито-дацитовой формации в Западном и Восточном районах Северной Осетии, дацитовых даек — подводящих каналов покровных излияний и гранодиорит-порфиров. Аналитические определения проведены полуквантитативным (140 образцов) и приближенно-количественным (390 образцов) методами в лаборатории спектрального анализа ИГЕМ АН СССР (аналитики А.Ф. Мартьянова и А.И. Галудзина) и в спектральной лаборатории ВСЕГЕИ (47 образцов, аналитик Л.Н. Лебедева), где, кроме того, методом пламенной фотометрии проанализированы калий и натрий (123 образца).

При спектральных определениях установлено содержание следующих элементов: As, Sc, P, Ti, Mn, Pb, Sn, Nb, W, Ga, Bi, Mo, V, Cu, Ag, Ti, Co, Ni, Zr, Cr, Sr, Ba, La, Ce, Y, Yb, B, Cd. В некоторых случаях определены: Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, по которым можно оценить порядок их концентрации в окисной форме в породе.

На фиг. 18 приведены гистограммы распределения отдельных микроэлементов в горных породах обеих формаций, а в табл. 13 — их средние содержания в сравнении с данными А.П. Виноградова (1962).

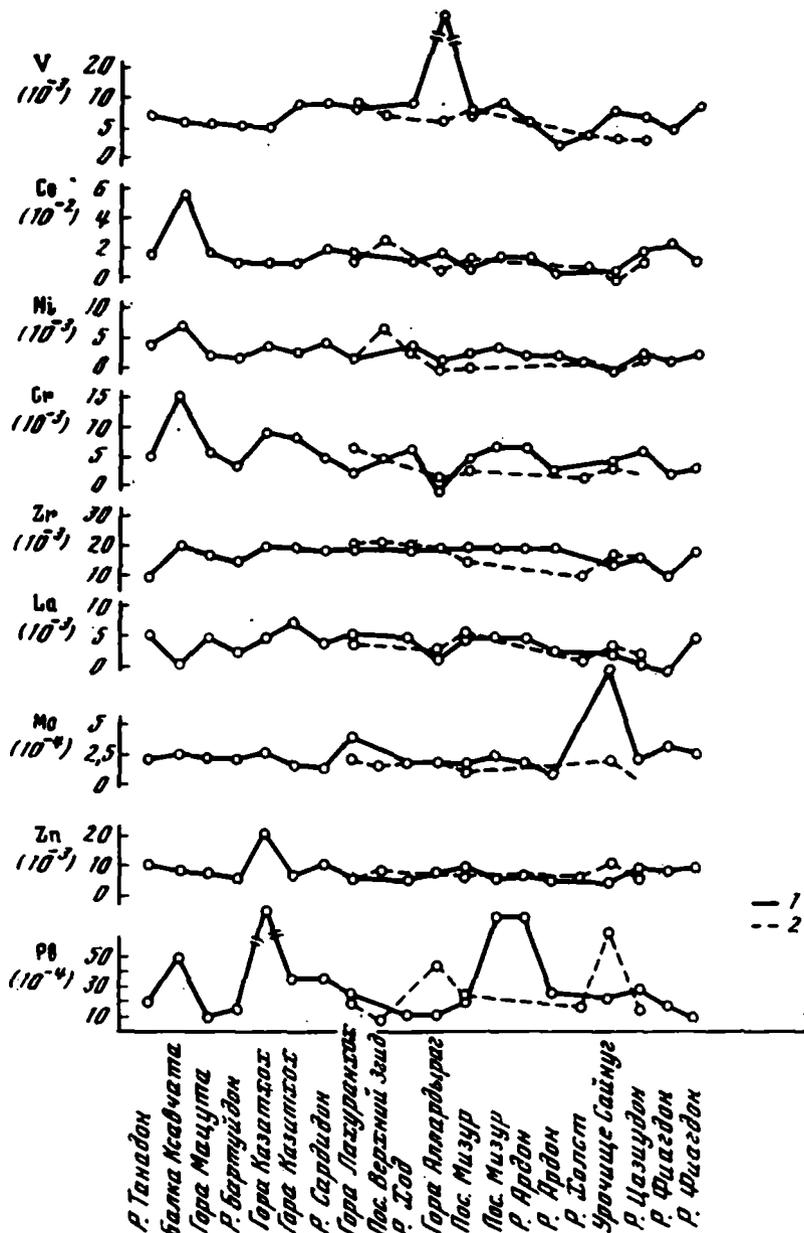
Содержания Pb, Zn, Cr, Sr, Ni, V несколько варьируют в ряду андезит — дацит — гранодиорит-порфир. Так, концентрация Pb, оставаясь примерно одинаковой (в среднем $22,2 \cdot 10^{-4}$ вес.%) в андезитах и дацитах обеих полос распространения андезито-дацитовой формации, несколько увеличивается в дацитах даек — подводящих каналов покровных излияний (в среднем $24,0 \cdot 10^{-4}$ вес.%) и в гранодиорит-порфирах (в среднем $31,2 \cdot 10^{-4}$, иногда $(1-3) \cdot 10^{-1}$ вес.%). Концентрация Zn в том же ряду уменьшается, однако в двух последних типах пород она в отдельных случаях достигает $(1-5) \cdot 10^{-1}$ вес.%. Аналогично поведение Cr, Sr, Co, Ni, V. Mn, Mo, P, B, Cu, Sn, Ba, Ti обладают перемен-



Фиг. 19. Распределение калия и натрия (в вес.%) по разрезу андезит-дацитовый формации в западном районе Северной Осетии
Условные обозначения те же, что на фиг. 3

ной концентрацией в пределах одного типа пород и не изменяют ее в ряду андезит - дацит - гранодиорит-порфир. Содержания Y, Yb, La, Zr, Sc, Nb, Ga устойчивые и совпадают со средними значениями по А.П.Виноградову (1962). В некоторых образцах пород обеих формаций были определены As, Ag, Tl, Bi, Cd. Их средние содержания превышают (для Tl до 200 раз) соответствующие средние для пород группы андезита - диорита по А.П.Виноградову, причем концентрация As, Tl - максимальная в гранодиорит-порфирах, Ag, Bi - в андезитах, а Cd - в дацитовых дайках - подводящих каналах покровных излияний. Содержание микроэлементов в пирокластических породах близко к таковому для гранодиорит-порфиров.

Интересно проследить изменение содержания натрия и калия в горных породах различного состава и вкрест толщи андезит-дацитовый формации. Суммарное содержание щелочей увеличивается от андезитов (в среднем 5,08%) к дацитам (5,45%) и гранодиорит-порфирам (5,90%). Концентрация калия возрастает в той же последовательности (андезиты - 1,39%, дациты - 2,37, гранодиорит-порфиры - 2,98%), а натрия - убывает (соответственно 3,69, 3,27, 2,92%). Такое распределение щелочей вызвано увеличением доли ортоклаза в полевошпатовый составляющей более кислых членов серии на фоне в



Фиг. 20. Изменение (в вес.%) микроэлементов в андезитах и дацитах северной полосы обнажений андезито-дацитової формации с запада на восток
1 - андезиты; 2 - дациты

общем одинаково интенсивно проявленной альбитизации в породах обеих формаций.

Для изучения изменения содержания калия и натрия вкост толщи андезито-дацитої формации проанализированы образцы из трех разрезов в Западном районе Северной Осетии сравнительно небольшой мощности (р. Танадон - 36, р. Урух - 72, р. Бартуйдон - 153 м). Результаты нанесены на диаграмму (фиг. 19). Установлено, что суммарное содержание ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) по разрезу остается примерно постоянным (5-6%); калий и натрий ведут себя симметрично; при уменьшении (относительно среднего) содержания калия возрастает количество натрия и наоборот. Это связано с процессами вторичного изменения: если сильнее проявлена альбитизация, то меньше - серицитизация.

Таблица 13. Средние содержания микроэлементов в горных породах (в вес.%)

Порода	As·10 ⁻³	Sc·10 ⁻⁴	P·10 ⁻²	Tl·10 ⁻⁴	Mn·10 ⁻²
1	5,4	0,7	12,1	20,6	10,1
2	-	1,2	12,7	-	10,6
3	6,5	0,4	8,7	2,0	6,1
4	-	0,4	8,4	20,0	6,4
5	10,0	0,5	7,3	-	9,1
6	8,8	0,7	13,2	3,2	8,6
7	9,9	1,0	14,5	148,0	9,9
8	2,4	2,5	16,0	0,5	12,0

Таблица 13 (продолжение)

Порода	Bi·10 ⁻⁴	Mo·10 ⁻⁴	V·10 ⁻³	Cu·10 ⁻³	Ag·10 ⁻⁶
1	20,0	2,5	7,8	3,1	68,0
2	-	2,0	6,9	3,1	-
3	-	1,8	8,3	1,8	116,0
4	-	2,7	7,7	3,6	-
5	1,0	2,9	5,3	2,0	30,3
6	-	2,3	8,6	4,4	47,7
7	1,2	2,3	7,9	2,6	3,4
8	0,01	0,9	10,0	3,5	7,0

Таблица 13 (окончание)

Порода	Ba·10 ⁻²	La 10 ⁻³	Y·10 ⁻³	Yb·10 ⁻⁴	B·10 ⁻⁴	Cd·10 ⁻³
1	2,5	3,7	3,6	2,3	13,8	-
2	7,7	3,9	3,9	1,9	8,2	-
3	5,4	4,9	3,3	3,2	10,9	-
4	6,3	4,5	3,4	2,7	13,4	-
5	4,1	3,9	3,3	1,8	8,8	1,5
6	2,9	4,3	3,4	2,9	11,8	-
7	3,4	4,7	3,3	1,4	8,1	1,0
8	6,5	-	-	-	15,0	-
		6,00*	3,40*	4,00*	-	0,01*

* Среднее содержание в гранитах по А.П. Виноградову (1962).

1 - 2 - андезитовые лавы: 1 - северной полосы распространения андезитово-дацитовых формаций, 2 - южной полосы; 3 - 4 - дацитовые лавы: 3 - северной полосы, 4 - южной полосы; 5 - дацитовые дайки - подводящие каналы покровных излияний; 6 - пирокластические породы; 7 - гранодиорит-порфиры; 8 - среднее содержание в породах группы диорита - андезита, по А.П. Виноградову (1962).

$Pb \cdot 10^{-4}$	$Zn \cdot 10^{-3}$	$Sn \cdot 10^{-4}$	$Nb \cdot 10^{-3}$	$W \cdot 10^{-3}$	$Ga \cdot 10^{-3}$
24,4	9,3	5,0	1,3	-	2,2
29,8	8,4	6,6	3,1	-	2,7
17,4	8,1	7,5	1,3	-	1,8
12,7	9,1	16,1	1,6	0,1	1,9
24,0	7,4	3,0	1,2	-	2,3
30,5	9,8	6,3	2,3	-	1,9
31,2	8,3	3,8	1,4	-	2,1
15,0	7,2	-	2,0	-	2,0

$Ti \cdot 10^{-1}$	$Co \cdot 10^{-3}$	$Ni \cdot 10^{-3}$	$Zr \cdot 10^{-3}$	$Cr \cdot 10^{-3}$	$Sr \cdot 10^{-2}$
4,7	1,8	3,2	13,4	5,4	3,0
6,0	1,3	2,1	18,7	6,5	2,6
4,5	1,4	2,5	17,1	5,8	2,9
4,2	1,2	2,7	23,6	4,9	2,8
4,4	0,9	1,4	19,2	2,2	1,9
5,6	1,9	4,3	21,0	7,2	3,1
5,7	1,5	2,2	18,9	3,9	2,2
8,0	-	5,53	26,0	5,0	8,0

Наиболее обогащены калием пирокластические и вулканогенно-осадочные породы, что определяется сильной серицитизацией их цемента. Андезитовые лавы — уже существенно натриевые породы.

Исходя из средних величин содержания микроэлементов в андезитовых и дацитовых лавах отдельных разрезов андезито-дацитовый формаций, для некоторых элементов построены вариационные диаграммы, показывающие изменение их концентрации по латерали, от верховьев р. Урух до р. Фиагдон (фиг. 20). При этом не учитывали экстремальные значения, отличающиеся от большинства анализов на порядок и более. Диаграммы построены для Pb, Zn, Mo, La, Zr, Cr, Ni, Co, V. Концентрация других элементов изменяется слабо.

Свинец. Андезиты наиболее обогащены Pb в районе балки Ксавчата (левый борт р. Урух), на горе Казатхох, в районе полиметаллических месторождений Мизур, Архон и в бортах р. Ардон. Дациты содержат значительные количества Pb на склонах горы Аллардыраг и в правом борту р. Унал, южнее урочища Сайнуг.

Цинк. В обоих типах пород Zn распределен равномерно. Небольшой максимум наблюдается для андезитов в районе горы Казатхох.

Молибден. Характерен максимум для андезитов правого борта р. Унал.

Лантан. Распределен в андезитах в целом равномерно, в дацитах содержание уменьшается с запада на восток.

Цирконий. Небольшие минимумы установлены для андезитов рек Танадон и Фиагдон. В дацитах концентрации незначительно уменьшаются к востоку.

Хром. Содержание Cr сильно варьирует. Андезиты характеризуются максимумами в балке Ксавчата, на горе Казатхох, в бассейнах рек Ход, Ардон и минимумами — на р. Баргуйдон и горе Аллардыраг. В дацитах содержание элемента слабо понижается к востоку.

Никель, кобальт. Распределение этих элементов сходно с хромом — небольшие максимумы для андезитов балки Ксавчата и дацитов района пос. Верхний Згид.

Ванадий. Для андезитов установлен максимум на горе Аллардыраг, минимум – на правом берегу р. Архон. Содержание элемента в дацитах незначительно уменьшается с запада на восток.

Таким образом, наибольшие отклонения в сторону как увеличения, так и уменьшения содержания отдельных микроэлементов наблюдаются в районе полиметаллических месторождений и рудопроявлений Северной Осетии, что, вероятно, связано с нарушением первичного состава изверженных горных пород в результате их интенсивной гидротермальной переработки растворами, приводящей к нарушению баланса вещества за счет привноса новых компонентов с глубин.

В распределении содержания микроэлементов в горных породах андезито-дацитово-гранодиорит-порфировой формации имеется общая тенденция, выражающаяся в постепенном изменении концентраций одних элементов и постоянном содержании других, причем распределение и концентрация их в гранодиорит-порфирах наиболее отчетливо совпадают с таковыми для дацитовых лав. Намечаются переходные типы пород. В совокупности по петрохимическим и петрографическим данным можно считать, что обе формации образовались из одного магматического источника в процессе дифференциации нормальной известково-щелочной магмы и образуют единую андезито-дацитовую вулканоплутоническую формацию в понимании Е.К. Устиева (1963¹, 1969, 1970), типичную для островных дуг.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР проанализированы несколько образцов андезитовых и дацитовых лав, а также интрузивных гранодиорит-порфиров. Радиогенный аргон определяли на аргоновой установке конструкции ИГЕМ и масс-спектрометре МИ-1301 методом изотопного разбавления с применением в качестве эталона ³⁸Ar. Калий определяли методом

Таблица 14 Результаты определения абсолютного возраста горных (по валовым пробам)

№ образца	Порода	Место взятия образца	K, %
<u>Северная полоса обнажений андезито-дацитово-гранодиорит-порфировой формации</u>			
69 ^M /71	Андезитовые лавы	Гора Мацута, левый борт р. Урух	1,03±0,03
84 ^Y /71		Гора Казатхох, восточный склон	1,47±0,03
88 ^O /71		Вблизи пос. Фаснал, р. Айгамугадон	0,66±0,05
91 ^L /71		Гора Лахуранхох	1,12±0,03
42 ^O /71		Р. Ход	1,52±0,03
<u>Северная полоса обнажений андезито-дацитово-гранодиорит-порфировой формации</u>			
4027	Дацитовые лавы	Р. Джими	7,55
<u>Южная полоса обнажений андезито-дацитово-гранодиорит-порфировой формации</u>			
94 ^G /71		Гора Сурххох, северный склон	1,48±0,03

пламенной фотометрии. Возраст рассчитывали по константам, принятым Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций на 1964 г.: $\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $^{40}K = 0,000122$ К (по весу). В связи с плохой сохранностью калийсодержащих минералов анализ проводили по валовым пробам.

Полученные данные, а также несколько анализов, заимствованных из литературных источников, приведены в табл. 14. Для андезитовых и дацитовых лав западного и восточного районов Северной Осетии и их подводящих каналов определены цифры 153–176 млн. лет, что противоречит геологическим данным о ниже-среднеплейстоценовом возрасте андезито-дацитовой формации. Вероятно, на содержание радиогенного ^{40}Ar в андезитах и дацитах повлияли интенсивно проявившиеся в этих породах гидротермальные изменения, приведшие к некоторому "омоложению" определявшихся образцов. Следует отметить, что вопросы омоложения и удревнения горных пород под воздействием различных физико-химических и механических факторов еще не вполне ясны (Рубинштейн, 1967; Афанасьев, Овчинников, Брандт, 1971).

Для гранодиорит-порфировой формации получены значения 134, 170, 172, 180 и 195 млн. лет. Три первых относятся к средней и верхней юре и мало противоречат геологическим наблюдениям. Два последних, полученные для гранодиорит-порфиров рек Ход и Архон (в нижнем течении), удревненные, вероятно, вследствие присутствия в породе ксеногенных минералов, главным образом биотита из палеозойского фундамента. Действительно, при микроскопическом исследовании гранодиорит-порфиров в породе довольно часто обнаруживаются ксенолиты кристаллических сланцев и ксенокристы сильно хлоритизированного биотита. Удревнение пород характерно и для бассейнов рек Кубань и Мара, где гранитоидные и гранодиоритовые интрузивы, прорывающие фаунистически охарактеризованный плинсбах и тоар, имеют, по радиологическим данным, возраст 192–204 млн. лет (Борсук, Кондаков, 1969; Кондаков, 1974).

пород андезито-дацитовой и гранодиорит-порфировой формации K-Ar методом

^{40}Ar (рад.), нг/г	$\frac{^{40}Ar \text{ (рад.)}}{^{40}Ar \text{ (общ.)}}$	Возраст, млн. лет	Литературный источник
<u>Северная полоса обнажений андезито-дацитовой формации</u>			
11,5 \pm 0,6	45; 55	157 \pm 12	Цветков, 1972 ₃
17,6 \pm 0,6	55; 57	168 \pm 10	Там же
8,3 \pm 0,7	36; 42	175 \pm 14	"
12,9 \pm 0,7	40; 50	163 \pm 12	"
16,9 \pm 0,7	49; 50	157 \pm 12	"
<u>Северная полоса обнажений андезито-дацитовой формации</u>			
85,68		160	Савченко, 1970
<u>Южная полоса обнажений андезито-дацитовой формации</u>			
17,6 \pm 0,6	50; 47	167 \pm 10	Цветков, 1972 ₃

Таблица 14 (окончание)

№ образца	Порода	Место взятия образца	K, %
96 ^e /71		Р. Ардон, правый борт, в 500 м севернее пос. Бурон	2,11±0,04
4034	Андезитовые дай-ки - подводющие каналы покровных излияний	Р. Ардон, правый борт, в 400 м от устья р. Архон	2,24
40 ^e /71	Дацитовые дай-ки - подводющие каналы покровных излияний	Месторождение Садон, горизонт 9 Там же, горизонт 11	2,01±0,03 1,34±0,03
$\frac{25}{1}$ /71	Гранодиорит-порфиры	Р. Ардон, левый борт, в 1,5 км к югу от устья р. Архон	1,13±0,03
$\frac{27}{1}$ /71		Там же, 0,5 км к югу от устья	1,32±0,03
3 ^c /71		Р. Ход	2,11±0,04
$\frac{26}{2}$ /71		Р. Архон, правый борт, в 500 м от устья	0,98±0,03
5 ^h /71		Месторождение Садон, горизонт 7	2,44±0,03
5/69		Месторождение Холст, балка Наждыадаг	1,29±0,02

О ВОЗМОЖНОЙ ПРИРОДЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ОСЕТИИ

Вопросы генезиса полиметаллического оруденения Северной Осетии рассмотрены в многочисленных работах (Кольчевский, 1861; Дервиз, 1917; Пламеневский, 1923; Варданянц, 1926, 1932; Пятницкий, 1928; Скаковский, 1931; Ефремов, Ажгирей, 1950; Баклаков, 1957-1959; Мельников, 1962; Кравченко, 1966; Некрасов, 1968, 1969; Савченко, 1970; Хетагуров, Катова, 1972; Хетагуров, 1973).

Таблица 15 Содержание Pb, Zn, Cu, Mn, Ag и Mo в горных породах,

№ образца	Порода	Место взятия образца	Pb · 10 ⁻³
35 ^o /71		Горизонт 7, новая обходка	4
40/71		Горизонт 9	2
40 ^п /71	Граниты		2
40 ^a /71			2
36 ^b /71		Штольня № 5-бис, квершлаг	3 2
	Среднее		2,5(2,0)

^{40}Ar (рад.), нг/г	$\frac{^{40}\text{Ar} \text{ (рад.)}}{^{40}\text{Ar} \text{ (общ.)}}$	Возраст, млн.лет	Литературный источник
22,9±0,7	65; 58	153±9	Цветков, 1972 ₃
26,8	-	160	Савченко, 1970
25,2±0,8	53; 54	176±12	Цветков, 1972 ₃
124±0,6	45; 47	132±10	Там же
13,7±0,6	12; 67	170±12	"
16,1±0,5	57; 59	172±12	"
27,1±0,7	65; 66	180±8	"
13,6±0,7	40; 43	195±14	"
23,1±0,8	49; 69	134±8	"
15,4±0,5	22; 24	170±12	Кондаков, 1974

Самой ранней и наиболее распространенной в настоящее время является точка зрения о связи оруденения со среднекислой "кератофировой магмой", причем отмечается преимущественная связь с интрузивными телами "кератофиров". В отношении возраста оруденения существуют две точки зрения: по данным одних исследователей, он предкембрийский, по другим — третичный. Некоторые исследователи (Тугаринов и др., 1975_{1,2}) в качестве источника рудного вещества рассматривают свинец полевых шпатов гранитоидов садонского типа, последующая перекристаллизация которых в ходе калиевого метасоматоза около 150 млн. лет назад привела к высвобождению свинца и формированию рудных залежей.

вскрытых выработками месторождения Садон (в вес.%)

$\text{Zn} \cdot 10^{-3}$	$\text{Cu} \cdot 10^{-3}$	$\text{Mn} \cdot 10^{-2}$	$\text{Ag} \cdot 10^{-6}$	$\text{Mo} \cdot 10^{-4}$
2	1	5	2	1
5	0,5	10	-	2
5	8	10	-	8
2	1	5	-	1
2	1	3	2	3
8	0,2	20	-	2
4,0(6,0)	1,9(2,0)	8,8(6)	2(5)	2,8(1)

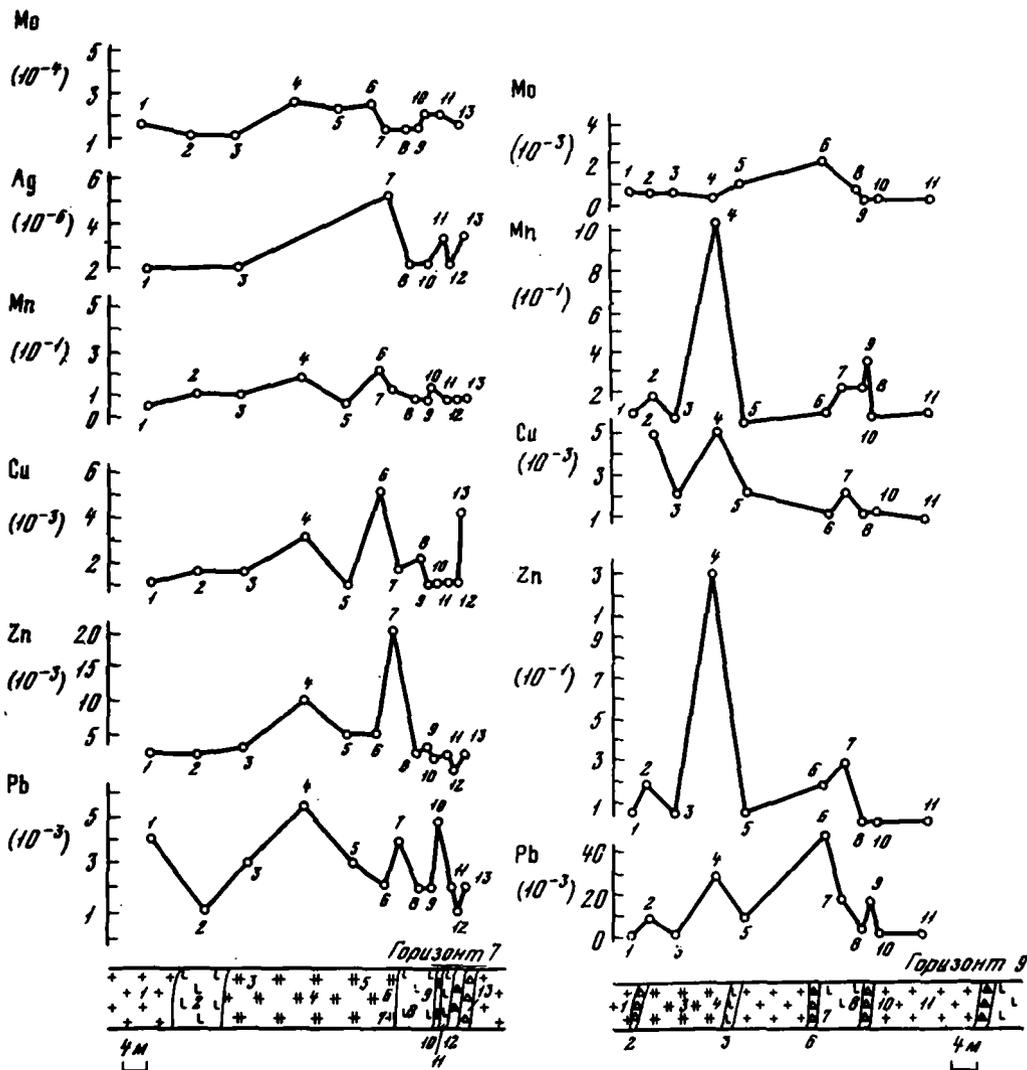
Таблица 15 (окончание).

№ образца	Порода	Место взятия образца	Pb · 10 ⁻³	
35 ^H /71		Горизонт 7	3	
35 ^З /71			8	
35 ^Ж /71	Гранодиорит-порфиры		2	
35 ^О /71			5	
35 ^С /71			5,5	
35 ^Е /71			4,0	
40 ^H /71			Горизонт 9	2
40 ^H /71			30	
36 ^Л /71		Штольня № 5-бис,	5	
36 ^К /71		5 квершлаг	3	
36 ^П /71			5	
		Среднее	6,60(2,0)	
35 ^К /71	Дацитовые дайки - подводящие каналы покровных излияний	Горизонт 7	1	
35 ^В /71			2	
35 ^Г /71			2	
35 ^Б /71			2	
40 ^Е /71			Горизонт 9	20
40 ^З /71			8	
40 ^В /71			4	
36 ^К /71		Штольня № 5-бис,	1	
36 ^У /71		5 квершлаг	2	
		Среднее	3,5(2,0)	
40 ^М /71	Тектонические брекчии	Горизонт 9	10	
40 ^Б /71			2	
40 ^Г /71			50	
36 ^Е /71			Штольня № 5-бис	10
36 ^Г /71			5 квершлаг	100
36 ^З /71				2
36 ^Н /71				4
36 ^Ж /71				2
36 ^Т /71				2
36 ^С /71				1
			Среднее	18,3(2,0)
35 ^Б /71		Эруптивные брекчии	Горизонт 7	1

Примечание. В скобках приведены кларковые содержания элементов

$Zn \cdot 10^{-3}$	$Cu \cdot 10^{-3}$	$Mn \cdot 10^{-2}$	$Ag \cdot 10^{-6}$	$Mo \cdot 10^{-4}$
3	1,5	10	2	1
-	5	5	-	2
5	5	20	-	2
2	1	10	2	1,5
10	3	15	-	2,5
20	1,5	10	5	1,0
5	2	5	-	8
15	5	100	-	3
3	1	10	3	1,5
2	1	15	2	1,5
4	3	10	3	3
6,9(6,0)	2,6(2,0)	19,0(6)	2,9(5)	2,5(1)
2	1,5	10	-	1
3	1	5	-	-
2	2	5	2	1
2	1	5	3	1
30	2	20	-	3
5	2	5	-	10
2	1	20	2	3
-	1	0,8	-	5
2	1	10	-	-
6,0(6,0)	1,4(2,0)	9,9(6)	2,3(5)	3,4(1)
-	3	20	-	8
-	0,5	30	-	1
20	1	8	100	20
10	0,5	20	-	1
50	20	5	100	10
-	0,2	10	-	30
3	1,5	7	7	5
4	4	20	-	1
5	0,8	5	-	5
10	1	5	2000	1
14,5(6,0)	3,2(2,0)	13,0(6)	550(5)	8,2(1)
Сл.	1	5	2	1,5

для гранитоидов.



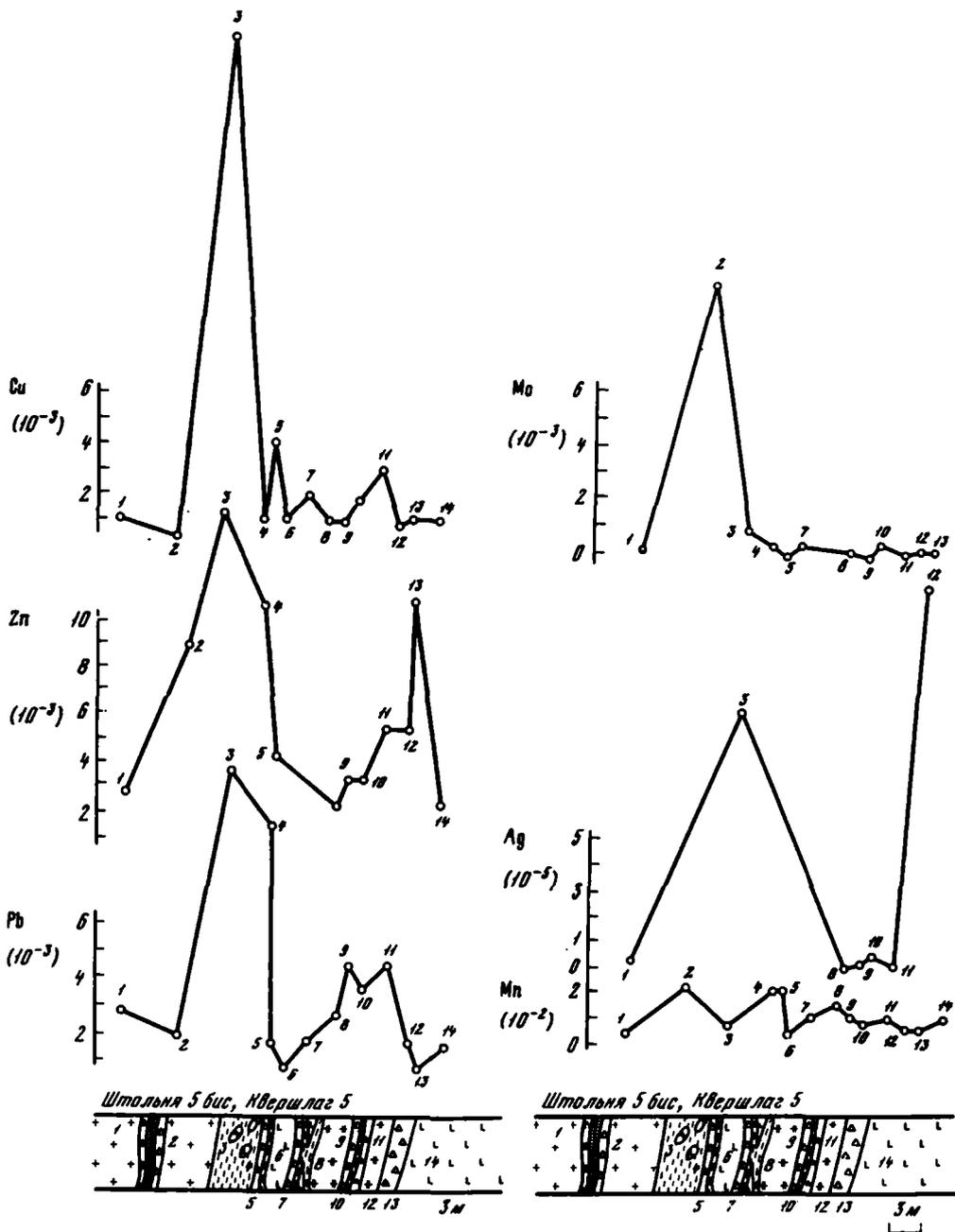
Фиг. 21. Распределение (в вес.%) Pb, Zn, Cu, Mn, Ag, Mo в различных горных породах, вскрытых выработками месторождения Садон

Уловные обозначения те же, что на фиг. 7. Цифры соответствуют месту отбора анализировавшихся образцов на разрезе

Полоса рудопроявлений полиметаллов прослеживается от бассейна рек Урух и Айгамугадон в восточном направлении до р. Терек и далее на восток на расстояние более 70 км. Рудоконтролирующими являются субширотные куполообразно расположенные разломы вдоль северного и южного крыльев Садонно-Унальской антиклинали. Ширина полосы полиметаллических рудопроявлений 4-5 км. Месторождения Згид, Садон и другие приурочены к местам пересечения субширотных и более мелких субмеридиональных разломов.

Новые данные, полученные нами в результате геохимического изучения горных пород андезит-дацитовая и гранодиорит-порфировая формаций, позволяют высказать предположение о генезисе полиметаллического оруденения.

В спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитик А.И. Галудзина) проанализированы образцы с горизонтов 7, 9, 11 и из квершлага 5 штольни



№ 5-бис месторождения Садон. Образцы отбирали из следующих пород: гранитов верхнего палеозоя (садонских); цемента тектонических брекчий в контакте гранитов с мезозойскими гранодиорит-порфирами и с дацитовыми дайками – подводными каналами покровных излияний; дацитовых даек – подводных каналов покровных излияний; гранодиорит-порфиров; цемента эруптивных брекчий. Графики распределения содержаний Pb, Zn, Cu, Mn, Ag, Mo приведены на фиг. 21, а их количественные значения – в табл. 15.

В гранодиорит-порфирах по сравнению с дацитовыми дайками – подводными каналами излияний значительно больше содержания Pb (в 2,2 раза), Zn (в 1,15), Cu (в 1,85), Mn (в 1,95), Ag (в 1,25 раза). Однако содержание Mo выше в дацитовых дайках. В тех и других породах содержание Pb, Zn, Mn и Mo выше кларкового. Наибольшей концентрацией Pb, Zn, Cu, Mn, Ag и

Mo обладает цементирующая масса тектонических брекчий (в 2 раза и более выше кларка).

А.Г. Кузнецовым (устное сообщение) отмечено относительное обогащение Rb, Zr и Mn некоторых даек дацитового состава в выработках месторождения Садон. На основании изучения особенностей минерального состава и абсолютного возраста дайковых пород на месторождении Садон нами установлено, что часть этих образований не являются подводящими каналами покровных излияний, как считает А.Г. Кузнецов, а представляют собой самостоятельные гипабиссальные интрузивы гранодиорит-порфиров более молодого возраста. Подобные интрузивные тела развиты в пределах Садоно-Унальской антиклинали от окрестностей пос. Верхний Згид на западе до пос. Холст на востоке, что пространственно совпадает с полосой полиметаллических месторождений.

Как установлено, схема магматической деятельности такова: 1) андезитодацитовая формация (серия андезитовых, дацитовых лавовых потоков и горизонтов пирокластических, вулканогенно-осадочных пород, андезитовые и дацитовые дайки; возраст, по геологическим и радиологическим данным, нижний - средний лейас; 2) гранодиорит-порфировая формация (интрузивные тела гранодиорит-порфиров); возраст, по геологическим данным, средняя юра.

На основании общности вещественного и химического состава пород обеих формаций установлена их принадлежность к последовательному ряду дифференциатов единого магматического источника. Последние порции дифференциатов этого расплава представлены гранодиорит-порфирами и, возможно, в небольших количествах - гранит-порфирами (по некоторым химическим анализам, заимствованным из литературных источников). Содержания Rb и Zr, как показали спектральные определения, непрерывно повышаются от андезитов к дацитам и гранодиорит-порфирам, что указывает на постепенное обогащение последующих дифференциатов рудными компонентами. Вероятно, мезотермальные гидротермальные растворы - спутники процесса дифференциации, были в значительной степени рудоносны.

Таким образом, существует прямая генетическая связь между дифференциацией среднекислой магмы ряда андезит - дацит - гранит и формированием гидротермальных рудоносных растворов. В среднеюрское время по ранее заложившимся субширотным и субмеридиональным разломам, подновленным ааленской складчатостью, начинает подниматься кислая магма - последние дифференциаты и сопровождающие их рудоносные гидротермальные растворы. Наличие полиметаллических руд в глинистых сланцах - аргиллитах в районах Казатхохской и Фиагдонской групп месторождений, с нашей точки зрения, является свидетельством существования на некоторой глубине не вскрытых эрозией интрузивов среднеюрских гранодиорит-порфиров.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД БЕЧАСЫНСКОЙ ЗОНЫ

Мезозойские магматические породы в бассейнах рек Черек Балкарский – Чегем расположены в пределах Северной депрессии, сложенной песчано-глинистыми осадками ниже-среднеюрского возраста и распространены на площади около 60 км² (фиг. 22).

Северная депрессия (шириной около 10–12 км) протягивается почти в широтном направлении между Скалистым и Боковым хребтами от р. Чегем на западе до р. Хазнису (левого притока р. Урух) на востоке. В структурно-тектоническом плане данная территория представляет собой крайнюю южную часть Бечасынской структурно-формационной зоны (Афанасьев, Борсук, и др., 1971). Южнее находится структурно-формационная зона Главного хребта, отделенная от Северной депрессии серией глубинных субширотных разломов.

Мезозойские магматические породы, развитые в пределах Северной депрессии, неоднократно описывались в геологической литературе (Abich, 1874; Loevinson-Lessing, 1905; Белянкин, 1915; И.Г. Кузнецов, 1946, 1951; А.П. Лебедев, 1950; Афанасьев, 1954; Безносков, Казакова, 1959; Афанасьев и др., 1968; Афанасьев, Борсук и др., 1971; Борсук, 19682; Борсук, Цветков, 1973, 1975; Цветков, 1975₂ и др.).

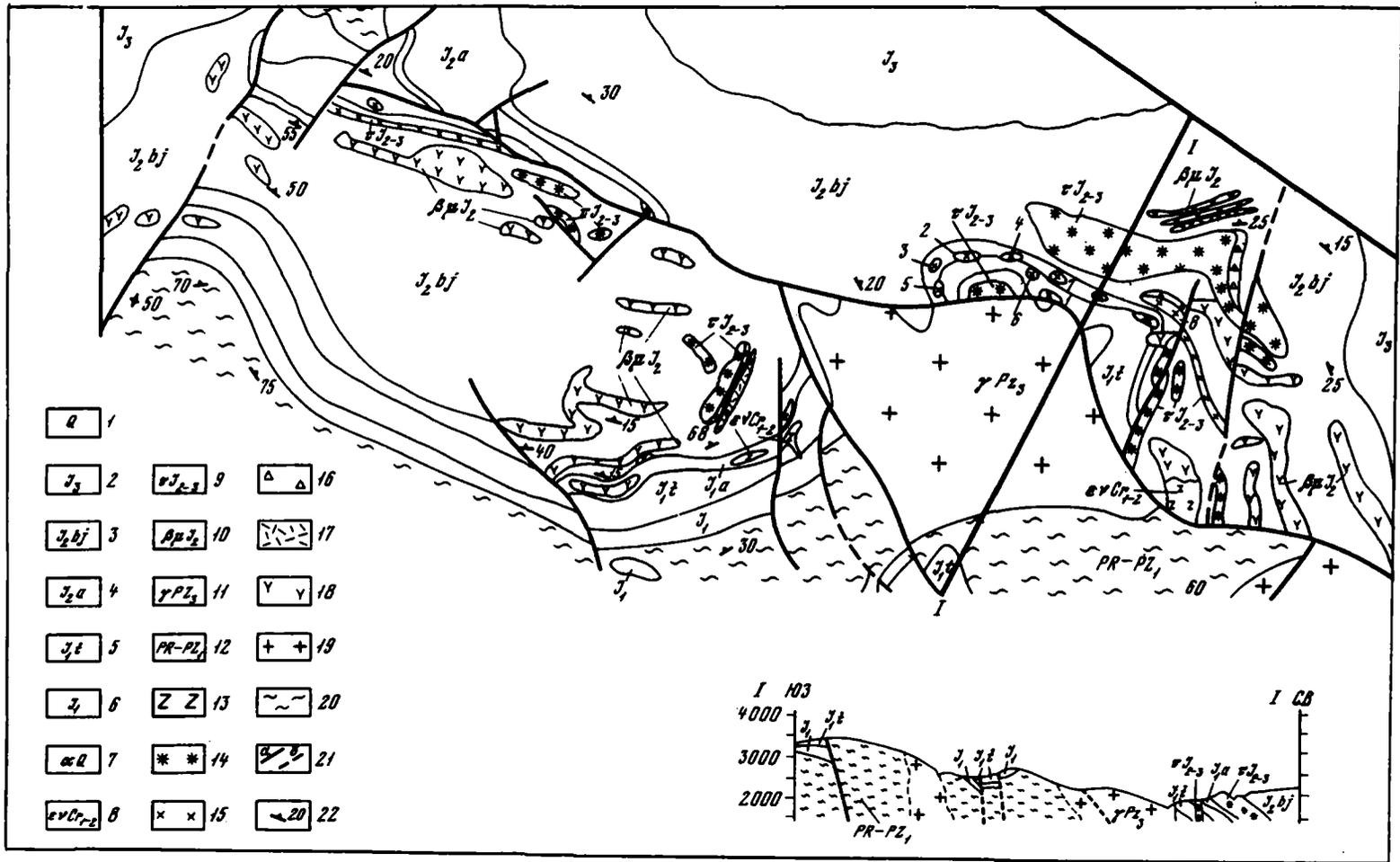
Среди изверженных пород мезозойского возраста междуречья Черек Балкарский – Чегем установлены три разновозрастные магматические формации: базальтовых порфиритов (средняя юра – байос), трахитов (верхняя юра) и субшелочных габброидов – тешенитов (нижний – верхний мел), отвечающие последовательным этапам развития Бечасынской структурно-формационной зоны в мезозое.

ФОРМАЦИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОРФИРИТОВ

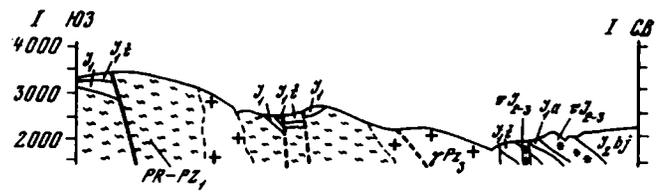
Геология магматических тел

Горные породы, объединяемые нами в формацию базальтовых порфиритов, неоднократно, хотя и весьма схематично описаны в геологической литературе. В работах Д.С. Белянкина (1915) и Ф.Ю. Левинсона-Лессинга (1904) они называются диабазами и для большинства предполагается интрузивный генезис. И.Г. Кузнецов (1946, 1951), В.П. Ренгарген (1946), Н.В. Безносков и В.П. Казакова (1959), Г.Д. Афанасьев и др. (1968) более подробно осветили геологическое положение и возраст этих образований, показав, что породы основного состава слагают лавовые потоки, заключенные в осадочной толще байосского возраста. Изучение автором магматических тел основного состава в бассейнах рек Черек Безенгийский и Черек Балкарский в 1971–1972 гг. позволило выделить их в виде конкретной формации, представленной излившимися (лавы базальтовых порфиритов), пирокластическими (литокластические туфы основного состава) и субвулканическими (силлы и дайки базальтовых порфиритов) членами.

Обнажения пород этой формации расположены на левобережье р. Черек Безенгийский (северное устья р. Шаудорсу и западнее с. Безенги), на правобережье той же реки в районе развалин с. Джабой, в бассейне р. Шиле, на правом берегу р. Чегем, а также на левом берегу р. Чайнашки (левый при-



- | | | | |
|------------------------|---|------------------|----|
| Q | 1 | | |
| J_3 | 2 | σJ_{2-3} | 9 |
| J_2bj | 3 | $\beta \mu J_2$ | 10 |
| J_2a | 4 | γPZ_3 | 11 |
| J_1 | 5 | $PR-PZ_1$ | 12 |
| Z | 6 | $\Delta \Delta$ | 16 |
| αQ | 7 | $\nabla \nabla$ | 17 |
| $\sigma \sigma \sigma$ | 8 | $\gamma \gamma$ | 18 |
| | | $+$ | 19 |
| | | $Z Z$ | 13 |
| | | $\sim \sim$ | 20 |
| | | $\alpha \beta$ | 21 |
| | | $\times \times$ | 15 |
| | | ~ 20 | 22 |



ток р. Черек Балкарский). Повсеместно горные породы формации базальтовых порфиритов заключены в толще песчано-глинистых отложений, возраст которых на основании находок фауны, по данным Н.В. Безносова и В.П. Казаковой (1959), устанавливается как нижнебайосский. Излившиеся члены формации слагают лавовые потоки мощностью 20–50 м, протягивающиеся на расстоянии 2–3 км.

Наиболее четкие взаимоотношения лав базальтовых порфиритов с вмещающими осадочными породами, а также наиболее характерное строение внутренних частей потоков наблюдались на правом берегу р. Черек Безенгийский, в районе развалин с. Джабой, а также по обоим берегам р. Шиле.

К северу от развалин с. Джабой обнажается лавовый поток базальтовых порфиритов, простирающийся почти в субмеридиональном направлении и имеющий мощность около 50 м. Нижняя и центральная части этого потока общей мощностью около 40 м обладают шаровой отдельностью, а прикровельная часть сложена массивными породами. Участки с шаровой отдельностью иногда образованы шарами почти идеальной формы, обычно же округлыми, шаровидными и эллипсоидальными телами размером 0,2–1,5 м в поперечнике. Преобладают шаровидные тела размером 0,5–0,7 м. Часто наблюдается вдавливание шаров один в другой, при этом оттянутые и слегка деформированные края одних шаров погружаются в промежутки между другими шарами. На основании этого легко определить кровлю и подошву потока. Большей частью шары непосредственно соприкасаются один с другим, иногда между ними имеются промежутки, сложенные массивными породами. Внутренняя часть шаров сильно пористая. Количество пустот увеличивается от центра к периферии шара.

Контакт подошвы потока базальтовых порфиритов с песчано-глинистыми осадками очень неровный. В осадочных породах заметно ороговикование на расстоянии 20–30 см от контакта. В подошве потока, в межшаровом пространстве, нередко заключено вещество глинистых сланцев, что свидетельствует о захвате неуплотненных глинистых пород нижней кромкой движущейся лавы. Верхний контакт этого лавового потока также волнистый. В перекрывающих его песчано-глинистых образованиях встречаются отдельные окатанные обломки базальтовых порфиритов, что указывает на частичный, хотя и очень небольшой размыв.

На западном склоне горы Учташи в подошве лавового потока мощностью 30 м залегают лавовые брекчии мощностью около 1 м. Порода состоит из угловатых обломков базальтовых порфиритов (70%), ориентированных параллельно подошве потока и заключенных в глинистом веществе (30%). Образо-

Фиг. 22. Схематическая геологическая карта междуречья Чегем – Черек (Бечасынская структурно-формационная зона). Составил А.А. Цветков с использованием материалов геологических съемок

1 – аллювиальные и делювиальные отложения; 2 – келловейский, оксфордский, киммериджский, титонский ярусы верхней юры: мергели, известняки; 3 – байосский ярус средней юры: аргиллиты, алевролиты, песчаники; 4 – ааленский ярус средней юры: аргиллиты, алевролиты; 5 – тоарский ярус нижней юры: алевролиты, песчаники; 6 – нижняя кора нерасчлененная: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 7 – андезиты гиперстеновые, четвертичные; 8 – формация субщелочных габброидов: тешениты; 9 – формация трахитов; 10 – формация базальтовых порфиритов; 11 – гранитоиды “комплекса гранитов Главного хребта”, верхнепалеозойские; 12 – метаморфические сланцы, гнейсы, амфиболиты протерозоя – нижнего палеозоя; 13 – субщелочные габброиды: тешениты; 14 – полевошпат-пироксеновые трахиты; 15 – калишпатовые трахиты; 16 – эруптивные брекчии; 17 – туфы; 18 – базальтовые порфириты; 19 – граниты; 20 – кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты; 21 – разрывы: а – достоверные, б – предполагаемые; 22 – элементы залегания слоев. Цифры на карте – порядковые номера интрузивов калишпатовых трахитов

вание лавовых брекчий связано, вероятно, с натеканием жидкой лавы на неуплотненные глинистые осадки, брекчированием подошвенной части потока и захватом его глинистого материала.

Структура лавовых потоков базальтовых порфиритов, подобная описанной выше, характерна и для других участков обнажения пород формации. В бассейне р. Шиле наблюдаются три лавовых потока (максимальное число). В истоках этой реки, непосредственно к югу от эскарпа Скалистого хребта, в верхнем из трех потоков обнаружена столбчатая отдельность, в двух нижних — шаровая отдельность. Мощность верхнего потока около 30 м. На правом берегу р. Чегем и левом берегу р. Чайнашки (левого притока р. Черек Балкарский) обнажаются лавы базальтовых порфиритов, аналогичные такому бассейну р. Черек Безенгийский. Здесь также три потока, их максимальная мощность около 10 м. Лавы имеют массивное сложение.

Таким образом, максимальные мощности слагающих данную формацию лав базальтовых порфиритов отмечаются для бассейна р. Черек Безенгийский, в районе развалин с. Джабой, и в приустьевой части р. Шиле. К западу и к востоку мощность их постепенно уменьшается, и западнее правого берега р. Чегем и восточнее р. Черек Балкарский эти породы уже не встречаются.

Лавы сопровождаются литокластическими туфами, состав обломков которых аналогичен породам лавовых потоков. Туфы распространены в бассейне р. Черек Безенгийский севернее р. Шаудорсу и развалин с. Джабой, а также на восточном склоне горы Муколкая. Как правило, они подстилают залегающие на них лавовые потоки базальтовых порфиритов. Наиболее отчетливо строение туфового горизонта наблюдается на восточном склоне горы Муколкая. Здесь среди нижнебайосских песчаников и сланцев залегает пласт туфов мощностью 5 м, простирающийся с юго-запада на северо-восток.

Порода представляет собой отдельные вулканические бомбы и лапилли, заключенные в глинистой цементирующей массе. Объем, занимаемый обломками, значительно меньше объема цемента. Наиболее часто размеры обломков и бомб 2–5 см, реже до 20–30 см в поперечнике. Сортировка обломков по крупности в пределах пласта не наблюдается. Вокруг некоторых вулканических бомб отмечается изогнутость слоистости вмещающего глинистого материала, на основании чего легко устанавливаются подошва и кровля пласта. По простирацию этот пласт прослежен нами на расстоянии около 300 м. Далее он постепенно выклинивается. Подобный пласт туфов мощностью 3 м залегает на правом берегу р. Черек Безенгийский, севернее развалин с. Джабой.

Пространственная сопряженность туфов и лавовых потоков базальтовых порфиритов и идентичность состава пород вулканических бомб, лапиллей и потоков свидетельствуют о едином центре, генерировавшем эти продукты, который находился, по-видимому, в среднем течении р. Черек Безенгийский. Залегая стратиграфически ниже лав базальтовых порфиритов, туфы представляют собой в пределах данного района первую фазу магматизма в мезозойское время. Проявление эксплозивной деятельности было весьма слабым, количество пирокластического материала относительно невелико, вследствие чего невелик и ареал распространения туфов.

Излияние лав базальтовых порфиритов в междуречье Черек Безенгийский — Черек Балкарский сопровождалось внедрением небольших гипабиссальных интрузий сходного состава. В уресе р. Шиле, приблизительно в 3,5 км от ее устья, обнажается вертикально стоящая дайка, сложенная базальтовыми порфиритами. Мощность дайки 3–5 м; по простирацию (северо-восток) она прослеживается на 300 м. Дайка внедрилась по ослабленной зоне тектонического контакта песчаников и глинистых сланцев нижнего байоса с гранитоидами верхнего палеозоя. В приконтактных частях дайки встречаются ксенолиты оплавленных и ороговикованных глинистых сланцев размером 2–5 см.

Силлообразное тело, сложенное полнокристаллической разностью базальтовых порфиритов, обнажается на левобережье р. Чайнашки, в 4,5 км от устья. Мощность тела около 10 м. От центра к периферии заметно уменьшается

степень раскристаллизованности породы. Вмещающие глинистые сланцы в зоне обших контактов ороговикованы на расстоянии около 30 см. В приконтактных частях силла изредка встречаются ксенолиты ороговикованных глинистых сланцев размером в несколько сантиметров.

Тесная пространственная приуроченность лавовых потоков и интрузивных тел базальтовых порфиритов и сходный петрографический состав позволяют предположить, что они имеют близкий или синхронный возраст. Вероятно, это различные фации единого магматического расплава.

Петрография базальтовых порфиритов

В петрографическом отношении все породы, слагающие лавовые потоки и субвулканические тела, относятся к группе базальтовых порфиритов. Среди них выделяются две структурные разновидности: полнокристаллические разновидности, слагающие преимущественно центральные части мощных лавовых потоков и субвулканические тела; неполнокристаллические, с порфировой структурой, слагающие более маломощные потоки или же залегающие в краевых частях потоков, а также присутствующие в виде обломков в туфах.

Количественно-минеральный состав и оптические свойства плагиоклаза базальтовых порфиритов приведены в табл. 16 и 17. Полнокристаллические базальтовые порфириты представляют собой темно-серые, почти черные афировые породы с массивной текстурой. Микроскопически установлено, что порода состоит из индивидов плагиоклаза различной степени идиоморфности, иголок рудного минерала, хлорита, выполняющего промежутки между зернами плагиоклаза и кальцита, заполняющего пустоты в породе, реже развитого по плагиоклазу.

Плагиоклаз представлен обычно образованием двух генераций. I генерация – крупные (1,0–2,5 мм), сдвойникованные в простые двойники, удлиненно-таблитчатые зерна. Двойниковые зоны преимущественно широкие и нечетко выраженные. Плагиоклаз мутный и содержит многочисленные газово-жидкие и твердые включения, расположенные хаотически по объему зерна.

Плагиоклаз II генерации таблитчатой формы, размером 0,5–1,0 мм. Он содержит значительно меньше включений, зерна имеют более свежий вид и сдвойникованы также в простые двойники. Плагиоклаз обеих генераций обычно целиком замещен альбитом (№ 0–5). Иногда в породе присутствует мало измененный пироксен состава авгита.

Рудный минерал развит в виде кристаллов игольчатой формы размером 0,1–0,5 мм и реже – мелкой рудной пыли. Вероятно, он представлен рутилом и в меньшей степени магнетитом.

Хлорит образует мелкие и тонкие чешуйки размером 0,05–0,1 мм. Чаще всего он встречается в промежутках между кристаллами плагиоклаза, реже развит по последнему. Характеризуется плеохроизмом: по N_g – желтовато-зеленый, по N_p – зеленый. Кальцит развит по плагиоклазу, но чаще приурочен к пустотам, образуя агрегаты мелких зерен неправильной формы или шестоватые кристаллы.

Неполнокристаллические базальтовые порфириты – плотные, массивные породы темно-зеленого и темно-серого цветов с большим количеством пустот. Под микроскопом видно, что структура породы порфировая, вкрапленники плагиоклаза погружены в основную массу различной степени раскристаллизованности (см. Табл. III, 6).

Плагиоклаз вкрапленников образует таблитчатые, удлиненно-таблитчатые и реже неправильной формы кристаллы размером 0,3–2,5 мм. В некоторых разновидностях пород этого типа наблюдаются две генерации плагиоклаза. Индивиды I генерации отличаются от II большими размерами, форма их обычно угловатая, края оплавлены. Возможно, это ксеногенный плагиоклаз. Иногда в породе присутствуют гломеропорфиновые скопления из четырех-пяти зерен неправильной формы. Плагиоклаз вкрапленников мутный, содержит значитель-

Таблица 16. Количественно-минеральный состав базальтовых порфиритов

№ образца	Место взятия образца	Вкрапленники				
		плагиоклаз		рудный минерал	кварц + ксенолиты палеозойских кварцитов	хлорит по плагиоклазу
		I генерация	II генерация			

Полнокристаллический базальтовый порфирит

$\frac{27}{4}/72$	Правый борт р. Шиле, в 4,5 км от устья	11,31	52,30	1,10	-	-
$\frac{28}{4}/72$	Там же, в 5 км от устья	3,18	69,59	-	-	1,03
$\frac{28}{10}/71$	Дайка в урезе р. Шиле	3,10	52,11	0,93	0,41	-

Неполнокристаллический базальтовый порфирит

$\frac{128}{18}/71$	Урез р. Шиле, в 2 км от устья	1,85	-	-	-	-
$\frac{128}{4}/71$	Правый борт р. Шиле, в 2 км от устья	1,85	-	-	-	-
$\frac{128}{9}/71$	Там же	8,30	-	-	-	-
$\frac{28}{2}/71$	Правый борт р. Шиле, в 4,5 км от устья	4,00	-	-	-	-
$\frac{29}{2}/71$	Северный склон горы Учташи	13,26	-	-	-	-
52 ^c /71	Левый борт р. Черек Безенгийский, севернее р. Шаудорсу	3,50	16,00	-	0,50	-
52 ^r /71	Там же	12,40	-	-	-	0,40
$\frac{25}{1}/72$	Окрестности развалин с. Джабой	23,64	-	-	-	-
$\frac{25}{4}/72$	Там же	17,33	1,23	-	3,14	18,35

Основная масса							
карбонат по плагиоклазу	хлорит в ин-терстициях	хлорит в пустотах	карбонат в пустотах	серцит в пустотах	хлорит	карбонат	неизменная

Полнокристаллический базальтовый порфирит

26,10	9,19	-	-	-	-	-	-
15,93	6,15	-	4,12	-	-	-	-
8,15	35,10	-	-	-	-	-	-

Неполнокристаллический базальтовый порфирит

		1,20	17,70	-	2,30	-	40,50
-	-	-	23,50	-	-	23,50	51,25
-	-	2,60	17,50	-	1,10	2,20	68,30
-	-	-	2,72	-	11,38	21,40	59,70
-	-	7,20	24,54	-	13,70	-	41,30
-	-	-	16,40	-	2,50	-	16,10
3,10	-	-	16,20	0,40	7,50	2,50	57,50
-	-	-	-	2,15	7,10	1,80	65,31
-	-	-	-	-	30,17	15,16	14,62

Таблица 17. Оптические свойства плагиоклаза базальтовых порфиритов

№ образца	Геологическое положение образца	Место взятия образца	Характеристика плагиоклаза
52 ^c /71	Центральная часть лавового потока	Левый берег р. Черек Безенгийский, севернее р. Шаудорсу	Вкрапленник I генерация из гломеропорфирового скопления, размер 1,00 мм
52 ^c /71	Там же	Там же	II генерация, удлиненно-таблитчатая форма, размер 0,3 мм
$\frac{128}{9}$ /71	"	Правый борт р. Шиле, в 2 км от устья	размер 0,5 мм
56 ^e /71	Центральная часть силла	Левый борт р. Чайнашки	таблитчатая форма, размер 0,6 мм
$\frac{25}{2}$ /72	Вулканическая бомба	Правый борт р. Черек Безенгийский, вблизи развалин с. Джабой	удлиненная форма, размер 0,5 мм
$\frac{25}{2}$ /72	Там же	Там же	Микролит, размер 0,1 мм
$\frac{25}{2}$ /72	"	"	Вкрапленник размер 0,4 мм
$\frac{25}{1}$ /72	Центральная часть лавового потока	"	размер 0,5 мм

* Неупорядоченный плагиоклаз имеет индекс (0,0), полностью упорядоченный - (1,0) (Марфунин, 1962).

ное количество газовой-жидких и твердых включений, представленных в основном раскристаллизованным веществом основной массы. Чаще всего включения распространены в объеме зерен хаотически, в отдельных случаях - параллельно зонам роста. Плагиоклаз вкрапленников обычно двойникован в простые двойники, наиболее часто по карлсбадскому закону. Двойниковые зоны чаще всего широкие и неотчетливые. По составу плагиоклаз обеих генераций относится к ряду альбита (№ 0-7). Замеры сохранившихся реликтов неизменных вкрапленников и микролитов, иногда встречающихся в центральных частях лавовых потоков и в вулканических бомбах, свидетельствуют о том, что первоначально состав плагиоклаза отвечал лабрадору № 60-76.

Основная масса имеет интерсертальную, реже гиалопилитовую структуру и образована микролитами плагиоклаза, погруженными в частично хлоритизированный, реже карбонатизированный и переполненный мелкой рудной пылью базис. Микролиты плагиоклаза удлиненной формы, размеры их менее 0,1 мм. Они также представлены альбитом.

В основной массе неполнокристаллических базальтовых порфиритов присутствует большое количество пустот, представляющих собой поры в лаве. Форма пустот обычно округлая, эллипсоидальная, реже вытянутая и с изгибом; размер 0,2-3,0 мм. Наиболее часто весь объем поры выполнен кальцитом. Реже периферическая часть сложена хлоритом, а центральная - кальцитом. Отдельные мелкие гнезда хлорита иногда встречаются в центральных

междуречья Черек Безенгийский - Черек Балкарский

Ng	Np	Nm	Закон двойникования	Состав плагиоклаза *
71,0	78,5	23,5	(001)	Альбит № 0 (0,4)
72	81,5	20	(001)	Альбит № 0 (0,7)
75	78	19	(001)	Альбит № 7 (0,8)
72	80	20	(001)	Альбит № 4 (0,7)
57	34	81	(001)	Лабрадор № 71 (1,0)
36	73,5	60,5	(010)	Лабрадор № 60 (0,5)
54,5	34,5	84	(001)	Лабрадор № 76 (1,0)
40	67,5	60	(010)	Лабрадор № 70 (1,0)

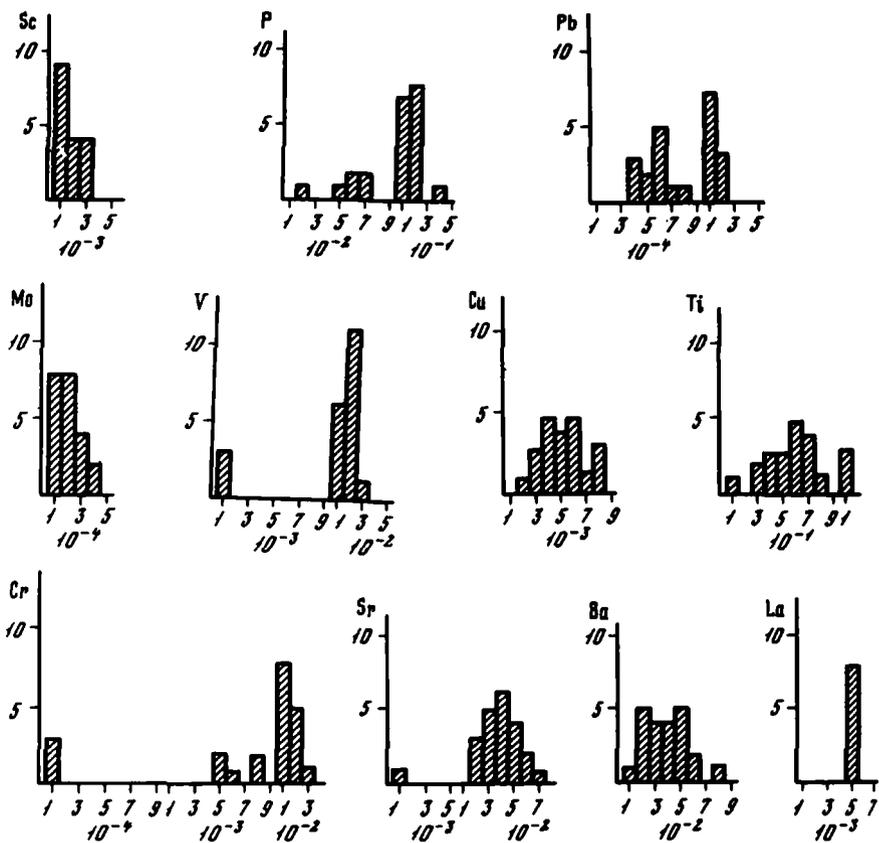
частях поры, в кальците. Нередко агрегаты хлорита имеют радиально-лучистое строение. Вокруг поры часто наблюдается темная оторочка, представляющая собой обогащенную рудным веществом основную массу. Вероятно, поры представляют собой сингенетичное с лавами образование, так как микролиты плагиоклаза вблизи них принимают тангенциальное по отношению к границе положение.

Очень редко некоторые мелкие поры выполнены серицитом. В основной массе некоторых пород этого типа отмечены зерна кварца и обломки кварцитов овальной и округлой формы явно ксеногенного происхождения. Вероятно, они вынесены из пород субстрата.

Плагиоклаз вкрапленников в процессе автотемпературного изменения замещается кальцитом, хлоритом, реже анальцимом и серицитом. Чаще всего эти минералы слагают отдельные небольшие участки на поверхности кристалла, иногда кальцит образует полные псевдоморфозы. В основной массе этих пород кальцит развит преимущественно по микролитам плагиоклаза, а хлорит замещает стекловатый мазостаазис.

Анализируя результаты количественно-минеральных подсчетов, можно видеть, что в обоих типах базальтовых порфиритов степень измененности различна. Это связано, вероятно, с несколько большим изменением приконтактных участков лавовых и интрузивных тел по сравнению с их центральными частями.

Спектральным анализом базальтовых порфиритов, проведенным приближен-

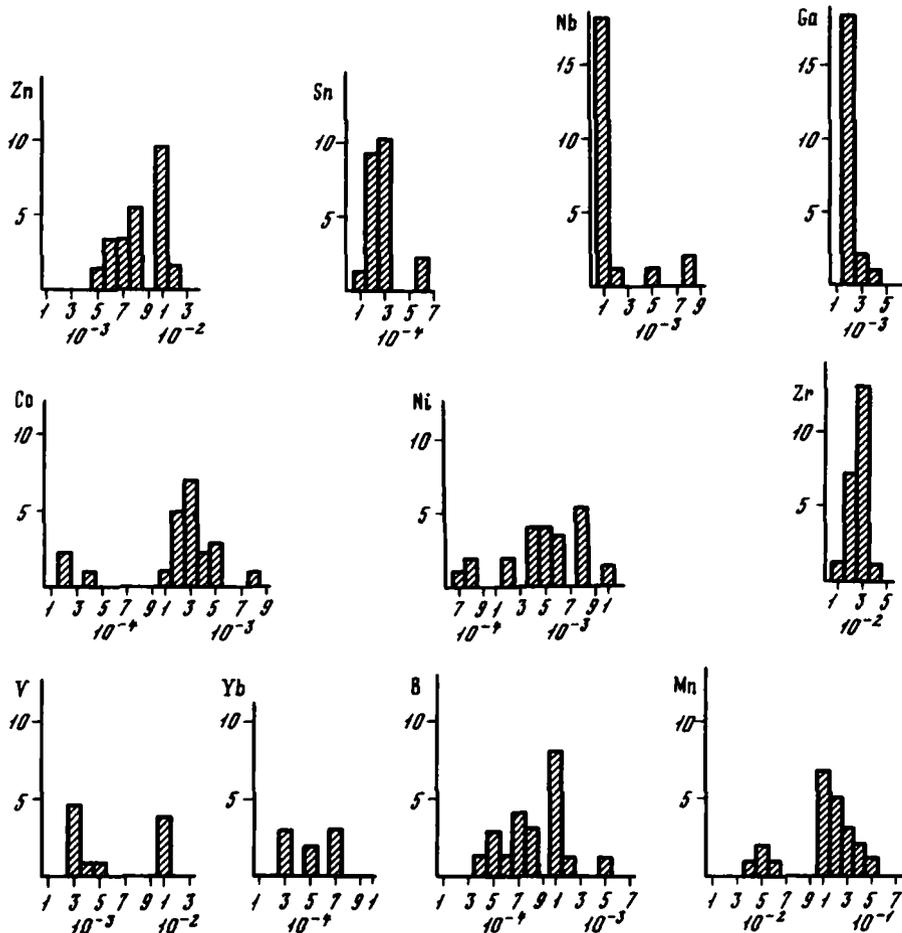


Фиг. 23. Гистограммы распределения микроэлементов в горных породах формации базальтовых порфиритов междуречья Чегем - Черек Балкарский

но-количественным методом в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР (25 образцов, аналитики А.И. Галудзина и А.Ф. Мартынова), установлены следующие средние содержания микроэлементов в этих породах (в вес. %):

Sc	$1,3 \cdot 10^{-4}$	Co	$2,9 \cdot 10^{-3}$
P	$12,8 \cdot 10^{-2}$	Ni	$5,0 \cdot 10^{-3}$
Pb	$8,9 \cdot 10^{-4}$	Zr	$26,4 \cdot 10^{-3}$
Zn	$8,5 \cdot 10^{-3}$	Cr	$10,8 \cdot 10^{-4}$
Sn	$2,8 \cdot 10^{-4}$	Sr	$3,8 \cdot 10^{-2}$
Nb	$1,8 \cdot 10^{-3}$	Ba	$3,8 \cdot 10^{-2}$
Ga	$2,1 \cdot 10^{-3}$	La	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Mo	$2,0 \cdot 10^{-4}$	Y	$2,9 \cdot 10^{-3}$
V	$12,6 \cdot 10^{-3}$	Yb	$1,8 \cdot 10^{-4}$
Cu	$5,1 \cdot 10^{-3}$	B	$10,3 \cdot 10^{-4}$
Ti	$4,5 \cdot 10^{-1}$	Mn	$18,4 \cdot 10^{-2}$

Концентрация Zr, B, Ba, Y выше, а Sc, Zn, V, Ti, Ni, Cr - ниже среднего содержания этих элементов в основных изверженных породах, по А.П. Виноградову (1962). Для остальных элементов средние величины практически одинаковы. Гистограммы распределения отдельных микроэлементов приведены



на фиг. 23. В силле базальтового порфирита, обнаженного в левом борту р. Чайнашки, установлено $1 \cdot 10^{-2}$ вес.% церия, что выше среднего, по А.П.Виноградову, приблизительно в 10 раз.

Определение щелочей в породах формации базальтовых порфиров в междуречье Черек Балкарский – Черек Безенгийский показало, что все они чрезвычайно обеднены калием (в среднем 0,27% K) и богаты натрием (в среднем 5,65% Na). Это объясняется интенсивной альбитизацией плагиоклаза вкрапленников и основной массы.

ФОРМАЦИЯ ТРАХИТОВ

Геология магматических тел

Горные породы, относимые нами к формации трахитов, неоднократно привлекали внимание исследователей. Первые сведения о безенгийских "полевошпатовых породах, богатых ортоклазом" появились в геологической литературе благодаря Абиху (Abich, 1874). В 1904 и 1905 гг. эти же породы описал Ф.Ю.Левинсон-Лессинг (1904; Loevinson-Lessing, 1905) под названием "ортоклазовых порфиров", отметив, что они слагают жилы с хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Упоминание об "ортоклазовых порфирах", производящих впечатление мощных лавовых потоков, содержится в работе В.В. Дубянского (1913). В 1914 г. Д.С. Белянкин совершил несколько экскурсий в бассейне р. Черек Безенгийский и уделил серьезное внимание изучению развитых в пределах этой части Кавказа мезозойских "диабазов и кератофиров" – ортоклазо-

вых порфиров, по Ф.Ю. Левинсону-Лессингу (Белянкин, 1915). Под названием "кератофиров" эти породы описаны и в монографии А.П. Лебедева (1950). Г.Д. Афанасьев (1954) отметил эруптивные контакты "кератофиров" с вмещающими осадочными породами и указал на экзоконтактовые изменения последних. А.М. Борсук описал "ортоклазовые породы" Череха Безенгийского под названием "трахит" в работе, посвященной закономерностям развития магматизма складчатых областей (Афанасьев и др., 1968).

Детальные исследования, проведенные нами в последние годы в междуречье Чегем - Черек Балкарский, позволили собрать новые данные о геологическом положении, вещественном составе и возрасте этих пород (Борсук, Цветков, 1973; Цветков, 1975).

Горные породы формации трахитов в пределах района наиболее широко распространены. Среди них нами выделяются две разновидности: полевошпат-пироксеновые и калишпатовые трахиты.

Полевошпат-пироксеновые трахиты слагают гипабиссальные интрузивные тела (силлы, дайки, микролакколиты, некки). Интрузии этих трахитов обнажены на правом берегу р. Чегем в приводораздельной части с р. Черек Безенгийский, на левом берегу р. Черек Безенгийский (гора Муколкая), севернее р. Кшлыксу и вблизи развалин с. Усхур, на правом берегу р. Черек Безенгийский, в районе развалин сел Джабой, Хулам и в бассейне р. Шиле.

Наиболее крупные интрузивные тела имеют вид силлов. Так, например, силл, обнаженный в обоих бортах р. Черек Безенгийский, по его притокам - рекам Шаудорсу и Шиле, вытянут в широтном направлении на 4,5 км при мощности 150-200 м. Вмещающие породы - песчано-глинистые осадки байосского возраста (Безносов, Казакова, 1959). В восточной части это тело рассекается субмеридиональным разломом, по которому происходит некоторое смещение к северу. Азимут падения: северо-восток (35°) под углами $30-40^{\circ}$. Силл обладает прекрасной столбчатой отдельностью, которая в кровле постепенно переходит в грубоплитчатую, а в приконтактовых частях - в шаровую. Шары размером 0,4-1,0 м в поперечнике, обычно правильной округлой формы. Цементирующая масса - в значительной части ороговикованное глинистое вещество. Иногда вещество вмещающих глинистых сланцев проникает по трещинам в породе, образуя характерный изгиб. Нередко можно наблюдать удлиненные, жилообразные, с пережимами и раздувами участки захваченных и частично переработанных ксенолитов, вмещающих аргиллитов, отличающихся по своему грязно-зеленому цвету от общей массы розового полевошпат-пироксенового трахита.

В верхнем контакте силла трахитов на правом берегу р. Черек Безенгийский с глинистыми сланцами байоса находится зона (мощностью 10 м) эруптивных брекчий, представляющих собой продукт прорыва трахитов сквозь вмещающую толщу. Глинистые сланцы пропитаны веществом трахитов и сильно ороговикованы. Зоны экзоконтактов силлов импрегнированы веществом трахитов, проникающим в песчаники и аргиллиты по трещинам в виде тонко раскристаллизованной афировой основной массы (см. Табл. III, *с-1*).

Все приведенные факты свидетельствуют, на наш взгляд, с достаточной несомненностью, о том, что внедрение интрузии трахитового состава произошло в неуплотненные глинистые осадки.

Микролакколиты полевошпат-пироксеновых трахитов (в среднем размером 50×70 м) обнажаются в северном борту р. Кшлыксу, вблизи развалин башни с. Джабой, прорывая аргиллиты и песчаники байоса. Иногда толща осадочных пород, залегающая в кровле лакколита, образует над ним сводоподобное поднятие.

Аргиллиты и песчаники в зоне контакта с трахитами заметно ороговикованы. В эндоконтактовых частях микролакколитов присутствуют ксенолиты вмещающих осадочных пород, а также байосских базальтовых порфиров, прорванных трахитами. К востоку от с. Джабой наблюдается пересечение лавового потока базальтовых порфиров дайкой трахита мощностью 5 м.

Некки и куполовидные интрузивы полевошпат-пироксеновых трахитов нередко сопровождаются эруптивными брекчиями, состоящими из дробленого вещества трахитов и вмещающих аргиллитов юры (р. Шиле). Эруптивные брекчии приурочены к зонам крутых контактов интрузивных тел с вмещающими осадочными породами. Иногда они образуют изометричные в плане грубоподобные тела, залегающие вне видимой связи с трахитами и рвущие песчано-сланцевую толщу байоса и лавовые потоки базальтовых порфиритов (севернее развалин с. Джайбой).

Калишпатовые трахиты, как и полевошпат-пироксеновые, образуют силлы и микролакколиты. В 4,5 км к северо-востоку от с. Безенги по обоим берегам р. Черек Безенгийский обнажается куполообразное интрузивное тело калишпатовых трахитов, зеленовато-белого цвета, резко отличающихся по внешнему облику от полевошпат-пироксеновых трахитов розового цвета, описанных выше. Интрузивное тело вытянуто с северо-запада на юго-восток на 300 м при ширине около 70 м. Видимая мощность 50 м. Отчетливо наблюдается прорыв интрузивом вмещающих аргиллитов байоса. Центральная часть сложена белыми сахаровидными трахитами, а в краевых частях фиксируется зона гибридных пород зеленого цвета, представляющих собой продукт ассимиляции магматическим расплавом вещества аргиллитов. Часть интрузива, обнажающаяся по правому борту р. Черек Безенгийский, обладает столбчатой отдельностью. В породах краевых частей интрузива наблюдается хорошо выраженная флюидальность. В калишпатовых трахитах содержатся ксенолиты полевошпат-пироксеновых трахитов, что определенно указывает на более позднее образование первых.

Аналогичные микролакколиты и несколько силлов калишпатовых трахитов обнажаются в левом борту р. Черек Безенгийский, в его приводораздельной части с р. Чегем и на правом берегу р. Чегем в бассейне ее притока р. Кардан.

В краевых частях силлов и микролакколитов обычно присутствуют маломощные зонки эруптивных брекчий, представляющие собой результат прорывания трахитовой магмой вмещающих глинистых осадков.

Петрография трахитов

Полевошпат-пироксеновые трахиты. Макроскопически эти трахиты - массивные, розовато-серые или светло-коричневые, порфировые породы с большим количеством вкрапленников розового полевого шпата. Основная масса трехитоидной структуры, состоит из крупных брускообразных микролитов пелитизированного полевого шпата, между которыми зажаты зернышки кварца (см. Табл. III, *д*). Количественно-минеральный состав этих пород приведен в табл. 18, из которой следует, что они существенно лейкократовые.

Вкрапленники полевого шпата имеют обычно широкотаблитчатую форму и размеры 0,3-3,5 мм и более. В некоторых трахитах полевой шпат представлен альбитом, развившимся по первичному K-Na полевому шпату. Обычно удается найти реликты неизмененного, совершенно прозрачного K-Na полевого шпата, замеры оптических констант которого на столике Федорова показали, что он обладает свойствами высокого санидина-анортоклаза ($-2V=44-55^\circ$ и $\perp(001) < Nm = 6\%$). Состав такого K-Na полевого шпата должен определяться соотношением $Or_{70}Ab_{30} - Or_{60}Ab_{40}$ (Марфуни, 1962). Угол оптических осей вторичного альбита отрицательный, от 76 до 84° , на что в свое время указывал Д.С. Белякин (1915). Замещение K-Na полевого шпата альбитом начинается с периферии кристалла и распространяется к центру. В ряде случаев у новообразованного альбита отчетливо наблюдается полисинтетическое двойникование. Помимо альбита, по первичному полевому шпату развиты карбонат и значительно реже кварц.

В некоторых образцах полевошпат-пироксеновых трахитов, главным образом из центральных частей силлов, обнаружен зеленоватый в проходящем свете моноклинный пироксен ($+2V=55-57^\circ$; $c:N_g = 37-42^\circ$). Этот пироксен проанализирован химически на рентгеновском микроанализаторе MS-46 фирмы "Самеса" по спектральным линиям MnK_α , MgK_α , FeK_α , CaK_α , AlK_α , SiK_α , с ускоряющим напряжением 20 кв и током зонда 20 на. При этом исполь-

Таблица 18. Количественно-минеральный состав горных пород формации

№ образца	Место взятия образца	Вкрапленники	
		К-На полевой шпат	Моноклинный пироксен
<u>Полевошпат-пироксеновые трахиты</u>			
50 ^е /71	Вершина горы Муколкая	41,35	-
52 ^в /71	Левый борт р. Черек Безенгийский, к северу от устья р. Шаудорсу	37,97	0,72
$\frac{128}{17}$ /71	Окрестности развалин с. Джабой	9,73	-
$\frac{128}{18}$ /71	Там же	17,24	-
$\frac{128}{19}$ /71	"	43,17	-
$\frac{27}{1}$ /72	Правый борт р. Шяле	12,75	-
$\frac{31}{12}$ /72	Левый борт р. Черек Безенгийский, к северу от р. Кшыльксу	22,85	0,10
<u>Калишпатовые трахиты</u>			
		КПШ	Плагноклаз
141/68	В 250 м к северу от развалин с. Джабой	51,25	3,66
142/68	Там же	61,05	2,37
$\frac{128}{27}$ /71	"	17,28	40,01

зованы эталоны: роговая обманка (материалы С.П. Кориковского, ИГЕМ АН СССР), актинолит и пироксен (материалы Н.Г. Удовкиной, ИГЕМ АН СССР) со следующими химическими составами (в вес.%):

	Роговая обманка	Актинолит	Пироксен
SiO ₂	44,35	52,40	54,10
TiO ₂	0,53	0,68	0,41
Al ₂ O ₃	15,82	4,17	7,29
Fe ₂ O ₃	3,35	0,78	3,75
FeO	12,65	10,34	3,38
MnO	0,19	0,25	0,08
MgO	8,98	16,51	10,10
CaO	10,61	12,54	18,00
Na ₂ O	2,23	0,60	3,52
K ₂ O	0,30	0,29	0,11
H ₂ O ⁺	0,86	1,90	0,33
Сумма	99,88	100,50	101,15*

*Содержание Cr₂O₃ = 0,08%.

Вкрапленники		Основная масса		
анализим	рудный ми-нерал	хлорит	карбонат	неизменная
<u>Полевошпат-пироксеновые трахиты</u>				
-	0,92	10,11	6,74	40,88
0,10	0,84	3,92	-	56,45
0,09	-	-	-	90,18
-	0,20	12,70	-	69,86
0,15	0,32	-	-	40,10
-	0,38	-	-	86,87
0,10	0,25	4,16	-	72,54
<u>Калишпатовые трахиты</u>				
Кварц	Магнетит	Рутил	Хромит	Гиперстен
44,48	0,52	0,08	0,01	-
36,23	0,24	0,11	-	-
41,38	0,71	0,08	-	0,54

Кристаллами-анализаторами служили кварц (10 $\bar{1}$ 1), КАР, РЕТ. Количественный состав рассчитывали на ЭВМ по модифицированной программе Шпрингера (Springer, 1967).

Изучали образец полевошпат-пироксеновых трахитов из силла, обнаженно-го на левом берегу р. Черек Безенгийский непосредственно к северу от устья р. Шаудорсу. Результат анализа приведен в табл. 19, где для сравнения помещены составы моноклиновых пироксенов щелочных пород группы сивенита - трахита из других районов мира.

Моноклиновый пироксен полевошпат-пироксеновых трахитов относится к ряду ферроавгитов, отличаясь несколько пониженным содержанием глинозема. Распределение отдельных элементов носит равномерный характер (см. Табл. IV, а-в).

В пустотах породы, а также в основной массе содержатся небольшие количества анализима, нескольких типов цеолитов и флюорита. Главнейшие акцессорные минералы: циркон, апатит, лейкоксен. Рудные: магнетит, гематит и ильменит. Из вторичных минералов, развитых по полевому шпату и заполняющих пустоты, кроме альбита, карбоната и кварца, присутствует много хлорита.

Калишпатовые трахиты. Эти породы под микроскопом обнаруживают афирное строение и состоят из тончайших микролитов пелитизированного, в ряде случаев альбитизированного калиевого полевого шпата (вероятно, санидина)

Таблица 19. Химический состав моноклинного пироксена в полевошпат-пироксеновых трахитах бассейна р. Черек Безенгийский и в щелочных породах мира

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1	47,76	0,77	0,55		23,32	0,63	7,16	20,90	-
2	46,61	1,18	3,47	0,90	20,18	1,11	7,27	17,24	1,04
3	48,13	0,46	1,51	2,48	23,27	0,66	4,56	18,46	0,83
4	47,58	0,37	1,16	2,60	24,21	0,59	3,34	18,80	0,47

Таблица 19 (окончание)

№ п/п	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма	(+) 2V, °	c:Ng, °	n _p	n _m	n _g
1	-	-	-	101,09	56	40	-	-	-
2	0,27	0,42	0,04	99,73	52	45	1,710	1,716	1,736
3	0,30	1,10	-	100,76	43	44	1,712	-	1,733
4	0,21	0,34	-	99,67	60	45	1,730	1,736	1,755

Кристаллохимические формулы минералов:

1. $(Ca_{0,90}Mn_{0,02}Mg_{0,43}Ti_{0,02}Fe_{0,63}^{3+})_{2,00}[(Si_{1,92}Al_{0,01}Fe_{0,07}^{3+})_{2,00}O_6]$.
2. $(Na_{0,08}K_{0,01}Ca_{0,74}Mn_{0,04}Mg_{0,43}Ti_{0,03}Fe_{0,67}^{2+}Al_{0,02}Fe_{0,01}^{3+})_{2,03}[(Si_{1,86}Al_{0,14}Fe_{0,02}^{3+})_{2,02}O_6]$.
3. $(Na_{0,06}K_{0,02}Ca_{0,79}Mn_{0,02}Mg_{0,27}Ti_{0,01}Fe_{0,78}^{2+}Fe_{0,05}^{3+})_{2,00}[(Si_{1,92}Al_{0,07}Fe_{0,02}^{3+})_{2,01}O_6]$.
4. $(Na_{0,04}K_{0,01}Ca_{0,82}Mn_{0,02}Ti_{0,01}Fe_{0,83}^{2+}Fe_{0,07}^{3+})_{2,00}[(Si_{1,94}Al_{0,06}Fe_{0,01}^{3+})_{2,01}O_6]$.

1 - ферроавгит из полевошпат-пироксенового трахита, левый борт р. Черек Безенгийский, севернее р. Шаудорсу; 2 - ферроавгит из сиенита, Оконджиджи, Юго-Восточная Африка (Simpson, 1954); 3 - ферроавгит из феррогортонолитовой ортофирировой жилы, Порт-реш, Северная Ирландия (Murray, 1954); 4 - ферроавгит из сиенитов, Пайлот-Рейндж, Персия, Нью-Гемпшир (Charman, Williams, 1935)

и мелких зернышек кварца. Большая часть последнего, по-видимому, наложенного происхождения. В качестве главнейших аксессуарных минералов присутствуют циркон, апатит, гранат и сфен (лейкоксен). Из редких аксессуаров встречается муассонит. Очень редки зерна пирита и магнетита. В пустотах много цеолитов и анальцима. Количественно-минеральный состав калишпатовых трахитов, рассчитанный путем пересчета результатов химических анализов, приведенных в табл. 20, помещен в табл. 18. В периферических частях интрузивных тел количество рудного минерала несколько увеличивается, и структура приобретает брекчиевидный характер.

Петрогеохимия трахитов

Впервые целую серию определений химического состава полевошпат-пироксеновых трахитов или, как их раньше называли, ортофиров, проделал Д.С. Белянкин (1915). В дальнейшем отдельные химические анализы этих пород приводились в работах А.П. Лебедева (1950), Г.Д. Афанасьева (1954, 1958; Афанасьев и др., 1968), А.М. Борсука и А.А. Цветкова (1973, 1975). В табл. 20 приведены результаты химических анализов горных пород формации трахитов, по разным авторам, и их числовые характеристики по А.Н. Заваришскому.

В химическом отношении полевошпат-пироксеновые трахиты значительно отличаются от калишпатовых. Для первых характерно меньшее содержание кремнезема (62,70–69,45%), чем для вторых (72,26–79,44%), что обусловлено присутствием в калишпатовых трахитах вторичного гидротермального кварца в виде мелких гнезд и прожилков. В полевошпат-пироксеновых трахитах содержание титана и алюминия довольно постоянное – в среднем 0,43 и 16,35% соответственно, а двух- и трехвалентного железа, магния и кальция варьирует, что связано с количеством пироксена и рудного минерала. Отмечается постоянное преобладание окиси железа над закисью. Сумма ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) колеблется от 8,10 до 11,59%, причем в одних случаях преобладает калий, а в других натрий, что обусловлено неравномерностью альбитизации, а также присутствием K-Na полевого шпата. Относительно небольшие содержания воды, CO_2 , SO_3 и P_2O_5 указывают на малую степень карбонатизации и хлоритизации пород, а также на небольшое содержание аксессуарного апатита. В калишпатовых трахитах количество глинозема несколько меньше, чем в полевошпат-пироксеновых (в среднем около 10%), вследствие практически полного отсутствия цветных силикатов. Содержания железа, магния и кальция очень низки (0,5% и менее), а количество калия достигает 9,97% при незначительной концентрации окиси натрия (обычно 0,5%). Это связано с исключительным преобладанием в составе породы калиевого полевого шпата и бедностью ее плагиоклазом. В некоторых случаях наблюдается альбитизация калиевого полевого шпата, и тогда содержание Na_2O несколько увеличивается. Количество летучих в калишпатовых трахитах, как и в полевошпат-пироксеновых, крайне низкое.

На диаграмме А.Н. Заваришского (фиг. 24) фигуративные точки, отвечающие полевошпат-пироксеновым трахитам, характеризуются очень большим разбросом на правом поле, что обусловлено различиями в соотношении глинозема и щелочей.

В трех случаях породы относятся к нормальному ряду, а в двух – к ряду пересыщенных глиноземом. На левом поле диаграммы разброс точек менее значителен и связан главным образом с вариацией компоненты *b*. Наклон векторов примерно одинаков, что свидетельствует о приблизительно равных отношениях $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$.

Расположение фигуративных точек для калишпатовых трахитов свидетельствует о почти полном отсутствии темноцветных минералов, в связи с чем векторы расположены горизонтально или близко к горизонтали. В двух случаях породы относятся к ряду пересыщенных глиноземом, а в одном – к пересыщен-

Таблица 20. Химический состав трахитов бассейна р. Черек Безенгийск

№ образца	Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
<u>Полевошпат-пироксеновые трахиты</u>				
Б-1	Р. Кшыксу	63,67	0,68	17,92
Б-2	Р. Джитчесу	69,45	0,15	12,48
137/68	Левый борт р. Черек Безенгийский, в 3,5 км вниз по течению от с. Безенги	65,14	0,37	16,81
135/68	Там же	65,60	0,47	16,70
587	Левый борт р. Черек Безенгийский, в районе развалин с. Хулам	62,70	0,29	16,53
	Средний состав	65,31	0,39	16,09
<u>Калишпатовые трахиты</u>				
141/68	В 250 км к северу от развалин с. Джабой	77,76	0,08	10,87
142/68	Там же	72,26	0,11	11,97
128/27/71*	"	79,44	0,08	9,87
	Интрузивное тело № 1, среднее из 68 анализов (см. фиг. 22)	77,10	0,08	11,35
	Интрузивное тело № 2, среднее из 61 анализа для K ₂ O, Na ₂ O и из 36 анализов для остальных окислов	79,27	0,09	10,38
	Интрузивное тело № 3, среднее из 30 анализов	81,26	0,07	8,04
	Средний состав	77,53	0,09	10,52
	Средний трахит по Дэли	60,68	0,38	17,74
	Средний трахит СССР по С.П. Соловьеву (1970)	60,64	0,62	17,33

* При расчете среднего состава этот анализ не использовался, так как порода сильно альбитизирована и ожелезнена.

ным щелочами. В связи с тем, что векторы на правом поле расположены горизонтально, на левом поле они изображаются точками.

Все имеющиеся химические анализы пересчитаны по нормативно-молекулярному методу П. Ниггли (табл. 21). Привлекает внимание значительное преобладание полевошпатовой части над темноцветной. Содержание нормативного анортита в полевошпат-пироксеновых трахитах колеблется от 24,50 до 37,66%, в калишпатовых - от 15,78 до 61,50%. В полевошпат-пироксеновых трахитах наиболее распространен нормативный альбит (21,83-65,66%), в калишпатовых трахитах его меньше (2,83-38,16%), так как альбитизация этих пород слабее.

Содержание нормативных пироксенов в полевошпат-пироксеновых трахитах не превышает 5%, обычно ниже. В калишпатовых трахитах их количество ничтожно мало (1% и менее). Нормативных рудных минералов больше в полевошпат-пироксеновых трахитах в среднем в 2 раза. Кварца больше в калишпатовых трахитах (37,74-40,61%), чем в полевошпат-пироксеновых (3,74-30,30%).

кий (в вес. %)

Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
<u>Полевошпат-пироксеновые трахиты</u>						
2,40	1,16	0,33	0,13	0,57	6,93	4,10
1,42	0,33	0,02	1,15	0,15	2,26	5,84
1,86	1,08	0,12	0,18	1,00	6,78	4,76
1,87	1,20	0,12	0,31	0,60	7,40	4,19
	5,21	0,10	0,57	1,80	5,51	5,58
	3,31	0,14	0,27	0,82	5,76	4,89
<u>Калишпатовые трахиты</u>						
0,36	0,18	-	0,03	0,15	0,31	8,90
0,24	-	-	-	-	0,28	9,97
0,49	0,53	Сл.	0,36	0,28	4,55	2,83
	0,50	Не обн.		0,41	0,14	8,92
	0,66	"		0,63	0,18	7,50
	0,47	"		0,47	0,10	6,50
	0,48	"	0,34	0,20	8,34	
2,64	2,62	0,06	1,12	3,09	4,43	5,74
3,47	1,83	0,09	1,84	3,23	3,76	5,57

Аналитики: А.И. Галудзина, Е.М. Нактинас (ИГЕМ АН СССР).

Рассчитанные нормативные составы обеих разновидностей трахитов хорошо согласуются с реальным минеральным составом этих пород.

При проектировании фигуративных точек анализов полевошпат-пироксеновых и калишпатовых трахитов в треугольник $M - L - Q$ все они располагаются выше линии пироксен - плагиоклаз, т.е. находятся в поле пород, пересыщенных кремнеземом. Фигуративные точки полевошпат-пироксеновых трахитов находятся ближе к этой линии и вблизи точек, отвечающих среднему составу трахита СССР по С.П. Соловьеву (1970) и среднему трахиту мира по Дэли (фиг. 25).

Спектральным анализом полевошпат-пироксеновых и калишпатовых трахитов, выполненным в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР приближенно-количественным методом (43 образца, аналитик А.Ф. Мартынова), установлено следующее среднее содержание микроэлементов в полевошпат-пироксеновых (I) и калишпатовых (II) трахитах (в вес. %):

Таблица 20 (продолжение)

№ образца	Место взятия образца	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃
<u>Полевошпат-пироксеновые трахиты</u>					
Б-1	Р. Кшыльксу		1,30	0,43	-
Б-2	Р. Джитчесу		1,59	6,25	-
137/68	Левый борт р. Черек Безенгийский, в 3,5 км вниз по течению от с. Безенги	-	1,43	-	0,09
135/68	Там же	0,35	0,71	0,26	0,05
587	Левый борт р. Черек Безенгийский, в районе развалин с. Хулам	0,60	1,16	-	Не обн.
	Средний состав	Не обн.	Не обн.	Не обн.	'
<u>Калишпатовые трахиты</u>					
141/68	В 250 км к северу от развалин с. Джабой	0,35	0,36	0,40	0,12
142/68	Там же	0,10	1,13	0,27	0,06
128/71*	'	0,13	0,46	0,04	0,50
27	Интрузивное тело № 1, среднее из 68 анализов (см. фиг. 22)	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	Интрузивное тело № 2, среднее из 61 анализа для K ₂ O, Na ₂ O и из 36 анализов для остальных окислов	'	'	'	'
	Интрузивное тело № 3, среднее из 30 анализов	'	'	'	'
	Средний состав	'	'	'	'
	Средний трахит по Дэли	1,26	'	'	'
	Средний трахит СССР по С.П. Соловьеву (1970).	1,51	'	'	'

	I	II		II
P	5,0 · 10 ⁻²	3,2 · 10 ⁻²	Ni	1,2 · 10 ⁻³
Pb	11,6 · 10 ⁻⁴	9,2 · 10 ⁻⁴	Zr	60,0 · 10 ⁻³
Zn	8,2 · 10 ⁻³	5,7 · 10 ⁻³	Cr	0,5 · 10 ⁻³
Sn	10,4 · 10 ⁻⁴	11,0 · 10 ⁻⁴	Sr	1,4 · 10 ⁻²
Nb	7,7 · 10 ⁻³	7,9 · 10 ⁻³	Ba	5,6 · 10 ⁻²
Ga	4,2 · 10 ⁻³	1,4 · 10 ⁻³	La	5,4 · 10 ⁻³
Mo	20 · 10 ⁻⁴	1,9 · 10 ⁻⁴	Y	6,2 · 10 ⁻³
V	1,6 · 10 ⁻³	0,5 · 10 ⁻³	Yb	6,1 · 10 ⁻⁴
Cu	2,5 · 10 ⁻³	1,4 · 10 ⁻³	B	10,3 · 10 ⁻⁴
Ti	4,2 · 10 ⁻¹	1,2 · 10 ⁻¹	Mn	6,2 · 10 ⁻²
Co	0,7 · 10 ⁻³	0,2 · 10 ⁻³		

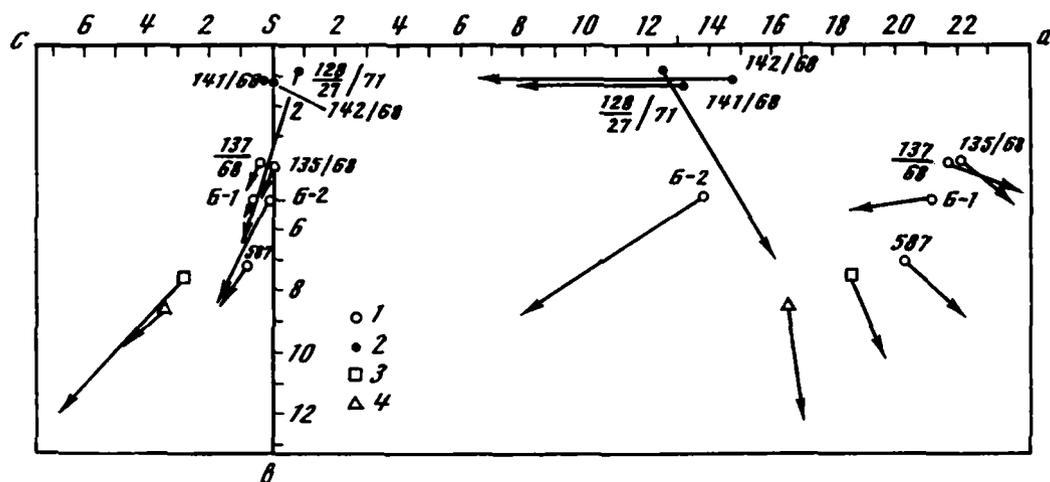
Сумма	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>
<u>Полевошпат-пироксеновые трахиты</u>						
99,62	22,17	0,68	5,13	73,02	66,66	4,00
101,09	13,78	0,22	5,00	81,00	30,77	39,16
99,57	21,69	0,37	3,85	72,09	69,02	8,85
99,83	22,08	-	3,97	73,94	69,49	11,86
100,03	20,30	0,90	7,20	71,60	68,80	14,20
Не обн.		-	-	-	-	-
<u>Калишпатовые трахиты</u>						
99,87	13,08	0,20	1,19	95,53	44,44	-
100,39	14,70	-	1,13	84,17	17,65	-
99,56	12,50	0,84	0,87	85,78	60	62,88
Не обн.		-	-	-	-	-
"		-	-	-	-	-
"		-	-	-	-	-
"		-	-	-	-	-
"	18,60	2,90	7,70	70,80	62,10	25,30
"	16,51	3,63	8,62	71,24	53,53	37,40

На фиг. 26 приведены гистограммы распределения отдельных микроэлементов в полевошпат-пироксеновых и калишпатовых трахитах, по которым, так же как и при сравнении со средними значениями по данным Турекьяна и Ведеполя (Turekian, Wedepohl, 1961), устанавливается, что содержание Sc, Pb, Zn, V, Cu - несколько ниже, Mo, Co, Y - несколько выше, а Ni, Cr, B - приблизительно равно соответствующим средним значениям. От полевошпат-пироксеновых к калишпатовым трахитам наблюдается уменьшение концентрации всех микроэлементов, за исключением Y и Yb, содержание которых в последних несколько выше. Концентрация галлия близка к значениям Турекьяна, Ведеполя (Turekian, Wedepohl, 1961) и Л.А. Борисенко (1959) и равна соответственно 3 и $4 \cdot 10^{-3}\%$. Количество Sr близко к среднему значению по Ноллу (Noll, 1934) - $1,4 \cdot 10^{-2}$.

К сожалению, отсутствуют вычисленные средние величины для Zr, Nb, Ba, La в щелочных породах, поэтому нельзя провести сравнение с ними результатов анализов трахитов р. Черек Безенгийский. Отметим лишь, что содержание этих микроэлементов значительно выше средних цифр, полученных для нефелиновых сиенитов мира и Ловозерского щелочного массива (Degenhardt, 1957;

Таблица 20 (окончание)

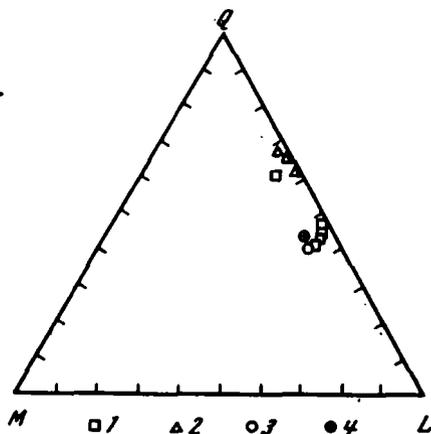
№ образца	Место взятия образца	c	n	t
<u>Полевошпат-пироксеновые трахиты</u>				
Б-1	Р. Кшыльсу	-	71,61	0,84
Б-2	Р. Джитчесу	-	36,55	0,17
137/68	Левый борт р Черек Безенгийский, в 3,5 км вниз по течению от с. Безенги	22,12	68,03	0,46
135/68	Там же	18,64	72,56	0,54
587	Левый борт р. Черек Безенгийский, в районе развалин с. Хулам	17,00	60,00	0,30
	Средний состав	-	-	-
<u>Калищпатовые трахиты</u>				
141/68	В 250 км к северу от развалин с. Джабой		5,05	0,07
142/68	Там же	-	4,5	0,07
$\frac{128}{27}/71$ *	" "	37,03	75,77	0,08
	Интрузивное тело № 1, среднее из 68 анализов (см. фиг. 22)	-	-	-
	Интрузивное тело № 2, среднее из 61 анализа для K_2O , Na_2O и из 36 анализов для остальных окислов	-	-	-
	Интрузивное тело № 3, среднее из 30 анализов	-	-	-
	Средний состав	-	-	-
	Средний трахит по Дэли	12,60	54,10	0,50
	Средний трахит СССР по С.П. Соловьеву (1970)	4,06	51,27	0,78

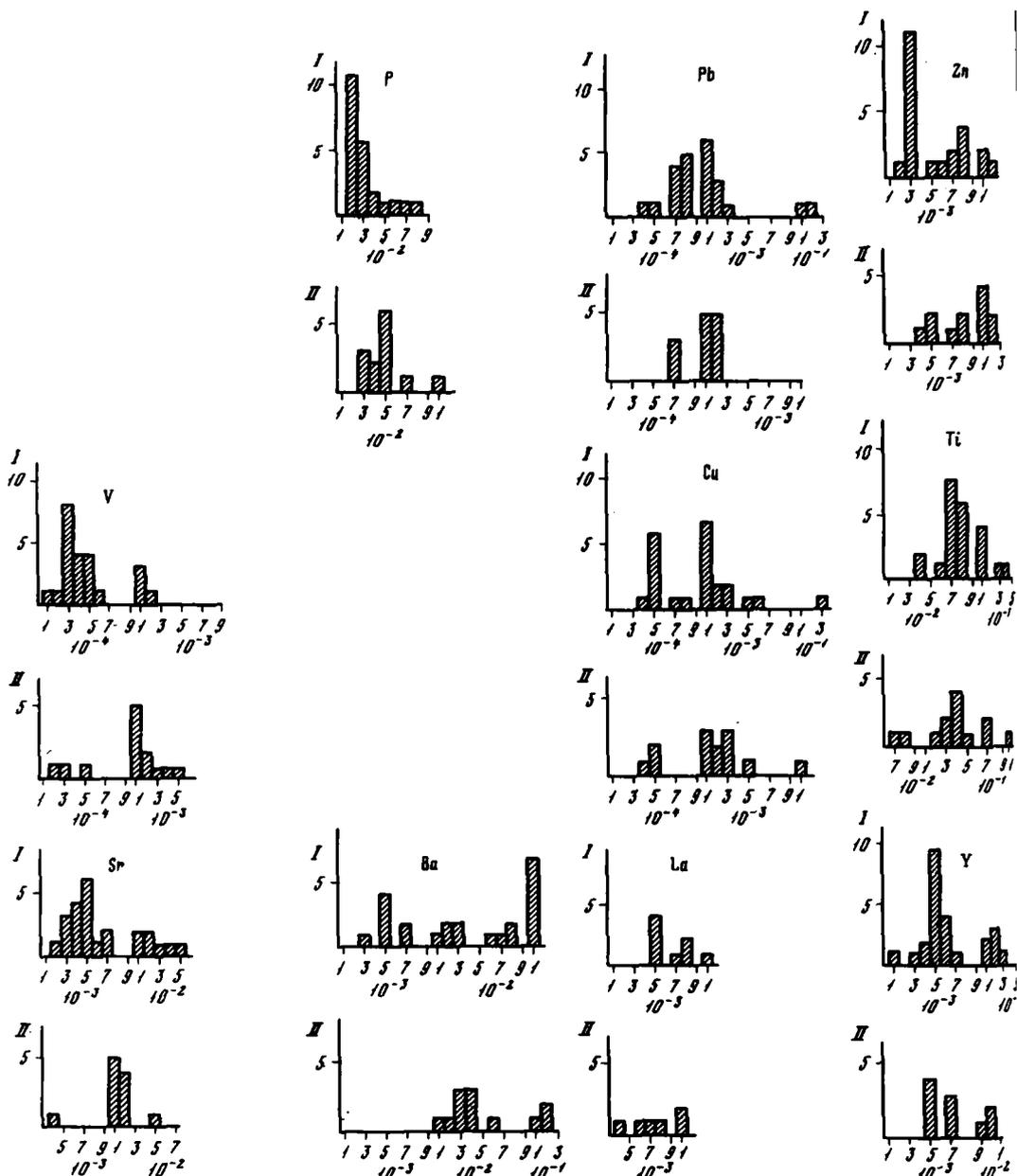


ϕ	a'	a/c	Q	Литературный источник
Полевошпат-пироксеновые трахиты				
40,00	29,33	31,10	3,02	Белянкин (1915)
25,17	60,14	62,64	34,22	Там же
70,71	-	58,62	0,58	Афанасьев, Борсук и др. (1971)
38,98	-	-	3,70	Там же
-	-	-	-	А.П. Лебедев (1950)
-	-	-	-	
Калишпатовые трахиты				
27,77	55,55	65,40	45,06	Афанасьев, Борсук и др. (1971)
17,65	32,35	13,00	38,94	Там же
0,45	-	14,88	45,73	Борсук, Цветков (1973)
-	-	-	-	Материалы С.И. Лезина
-	-	-	-	Там же
-	-	-	-	" "
-	-	-	-	
28,80	-	6,40	-	
35,77	-	4,55	5,83	

←
 Фиг. 24. Диаграмма А.Н. Заварицкого для изверженных пород формации трахитов
 1 - полевошпат-пироксеновые трахиты;
 2 - калишпатовые трахиты; 3 - средний трахит по Дэли; 4 - средний трахит СССР по С.П. Соловьеву (1970)

→
 Фиг. 25. Диаграмма Ниггли для горных пород формации трахитов междуречья Чегем - Черек Балкарский Бечасьинской зоны
 1 - полевошпат-пироксеновые трахиты;
 2 - калишпатовые трахиты; 3 - средний трахит по Дэли; 4 - средний трахит СССР по С.П. Соловьеву (1970)





Фиг. 26. Гистограммы распределения микроэлементов в горных породах формации трахитов междуречья Чегем - Черек Балкарский

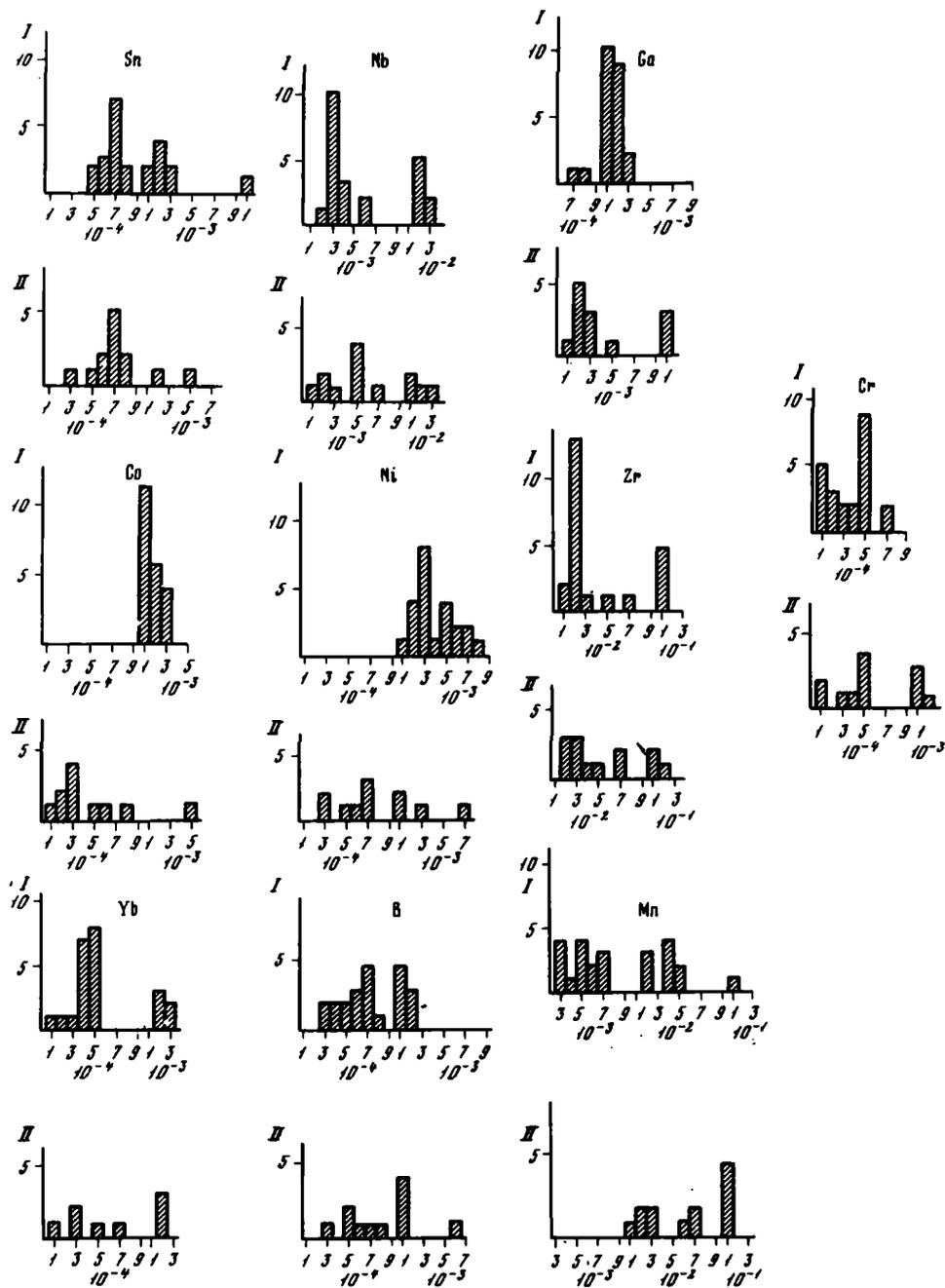
I - калищатовые трахиты; II - полевошпат-пироксеновые трахиты

Герасимовский, 1967; Rankama, Saxama, 1949). Содержание церия в калищатовых и полевошпат-пироксеновых трахитах достигает соответственно 7 и $2 \cdot 10^{-2}\%$.

Таким образом, в результате анализа петро- и геохимических особенностей полевошпат-пироксеновых и калищатовых трахитов можно сделать следующие заключения.

От полевошпат-пироксеновых к калищатовым трахитам закономерно изменяются содержания главных породообразующих окислов и микроэлементов. Последние более щелочные.

Полевошпат-пироксеновые трахиты по химизму близки к среднему составу трахита СССР по С.П. Соловьеву (1970) и к среднему трахиту мира по Дэли.



Калишатовые трахиты – почти лейкократовые породы и от средних составов трахита СССР и мира отличаются большим содержанием кремнезема и калия и меньшим – полуторных окислов, магния и кальция.

Содержание микроэлементов в полевошпат-пироксеновых трахитах выше, чем в калишатовых, за исключением TR и Y.

На основании изучения химизма горных пород формации трахитов, а также по совокупности геолого-петрографических особенностей и результатов K-Ar датирования горных пород можно сделать вывод, что калишатовые трахиты – более поздние дифференциаты единого магматического расплава щелочного состава.

Таблица 21. Пересчет химических анализов горных пород формации грахитов по нормативно-молекулярному методу П. Ниггли

№ образца	Пироксеновый вариант		Слюдяной вариант	
Б-1	61,83 <i>Ab</i> 2,83 <i>An</i> 24,50 <i>Or</i> <i>Pl</i> № 4	0,91 <i>Cord</i> 2,38 <i>Fe-Cord</i> 1,60 <i>Hm</i> 0,70 <i>Mt</i> 0,50 <i>Ru</i> 4,75 <i>Q</i>		
Б-2	21,83 <i>Ab</i> 0,83 <i>An</i> 37,66 <i>Or</i> <i>Pl</i> № 3	7,15 <i>Cord</i> 0,80 <i>En</i> 0,70 <i>Mt</i> 0,60 <i>Hm</i> 0,10 <i>Ru</i> 30,33 <i>Q</i>		
137/68	60,33 <i>Ab</i> 1,50 <i>An</i> 28,00 <i>Or</i> <i>Pl</i> № 2	1,33 <i>Wo</i> 0,53 <i>En</i> 0,40 <i>Hy</i> 1,90 <i>Mt</i> 0,30 <i>Ru</i> 5,71 <i>Q</i>	60,33 <i>Ab</i> 1,50 <i>An</i> 27,22 <i>Or</i> 1,31 <i>Bi</i>	1,33 <i>Wo</i> 1,90 <i>Mt</i> 0,30 <i>Ru</i> 6,11 <i>Q</i>
135/68	65,66 <i>Ab</i> 24,83 <i>Or</i> <i>Pl</i> № 0	1,24 <i>Wo</i> 0,80 <i>En</i> 0,66 <i>Hy</i> 1,90 <i>Mt</i> 4,61 <i>Q</i> 0,20 <i>Ru</i>	65,66 <i>Ab</i> 23,62 <i>Or</i>	1,96 <i>Bi</i> 1,24 <i>Wo</i> 1,90 <i>Mt</i> 0,30 <i>Ru</i> 5,32 <i>Q</i>
587	49,83 <i>Ab</i> 4,00 <i>An</i> 33,00 <i>Or</i> <i>Pl</i> № 7	2,00 <i>Wo</i> 1,73 <i>En</i> 3,20 <i>Hy</i> 2,30 <i>Mt</i> 0,20 <i>Ru</i> 3,74 <i>Q</i>	49,83 <i>Ab</i> 4,00 <i>An</i> 28,88 <i>Or</i>	6,58 <i>Bi</i> 2,00 <i>Wo</i> 2,30 <i>Mt</i> 0,20 <i>Ru</i> 6,21 <i>Q</i>
141/68	2,83 <i>Ab</i> 0,83 <i>An</i> 54,70 <i>Or</i> <i>Pl</i> № 22	0,92 <i>Fe-Cord</i> 0,20 <i>C</i> 0,27 <i>Hm</i> 40,25 <i>Q</i>		
142/68	2,83 <i>Ab</i> 61,50 <i>Or</i> <i>Pl</i> № 0	0,13 <i>Hm</i> 0,80 <i>C</i> 34,74 <i>Q</i>		
128/71 27	38,16 <i>Ab</i> 17,00 <i>Or</i> 1,46 <i>Ns</i> 0,53 <i>Wo</i> <i>Pl</i> № 0	2,06 <i>En</i> 0,40 <i>Hy</i> 0,50 <i>Mt</i> 1,00 <i>Ru</i> 39,89 <i>Q</i>		

Геология магматических тел

Первое указание на присутствие в бассейне р. Черек Безенгийский субщелочных габброидов содержится в коллективной монографии Г.Д. Афанасьева и др. (1968). Более детальная геолого-петрографическая характеристика этих пород дана в работе А.М. Борсука и А.А. Цветкова (1973), где они описаны как тешениты и определено место формирования субщелочных габброидов в ряду магматических формаций мезозоя Северного Кавказа и Бечасынской структурно-формационной зоны.

Горные породы формации субщелочных габброидов в пределах подзоны Северной депрессии Бечасынской структурно-формационной зоны распространены локально. Их обнажения встречаются на правом берегу р. Чегем, на левобережье р. Черек Безенгийский в районе с. Безенги и в привершинной части горы Учташи на правом берегу той же реки. Отдельные дайки тешенитов секут верхнепалеозойские гранитоиды в бассейне р. Думала.

Наиболее представительные разрезы образований этой формации можно наблюдать на склонах горы Муколкая к западу от с. Безенги. Здесь начиная от уреза воды р. Черек Безенгийский в его левом борту, сложенном песчано-глинистыми породами тоара – байоса, обнажаются два, расположенных одно над другим силлообразных тела тешенитов, вытянутых в северо-восточном направлении на 500–700 м. Мощности силлов снизу вверх соответственно 20 и 15 м. Контакт с вмещающими юрскими глинистыми сланцами интрузивный, видны зона закалки шириной 20–30 км и отдельные ксенолиты ороговикованных сланцев в эндоконтактных частях этих тел. По направлению от периферии к центру силлов заметно увеличивается крупнозернистость горной породы. Очень характерна столбчатая отдельность. Приблизительно в 1 км к юго-западу от с. Безенги в левом борту р. Черек Безенгийский обнажается вертикальная дайка тешенита мощностью около 2 м, прорывающая юрские глинистые осадки. Наши наблюдения показали, что эта дайка является подводящим каналом нижнего (от уреза воды р. Черек Безенгийский) силла. Вблизи места перехода дайки тешенита в силл она значительно расширяется и ветвится. Вокруг всей дайки вмещающие глинистые породы ороговикованы.

Тешениты, слагающие вершину горы Учташи, образуют силл мощностью около 60–70 м с отчетливой столбчатой отдельностью. Это интрузивное тело прорывает глинистые сланцы байоса и вытянуто в близмеридиональном направлении на 2,5–3,0 км. На северо-востоке тешениты прорывают лавовый поток базальтовых порфиритов, которые в зоне контакта претерпели заметные изменения – интенсивное замещение породообразующих минералов хлоритом, эпидотом, пренитом, серицитом и кальцитом по сравнению с относительно слабым проявлением этого процесса в удаленных от зоны контакта частях лавового потока.

В бассейне р. Думала, правого притока р. Черек Безенгийский, на расстоянии 5–7 км от устья в гранитах верхнего палеозоя обнажаются вертикальные дайки тешенита мощностью 3–5 м.

Несколько мощных интрузивных тел тешенитового состава, простирающихся в субширотном направлении, обнажаются на правом берегу р. Чегем, к востоку от с. Булунгу, и по р. Кардан.

Петрография тешенитов

Макроскопически тешениты – массивные светло- или темно-серые породы большой прочности. Тешениты состоят из основного плагиоклаза, K-Na полевого шпата и моноклинного пироксена (см. Табл. III, е). Структура гилпидиоморфнозернистая. Количественно-минеральный состав приведен в табл. 22. Содержание отдельных породообразующих минералов сильно варьирует, что в основном связано с различным фациальным положением анализировавшихся образцов.

Таблица 22. Количественно-минеральный состав тешенитов бассейна р. Черек Безенгийский

№ образца	Место взятия образца	Плагиоклаз	К-Na полевой шпат	Моноклинический пироксен	Роговая обманка	Анальцит	Цеолиты (натролит и томсонит)	Пренит
$\frac{26}{1}/72$	Вертикальная дайка к юго-западу от с. Шики, центральная часть	49,70	-	7,30	-	1,20	-	-
51 ^a /71	То же, краевая часть	12,50	-	-	-	-	-	-
48 ^a /71	Силл тешенита, юго-восточный склон горы Муколкая	62,10	-	12,10	-	-	-	-
$\frac{26}{3}/72$	Там же	62,00	-	4,80	-	6,00	-	-
$\frac{26}{4}/72$	"	61,40	-	2,00	-	1,50	-	-
$\frac{26}{5}/72$	"	44,30	-	21,80	0,10	8,30	-	-
$\frac{29}{1}/72$	Силл тешенита, гора Учташи, центральная часть	34,54	1,89	24,53	-	12,33	9,50	2,16
$\frac{29}{3}/72$	То же, краевая часть	31,92	-	18,57	-	4,80	3,63	-
	Тешенит с горы Муколкая (А.П. Лебедев, 1950)	50,90	-	18,40	-	2,40	-	-

Таблица 22 (окончание)

№ образца	Место взятия образца	Хлорит	Карбонат	Соссюрит	Апатит	Рудные и аксессуар- ные ми- нералы	Основная масса	
		по плагиоклазу					хлорит	неизме- ненная
$\frac{26}{1}/72$	Вертикальная дайка к юго-западу от с. Шики, центральная часть	-	-	-	-	-	10,80	31,00
51 ^a /71	Там же, краевая часть	-	-	-	-	-	40,10	47,40
48 ^a /71	Силл тешенита, юго-восточный склон горы Муколкая	20,50	-	-	0,30	5,00	-	-
$\frac{26}{3}/72$	Там же	18,20	-	7,60	0,20	1,20	-	-
$\frac{26}{4}/72$	"	15,00	17,80	-	0,20	2,10	-	-
$\frac{26}{5}/72$	"	20,70	-	-	0,30	4,50	-	-
$\frac{29}{1}/72$	Силл тешенита, гора Учташи, центральная часть	7,56	5,03	-	0,35	2,11	-	-
$\frac{29}{3}/72$	То же, краевая часть	28,59	7,84	-	0,20	4,45	-	-
	Тешенит с горы Муколкая (А.П. Лебедев, 1950)	22,70	-	-	-	5,90	-	-

Таблица 23. Изменение количественно-минерального состава вкрест

№ образца	Расстояние от контакта, м	Плагиоклаз	Средний размер зерен плагиоклаза, мм	Моноклинный пироксен	Средний размер зерен моноклинного пироксена, мм
48 ^а /71	10	62,1	2,5-3,0	12,1	1,5-2,5
48 ^б /71	8	60,4	2,5-3,0	11,5	0,5-1,0
48 ^в /71	5	59,8	1,5-2,0	9,6	0,5-1,0
48/71	2	56,0	0,7-1,3	4,2	0,3-0,5
48 ^г /71	0,5	57,7	0,7-1,2	0,3	0,2-0,3
48 ^д /71	0,15	53,6	0,3-0,4	-	-

Количество фельдшпатоидов, представленных в данном случае анальцимом, невелико, редко и в небольших количествах встречается роговая обманка (баркевикит), чем тешениты р. Черек Безенгийский существенно отличаются, например, от верхнемиоцен-плиоценовых (Заридзе, 1961) тешенитов Западной Грузии и Кахетии. Тешенитовые дайки обычно неполнокристаллические, основная масса в них составляет до половины объема породы. Нами проведен сравнительный анализ количества порообразующих минералов и продуктов их

Таблица 24. Оптические свойства и состав плагиоклаза тешенитов

№ образца	Место взятия образца	Характеристика плагиоклаза
$\frac{26}{1}/72$	Дайка к юго-западу от с.Безенги	Вкрапленник таблитчатой формы, размер 2,5 мм
$\frac{26}{1}/72$	Там же	То же
$\frac{26}{1}/72$	"	Вкрапленник, размер 1,8 мм
$\frac{26}{1}/72$	"	Вкрапленник, размер 0,4 мм
$\frac{26}{1}/72$	"	Вкрапленник, размер 0,5 мм
$\frac{26}{3}/72$	Силл, в который переходит дайка, к юго-западу от с.Безенги	Зерно, размер 1,5 мм
$\frac{26}{3}/72$	Там же	Зерно, размер 0,7 мм

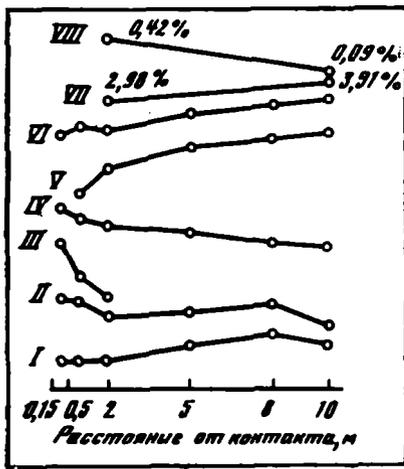
силла тешенита мощностью 20 м, расположенного к юго-западу от с. Безенги

Анальцим	Рудный минерал	Хлорит	Карбонат	Апатит	Кварц
-	5,0	20,5	-	0,3	-
-	6,1	21,6	-	0,4	-
-	5,6	24,7	-	0,3	-
3,0	5,5	27,3	2,0	0,2	1,8
-	6,2	30,0	5,6	0,2	-
-	Много мел- кой рудной пыли	34,2	12,0	0,2	-

вторичного замещения в одном из силлов тешенита на юго-восточном склоне горы Муколкая мощностью 20 м. Как следует из табл. 23 и фиг. 27, наиболее крупнозернистыми и хорошо раскристаллизованными являются тешениты центральной части силла. По направлению с его периферии размеры зерен основных породообразующих минералов уменьшаются, вплоть до исчезновения. В том же направлении уменьшается количество плагиоклаза, пироксена, апатита и увеличивается - хлорита, карбоната и рудного минерала. Вблизи кон-

бассейна р. Черек Безенгийский

N_g	N_p	N_m	Максимальный угол симметричного погасания в зоне 1010 и 001	Закон двойникования	Состав плагиоклаза
47,5	64,0	64,5	-	(010)	№ 74
-	-	-	48,5	(010)	№ 78
37,5	67,5	62,5	-	(010)	№ 70
36	71	61	-	(010)	№ 65
35	72	60	-	(010)	№ 61
60	38	67	-	001	№ 67
62	39	60	-	001	№ 64



Фиг. 27. Диаграмма изменения количественно-минерального состава в тешенитовом силле мощностью 20 м на юго-восточном склоне горы Муколкая

I - апатит; II - рудный минерал; III - карбонаты; IV - хлорит; V - моноклинный пироксен; VI - плагиоклаз; VII - Na_2O ; VIII - K_2O

такта порода очень мелкозернистая, при этом в промежутках между небольшими (0,3–0,4 мм) зернами плагиоклаза расположены хлорит и карбонат, вероятно, заместившие пироксеновую составляющую. Центральные части характеризуются несколько большим содержанием Na_2O (3,91%) и несколько меньшим – K_2O (0,09%) по сравнению с периферией (соответственно 2,98 и 0,42). Это, вероятно, связано с более интенсивной альбитизацией K-Na полевых шпатов в центре интрузива при автометаморфизме.

В большинстве тешенитов плагиоклаз присутствует в виде таблитчатых кристаллов размером 0,2–3,5 мм. Он двоянирован в простые двойники преимущественно по альбитовому и карлсбадскому законам. Состав плагиоклаза соответствует лабрадору – битовниту № 78–61 (табл. 24). Наиболее свежие кристаллы его обнаружены в дайке – подводящем канале нижнего из двух силлов к юго-западу от с. Безенги. Этот плагиоклаз переполнен включениями, вероятно, стекла, которые вытягиваются в цепочки параллельно оси (001) кристалла. В настоящее время все они замешены хлоритом, серицитом, карбонатом и анальцимом. По составу плагиоклаз дайки несколько более основной (в среднем № 69), чем в питаемом ею силле (в среднем № 65). Плагиоклаз верхнего силла вблизи с. Безенги и силла на горе Учташи изменен очень сильно: хлоритизирован (пятнами и яцело), частично карбонатизирован, серицитизирован, пренитизирован, цеолитизирован и замещен анальцимом (на горе Учташи).

Моноклинный пироксен образует зерна неправильной формы размером 0,2–3,0 мм слабо-розоватой окраски. Он присутствует обычно только в центральных частях интрузивных тел, в крупнозернистых, хорошо раскристаллизованных породах. Оптические свойства моноклинного пироксена тешенитов (табл. 25) указывают на его принадлежность к ряду авгита ($+2V = 42\text{--}52^\circ$, $c : Ng = 37\text{--}48^\circ$). С помощью электронно-зондового микроанализатора MS-46 "Самса" проведен химический анализ моноклинного пироксена из двух образцов: № 48^a/71 из центральной части силла на юго-восточном склоне горы Муколкая и № 29^b/72 из центральной части силла в привершинной части горы Учташи. Анализ осуществляли по спектральным линиям MgK_α , MnK_α , FeK_α , CaK_α , AlK_α , SiK_α с ускоряющим напряжением 20 кв и током зонда 20 на (см. Табл. V, а-и). В качестве эталонов использовали пироксен, роговую обманку и актинолит с составами, приведенными выше. Кристаллами-анализаторами служили: кварц (10 $\bar{1}$ 1), KAP, PET. Количественный состав рассчитывали на ЭВМ по модифицированной программе Шпрингера (Springer, 1967). Результаты анализов приведены в табл. 26. Там же, для сравнения, даны анализы моноклинных пироксенов из тешенитов и эссекситов мира. По данным сделанного анализа, моноклинный пироксен тешенитов р. Черек Безенгийский относится к ряду авгита (но не титанаугит), что подтверждают оптические определения. В процессе вторичного изменения моноклинный пироксен замещается хлоритом. В тешенитах бассейна

Таблица 25. Оптические свойства моноклинного пироксена тешенитов бассейна р. Черек Безенгийский

№ образца	Место взятия образца	Характеристика вкрапленника	(+)2V,°	c:Ng,°
48 ^a /71	Левый борт р. Черек Безенгийский, к западу от с. Безенги	Центральная часть	46	44
48 ^a /71	Там же	То же	52	40
$\frac{26}{5}$ /72	"	"	48	40
$\frac{26}{5}$ /72	"	"	46	37
$\frac{26}{5}$ /72	"	"	46	42
$\frac{26}{1}$ /72	Дайка к юго-западу от с. Безенги	"	50	42
$\frac{29}{1}$ /72	Вершина горы Учташи	"	44	48
$\frac{29}{1}$ /72	Там же	"	42	44
$\frac{29}{1}$ /72	"	"	46	45
595*	Юго-восточный склон горы Муколкая	"	42	37
606*	Там же	"	56	39
622*	"	"	38	44
728*	"	"	45	-
729*	"	"	46	47
729*	"	"	36	42
729*	"	Краевая часть	44	-
735*	"	Центральная часть	44	39
			48	40
			52	
737*	"	То же	48	
		Краевая часть	58	
			60	
796*	"	Центральная часть		43

* Данные А.П. Лебедева.

р. Думала по моноклинному пироксену развита бурая роговая обманка - баркевикит.

В некоторых образцах тешенитов с горы Учташи по моноклинному пироксену в его периферических частях образуется ярко-зеленый минерал, интенсивно плеохроирующий в зеленых тонах, с малыми углами погасания и отрицательным удлинением. Возможно, это щелочной амфибол. Иногда этот минерал встречается и самостоятельно (обладает теми же свойствами). Исследование на электронно-зондовом микроанализаторе показало, что распределение отдельных элементов здесь крайне неравномерное, в связи с чем определение точного химического состава минерала невозможно. На микрофотографиях, полученных в характеристическом излучении (см. Табл. VI, а-в), хорошо заметна эта неравномерность, которая, вероятно, является результатом реакционного

Таблица 26. Химический состав моноклинного пироксена в тешенитах бассейна р. Черек Безенгийский и в тешенитах мира

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1	48,67	1,63	1,72	18,37		0,75	10,68	19,09	-
2	50,82	1,59	3,21	10,77		0,28	12,45	22,09	0,54
3	48,61	1,63	3,77	1,54	11,48	0,42	10,79	20,73	0,97
4	44,71	2,92	7,85	4,46	4,23	0,10	11,74	22,37	0,90

Таблица 26 (окончание)

№ п/п	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O	Сумма	(+)2V,°	c:Ng,°	n _p	n _m	n _g
1	-	-	-	100,92	46	44	-	-	-
2	-	-	-	101,75	44	46	-	-	-
3	0,25	0,10	0,04	100,33	52	41	1,694	1,700	1,724
4	0,09	0,26	0,09	100,34	51	50	1,721	1,725	1,746

Кристаллохимические формулы минералов:

1. $(Ca_{0,79}Mn_{0,02}Mg_{0,62}Ti_{0,62}Fe_{0,51}^{3+})_{2,00}[(Si_{1,89}Al_{0,08}Fe_{0,03}^{3+})_{2,00}O_6]$.
2. $(Ca_{0,80}Mn_{0,08}Mg_{0,63}Ti_{0,03}Fe_{0,48}^{3+})_{2,00}[(Si_{1,62}Al_{0,13}Fe_{0,25}^{3+})_{2,00}O_6]$.
3. $(Na_{0,07}K_{0,01}Ca_{0,85}Mn_{0,01}Mg_{0,61}Ti_{0,05}Fe_{0,37}^{2+}Al_{0,02}Fe_{0,02}^{3+})_{2,01}[(Si_{1,85}Al_{0,15}Fe_{0,02}^{3+})_{2,02}O_6]$.
4. $(Na_{0,07}Ca_{0,91}Mg_{0,66}Ti_{0,08}Fe_{0,13}Al_{0,04}Fe_{0,12}^{2+}Fe_{0,01}^{3+})_{2,01}[(Si_{1,69}Al_{0,37}Fe_{0,01}^{3+})_{2,01}O_6]$.

1 - авгит из тешенита, левый борт р. Черек Безенгийский, к западу от с. Безенги; 2 - авгит из тешенита, привершинная часть горы Учташи; 3 - авгит из андезитового эссексита, Оконджиджи, Юго-Восточная Африка (Simpson, 1954); 4 - титанавгит из монцонитового тешенита, Маркловице, Польша (Wawryk, 1935).

образования амфибола за счет моноклинного пироксена. В количественном отношении преобладают атомы железа, магния, кальция и кремния, присутствуют также в значительных количествах атомы титана и марганца, очень мало натрия и калия и совсем отсутствует алюминий. Это не типичный щелочной амфибол, а скорее переходный тип.

K-Na полевой шпат в виде ксеноморфных зерен в промежутках между вкрапленниками плагиоклаза обнаружен в тешенитах с горы Учташи. В нижнем силле вблизи с.Безенги он образует тонкие оторочки вокруг кристаллов альбита и содержится в угловатых промежутках между последними. Согласно Д.С.Белянкину (1915), K-Na полевой шпат характеризуется $(-)\rho = 57; 72; 62^{\circ}$ и представлен анортоклазом.

Рудные минералы – удлиненные и изометричные зерна титаномagnetита, ильменита и рутила.

Анальцит встречается в виде трапецоэдрических кристаллов размером 0,3–0,5 мм или плотных масс. Изотропен, редко очень слабо двупреломляет. Выполняет интерстиции между зернами плагиоклаза, K-Na полевого шпата, пироксена и развит по первому.

Главнейшие акцессорные минералы – апатит в виде длинных иголок и сфен, образующий короткопризматические индивиды с высокой интерференционной окраской.

Пренит слагает столбчатые и пластинчатые агрегаты по плагиоклазу. Характеризуется зеленоватым цветом, прямым погасанием и двупреломлением порядка 0,03. Нередко присутствует в межзерновых полостях и выполняет мелкие пустоты в породе.

Минералы группы цеолитов, развитые по плагиоклазу и выполняющие пустоты, представлены натролитом и томсонитом. Они образуют радиально-лучистые агрегаты столбчатых и длиннопризматических кристаллов. Цвет слабо-розовый; двупреломление низкое.

Минералы группы хлорита встречаются в виде мелких чешуек зеленого цвета или радиально-лучистых агрегатов. Карбонат, представленный кальцитом, образует агрегаты мелких зерен с высоким двупреломлением. Особенно интенсивно хлорит и карбонат замещают плагиоклаз в краевых частях силлов тешенитов, а также вместе с пренитом, анальцитом и цеолитом выполняют пустоты в породе.

Петрогеохимия тешенитов

Наиболее ранние химические анализы субщелочных габброидов бассейна р.Черек Безенгийский приведены в работах Ф.Ю.Левинсона-Лессинга (1905) и Д.С.Белянкина (1915). Однако там анализировавшиеся породы названы диабазами и диабазовыми порфиритами. В дальнейшем вопросы химизма были затронуты в монографии А.П.Лебедева (1950) и статьях А.М.Борсука и А.А.Цветкова (1973, 1975).

Аналитические данные и числовые характеристики по А.Н.Заварицкому приведены в табл.27. По содержанию основных породообразующих окислов тешениты р.Черек Безенгийский очень схожи со средним составом аналогичных пород СССР по С.П.Соловьеву (1970) и средним мировым тешенитом по Дэли. Несколько меньшие, по сравнению со средними, содержания K_2O в тешенитовой дайке и питаемом ею силле на горе Муколкая объясняются полным отсутствием в этих породах K-Na полевого шпата. Значительное количество CO_2 в дайке связано с ее сильной карбонатизацией в краевых частях. Верхнемiocен-плиоценовые тешениты Грузии (см. табл.27) также обнаруживают большое сходство с тешенитами р.Черек Безенгийский, несмотря на то, что их количественно-минеральный состав несколько различается.

На фиг.28 приведена диаграмма А.Н.Заварицкого для субщелочных габброидов. Большинство пород относится к нормальному ряду с приблизительно равным отношением темной и светлой частей. Сходный наклон векторов в правой и левой частях диаграммы и их примерно одинаковая длина свидетельствуют значительной близости химизма пород.

Таблица 27. Химический состав тешенитов бассейнов рек Чегем - Черем

№ образца	Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
150/69	Силл, близ развалин с.Шики	52,20	1,65	17,28
130/68	Вертикальная дайка близ развалин с.Шики	39,36	1,15	19,74
Б-1	Район Безенгийского водораздельного хребта	46,13	2,35	17,82
125/68	Силл, в левом борту р.Чегем Безенгийский, в 500 м к западу от с. Безенги	51,16	2,97	15,08
Л-1	Район с. Думала, бассейн р.Черем	47,50	2,00	18,34
Б-2	Дайка в бассейне р. Кучмесу	51,68	1,56	17,50
ЛЛ	Дайка в бассейне р. Думала	53,93	Не обн.	19,90
$\frac{29}{1}/72$	Силл, вершина горы Учташи, центральная часть	47,94	2,60	16,20
$\frac{29}{3}/72$	Там же, краевая часть	46,34	2,17	16,70
336/60	Район с. Булунгу, бассейн р.Чегем	46,70	2,51	16,85
33а/60	Там же	46,10	2,33	16,70
	Средний состав	48,09	1,94	17,46
	Средний состав субщелочных габброидов Кубано-Малкинского водораздела	54,09	1,12	17,37
	Западная Грузия, с. Баноджа, Кутаисский район	45,84	1,66	17,87
	Грузия, окрестности с. Мажалояни	43,44	2,89	19,26
	Грузия, окрестности с. Курсеби	49,73	0,86	17,68
	Средний тешенит по Дәли	45,52	2,07	16,08
	Средний тешенит СССР по С.П. Соловьеву (1970)	46,03	1,76	17,12

Все имеющиеся химические анализы субщелочных габброидов пересчитаны по нормативно-молекулярному методу П. Ниггли по двум вариантам: пироксенному и оливиновому (табл. 28). Все тешениты представляют собой недосыщенные кремнекислотой породы: фигуративные точки анализов расположены ниже линии пироксен - плагиоклаз в треугольнике $M - L - Q$ (фиг. 29). Нормативный кварц присутствует только в одном анализе (0,48%). Содержание нормативного оливина варьирует в пределах 10,90-19,40%, а его состав - от № 44 до 39 фаялитовой составляющей. В реальных образцах оливин, однако, не обнаружен, но весьма вероятно, что иногда по нему развиты псевдоморфозы хлорита, на что в некоторых случаях определенно указывает их характерная форма. В количественном отношении существенно преобладает нормативный альбит (16,10-41,40%), что связано, с одной стороны, с весьма основным характером плагиоклаза, а с другой - с его значительной в отдельных случаях альбитизацией. Состав нормативного плагиоклаза отвечает андезину - лабрадору. Количество нормативного ортоклаза 2,00-19,70%. Во всех породах содержится нормативный нефелин (10,10-20,16%), что в модалльном составе находит отражение в присутствии анальцима. Содержание пироксеновых молекул 8,14-17,46% для энстатита и 3,46-10,00% для гиперстена, что в

	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
	1,35	6,79	0,20	5,82	3,38	6,41	0,35
	1,00	5,77	0,24	3,62	13,04	3,58	0,21
	9,33	1,74	0,61	6,06	4,74	4,68	1,56
	1,83	6,52	0,15	4,23	7,00	5,60	1,12
	9,62		0,20	2,85	6,10	5,35	3,19
	3,56	5,03	0,16	4,06	7,24	3,90	1,70
	0,92	4,59	He обн.	3,79	5,69	6,33	2,01
	3,07	4,96	0,14	6,52	5,40	5,27	2,13
	4,68	4,18	0,17	6,85	6,03	4,37	1,56
	3,88	4,29	0,15	6,92	5,29	4,62	1,94
	3,25	5,23	0,18	7,81	4,16	4,76	1,95
	3,28	4,91	0,20	5,32	6,19	4,99	1,61
	3,25	3,66	0,12	3,41	7,00	3,83	1,06
	6,62	5,16	0,19	4,40	7,81	4,78	1,36
	6,54	5,27	0,02	4,33	7,23	3,14	1,38
	3,09	5,59	0,21	2,33	5,70	6,01	2,75
	4,18	6,37	0,27	4,85	8,34	4,63	2,09
	4,42	5,89	0,23	4,91	8,63	4,06	1,97

Фиг. 28. Диаграмма А.Н. Заварицкого для изверженных пород формации субщелочных габброидов - тешенитов
 1 - тешениты бассейна р. Черек Безенгийский; 2 - средний тешенит СССР по С.П. Соловьеву (1970); 3 - средний тешенит по Дэли

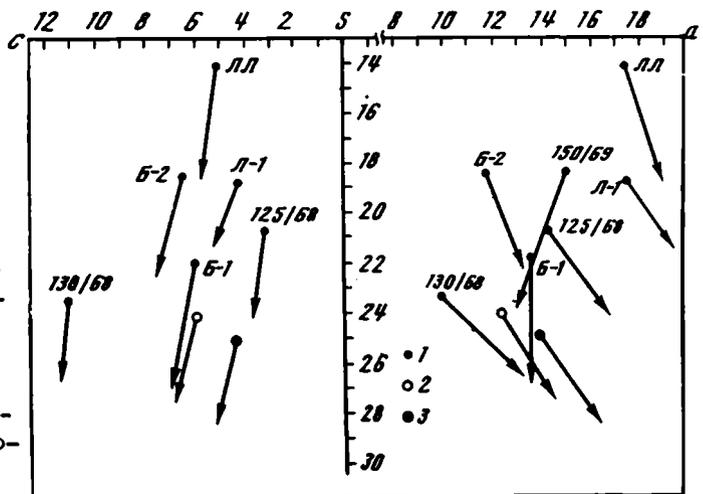
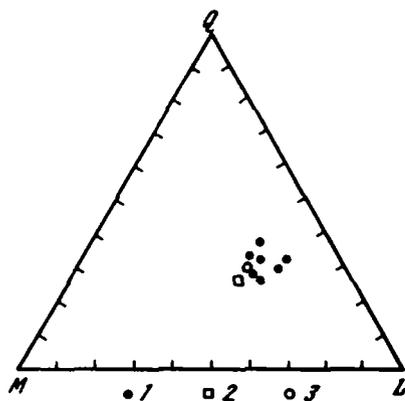


Таблица 27 (продолжение)

№ образца	Место взятия образца	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃
150/69	Силл, близ развалин с.Шики	-	3,46	0,42	0,10
130/68	Вертикальная дайка близ развалин с. Шики	0,23	4,21	7,16	0,03
Б-1	Район Безенгийского водораздельного хребта	1,21	4,81	Не обн.	Не обн.
125/68	Силл, в левом борту р. Черек Безенгийский, в 500 м к западу от с. Безенги	0,25	3,41	0,76	
Л-1	Район с. Думала, бассейн р. Чегем	0,42	4,58	Не обн.	"
Б-2	Дайка в бассейне р. Кучмесу	1,85	2,73	"	"
ЛЛ	Дайка в бассейне р. Думала	-	0,97	2,42	"
$\frac{29}{1}/72$	Силл, вершина горы Учташи, центральная часть	0,95	3,87	Не обн.	0,05
$\frac{29}{3}/72$	Там же, краевая часть	1,33	4,39	0,71	0,05
336/60	Район с. Булунгу, бассейн р. Чегем	1,37	5,04	0,50	Не обн.
33а/60	Там же	1,30	5,62	0,27	"
	Средний состав	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"
	Средний состав субщелочных габброидов Кубано-Малквинского водораздела	"	"	"	"
	Западная Грузия, с. Баноджа, Кутаисский район	1,01	"	3,04	0,53
	Грузия, окрестности с. Мажалояни	6,09		Не обн.	Не обн.
	Грузия, окрестности с. Курсеби	5,64		"	"
	Средний тешенит по Дэли	4,92		"	"
	Средний тешенит СССР по С.П. Соловьеву (1970)	4,34		"	"

общем также хорошо совпадает с реальным количественно-минеральным составом. Количество рудных минералов: 1,00-4,88% магнетита и 1,20-2,10% рутила. В единичных случаях в породе присутствуют нормативный гематит (6,73%) и кордиерит (2,38%). Содержание апатита 0,40-1,60%.



Фиг. 29. Диаграмма Ниггли для горных пород формации субщелочных габброидов-тешенитов междуречья Чегем - Черек Балкарский в Бечасынской зоне

1 - тешениты междуречья Чегем - Черек Балкарский; 2 - средний тешенит по Дэли; 3 - средний тешенит СССР по С.П. Соловьеву (1970)

P_2O_5	Сумма	a	c	b	S
0,25	99,66	15,00	4,30	18,40	62,30
-	99,34	9,88	11,12	23,44	55,56
Не обн.	101,05	13,60	6,00	22,00	58,40
"	100,08	14,21	3,20	20,66	61,93
"	100,15	17,50	4,30	18,80	59,40
"	100,97	11,70	6,50	18,50	63,80
"	100,55	17,38	5,09	14,13	63,40
0,48	99,58	15,20	3,70	22,20	58,90
0,39	99,92	12,70	5,68	23,20	58,50
Не обн.	100,06	13,70	5,17	22,20	58,80
"	99,65	14,10	4,87	23,10	58,00
"	Не обн.				
"	"				
"	100,27				
"	99,64				
0,40	99,99				
0,68	100,00	13,90	4,40	25,40	56,30
0,64	100,00	12,45	6,00	24,15	57,40

В спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР приближенно-количественным методом проанализированы тешениты междуречья Черек Балкарский - Чегем (18 образцов, аналитик А. Ф. Мартынова). Гистограммы распределения микроэлементов приведены на фиг. 30. Средние содержания микроэлементов в тешенитах следующие (в вес.%):

Sc $1,2 \cdot 10^{-4}$	Ga $2,4 \cdot 10^{-3}$	Ni $5,9 \cdot 10^{-3}$	La $2,4 \cdot 10^{-3}$
P $11,3 \cdot 10^{-2}$	Mo $1,6 \cdot 10^{-4}$	Zr $22,0 \cdot 10^{-3}$	Y $2,2 \cdot 10^{-3}$
Pb $9,8 \cdot 10^{-4}$	V $13,1 \cdot 10^{-3}$	Cr $14,7 \cdot 10^{-3}$	Yb $1,5 \cdot 10^{-4}$
Zn $8,4 \cdot 10^{-3}$	Cu $5,4 \cdot 10^{-3}$	Sr $2,7 \cdot 10^{-2}$	B $6,8 \cdot 10^{-4}$
Sn $2,4 \cdot 10^{-4}$	Ti $6,5 \cdot 10^{-1}$	Ba $4,5 \cdot 10^{-2}$	Mn $10,0 \cdot 10^{-2}$
Nb $1,2 \cdot 10^{-3}$	Co $3,1 \cdot 10^{-3}$		

К сожалению, в геологической литературе вопросы распределения и количественной оценки концентрации микроэлементов в горных породах щелочно-ба-

Таблица 27 (окончание)

№ образца	Место взятия образца	f'	m'	c'
150/69	Силл, близ развалин с. Шики	43,56	54,54	
130/68	Вертикальная дайка близ развалин с. Шики	33,80	31,50	34,69
Б-1	Район Безенгийского водораздельного хребта	49,10	50,20	0,70
125/68	Силл, в левом борту р. Черек Безенгийский, в 500 м к западу от с. Безенги	38,28	35,08	26,65
Л-1	Район с. Думала, бассейн р. Чегем	53,10	27,50	19,40
Б-2	Дайка в бассейне р. Кучмесу	46,00	39,00	15,00
ЛЛ	Дайка в бассейне р. Думала	38,00	47,00	15,00
$\frac{29}{1}/72$	Силл, вершина горы Учташи, центральная часть	34,71	51,27	14,01
$\frac{29}{3}/72$	Там же, краевая часть	37,20	53,70	9,30
336/60	Район с. Булунгу, бассейн р. Чегем	36,20	56,20	7,90
33а/60	Там же	36,60	61,30	2,20
	Средний состав			
	Средний состав субщелочных габброидов Кубано-Малкинского водораздела			
	Западная Грузия, с. Баноджа, Кутаисский район			
	Грузия, окрестности с. Мажалояни			
	Грузия, окрестности с. Курсеби			
	Средний тешенит по Дэли	40,90	34,20	24,90
	Средний тешенит СССР по С.П. Соловьеву (1970)	42,23	35,50	21,26

зальтоидного ряда практически не освещены, поэтому сравнение невозможно.

В табл. 29 приведены средние арифметические значения концентрации отдельных микроэлементов в горных породах формаций базальтовых порфиритов, трахитов и субщелочных габброидов.

Изложенный фактический материал по петрологии мезозойских магматических образований междуречья Черек Балкарский - Чегем позволяет сделать несколько основных выводов.

В эволюции мезозойского магматизма региона установлены три разновременных этапа, каждому из которых соответствует конкретная формация изверженных пород: базальтовых порфиритов, трахитов и субщелочных габброидов.

Наибольшей интенсивности магматическая деятельность достигла в средневерхнеюрское время, что подтверждается наиболее широким площадным распространением горных пород формации трахитов. К концу мезозоя происходит постепенное затухание магматизма. Такая же закономерность наблюдается на более западном участке Бечасьинской зоны, в междуречье Кубань - Малка (Кондаков, 1974).

n	t	ϕ	a'	a/c	Q	Литературный источник
96,71	2,36	6,44	1,89	3,50	-9,70	Борсук, Цветков, 1973
96,64	2,16	4,24	-	0,89	-19,76	Там же
82,00	3,70	38,50	-	Не обн.	Не обн.	Белянкин, 1915
88,23	4,16	7,42	-	4,44	-7,76	Борсук, Цветков, 1973
72,00	3,00	Не обн.	-	Не обн.	Не обн.	А.П. Лебедева, 1950
78,00	2,30	17,80	-	"	"	Белянкин, 1915 -
82,92	-	6,00	-	3,41	-13,05	Левинсон-Лессинг, 1905
79,44	3,97	12,10	-	4,10	-16,30	Материалы А.А. Цветкова
80,90	3,38	18,30	-	2,24	-14,16	То же
78,40	3,80	15,70	-	2,65	-14,84	Афанасьев и др., 1968
78,90	3,64	12,90	-	2,89	-17,14	Там же
						Ковдаков, 1974
						Белянкин, 1912
						Там же
						Белянкин, Петров, 1945
77,30						
76,03	2,79	16,88	-	2,07	-16,10	

В междуречье Черек Балкарский - Чегем в песчано-глинистых осадках юрского возраста присутствуют базальтоидные эффузивы, щелочные и щелочно-базальтоидные интрузии, внедрившиеся преимущественно по системе субширотных разрывов. Это наряду с литолого-стратиграфическими данными свидетельствует о субплатформенных условиях развития данной области в мезозое.

Излияния лав базальтовых порфиритов происходили синхронно с образованием спилит-диабазовой формации зоны Южного склона и, вероятно, имеют единый источник вещества.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР К-Аг методом определен возраст мезозойских магматических пород междуречья Черек Балкарский - Чегем (табл.30). Анализировали валовые пробы полевошпат-пироксеновых и калишпатовых разновидностей трахитов и субщелочных габброидов - тешенитов.

Таблица 28. Пересчет химических анализов горных пород формации субщелочных габброидов по нормативно-молекулярно-му методу П. Ниггли

№ образца	Пироксеновый вариант		Оливиновый вариант		
150/69	41,40 <i>Ab</i> 15,66 <i>An</i> 2,00 <i>Or</i> 10,10 <i>Ne</i> 0,40 <i>Ap</i>	2,38 <i>Cord</i> 15,46 <i>En</i> 10,00 <i>Hy</i> 1,40 <i>Mt</i> 1,20 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 27	57,16 <i>Ab</i> 15,66 <i>An</i> 2,00 <i>Or</i> 0,70 <i>Ne</i> 0,40 <i>Ap</i>	2,38 <i>Cord</i> 11,60 <i>Fo</i> ¹ 7,50 <i>Fa</i> 1,40 <i>Mt</i> 1,20 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 22	19,40% <i>Olv</i> № 39
Б-1	24,50 <i>Al</i> 24,16 <i>An</i> 9,66 <i>Or</i> 11,97 <i>Ne</i>	6,73 <i>Rm</i> 17,46 <i>En</i> 3,46 <i>Hy</i> 0,28 <i>Wo</i> 1,80 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 50	35,20 <i>Ab</i> 23,16 <i>An</i> 9,66 <i>Or</i> 6,49 <i>Ne</i>	6,73 <i>Hm</i> 0,26 <i>Wo</i> 13,10 <i>Fo</i> 2,60 <i>Fa</i> 1,80 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 41	15,70% <i>Olv</i> № 17
130/68			12,70 <i>Ab</i> 42,00 <i>An</i> 1,33 <i>Or</i> 13,97 <i>Ne</i>	12,40 <i>Wo</i> 8,40 <i>Fo</i> 7,20 <i>Fa</i> 1,10 <i>Mt</i> 0,90 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 77	15,60% <i>Olv</i> № 40
Л-1	16,34 <i>Ab</i> 17,50 <i>An</i> 19,70 <i>Or</i> 20,16 <i>Ne</i>	5,86 <i>Wo</i> 8,13 <i>En</i> 6,40 <i>Hy</i> 4,40 <i>Mt</i> 1,50 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 51	25,45 <i>Ab</i> 17,50 <i>An</i> 19,70 <i>Or</i> 14,69 <i>Ne</i>	5,86 <i>Wo</i> 6,10 <i>Fo</i> 4,80 <i>Fa</i> 4,40 <i>Mt</i> 1,50 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 41	10,90% <i>Olv</i> № 44
125/68	35,40 <i>Ab</i> 13,16 <i>An</i> 6,83 <i>Or</i> 10,12 <i>Ne</i>	9,06 <i>Wo</i> 12,13 <i>Ne</i> 9,20 <i>Hy</i> 1,90 <i>Mt</i> 2,10 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 27	49,50 <i>Ab</i> 13,16 <i>An</i> 6,83 <i>Or</i> 1,45 <i>Ne</i>	9,06 <i>Wo</i> 9,10 <i>Fo</i> 6,90 <i>Fa</i> 1,90 <i>Mt</i> 2,10 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 21	16,00% <i>Olv</i> № 43
Б-2	36,33 <i>Ab</i> 26,16 <i>An</i> 10,35 <i>Or</i>	4,40 <i>Wo</i> 11,60 <i>En</i> 5,60 <i>Hy</i> 3,00 <i>Mt</i> 1,20 <i>Ru</i> 0,48 <i>Q</i> <i>Pl</i> № 42			
ЛЛ	33,30 <i>Ab</i> 20,00 <i>An</i> 11,66 <i>Or</i> 13,91 <i>Ne</i>	3,33 <i>Wo</i> 10,40 <i>En</i> 6,40 <i>Hy</i> 1,00 <i>Mt</i> <i>Pl</i> № 37	43,70 <i>Ab</i> 20,00 <i>An</i> 11,66 <i>Or</i> 7,71 <i>Ne</i>	3,35 <i>Wo</i> 7,80 <i>Fo</i> 4,80 <i>Fa</i> 1,00 <i>Mt</i> <i>Pl</i> № 51	12,60% <i>Olv</i> № 38
33 ^б /60	21,05 <i>Ab</i> 20,66 <i>An</i> 12,00 <i>Or</i> 1,30 <i>Cc</i>	1,46 <i>Wo</i> 13,27 <i>Ne</i> 19,86 <i>En</i> 4,40 <i>Hy</i> 4,20 <i>Mt</i> 1,80 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 49	36,20 <i>Ab</i> 20,66 <i>An</i> 12,00 <i>Or</i> 1,30 <i>Cc</i>	1,46 <i>Wo</i> 4,12 <i>Ne</i> 4,20 <i>Mt</i> 14,90 <i>Fo</i> 3,30 <i>Fa</i> 1,80 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 36	18,90% <i>Olv</i> № 18
33 ^а /60	15,85 <i>Ab</i> 19,70 <i>An</i> 12,00 <i>Or</i> 0,80 <i>Cc</i>	22,80 <i>En</i> 6,27 <i>Hy</i> 3,60 <i>Mt</i> 17,29 <i>Ne</i> 1,70 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 55	34,10 <i>Ab</i> 12,00 <i>Or</i> 19,70 <i>An</i> 0,80 <i>Cc</i>	17,10 <i>Fo</i> 4,70 <i>Fa</i> 3,60 <i>Mt</i> 6,37 <i>Ne</i> 1,70 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 37	21,80% <i>Olv</i> № 22

Таблица 28 (окончание)

№ образца	Пироксеновый вариант		Оливиновый вариант		
$\frac{29}{1}/72$	22,80 <i>Ab</i> 14,30 <i>An</i> 12,66 <i>Or</i> 1,60 <i>Ap</i>	2,80 <i>Wo</i> 15,72 <i>Ne</i> 18,53 <i>En</i> 5,86 <i>Hy</i> 3,30 <i>Mt</i> 1,90 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 39	38,05 <i>Ab</i> 14,83 <i>An</i> 12,66 <i>Or</i> 1,60 <i>Ap</i> <i>Pl</i> № 28	2,80 <i>Wo</i> 6,57 <i>Ne</i> 13,90 <i>Fo</i> 4,40 <i>Fa</i> 3,30 <i>Mt</i> 1,90 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 28	18,30% <i>Olv</i> № 24
$\frac{29}{3}/72$	25,55 <i>Ab</i> 22,16 <i>An</i> 9,30 <i>Or</i> 1,90 <i>Cc</i> 1,20 <i>Ap</i>	0,55 <i>Cord</i> 19,60 <i>En</i> 3,60 <i>Hy</i> 5,10 <i>Mt</i> 9,07 <i>Ne</i> 1,60 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 46	40,66 <i>Ab</i> 22,16 <i>An</i> 22,30 <i>Or</i> 1,90 <i>Cc</i> 1,20 <i>Ap</i> <i>Pl</i> № 35	0,55 <i>Cord</i> 14,70 <i>Fo</i> 2,70 <i>Fa</i> 5,10 <i>Mt</i> 1,60 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 35	17,40% <i>Olv</i> № 15
Средний тешенит СССР (Соловьев, 1970)	16,10 <i>Ab</i> 22,16 <i>An</i> 12,22 <i>Or</i> 13,09 <i>Ne</i> 1,31 <i>Ap</i>	8,45 <i>Wo</i> 14,00 <i>En</i> 6,51 <i>Hy</i> 4,88 <i>Mt</i> 1,28 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 58	28,82 <i>Ab</i> 22,16 <i>An</i> 12,22 <i>Or</i> 5,50 <i>Ne</i> 1,31 <i>Ap</i> <i>Pl</i> № 43	8,45 <i>Wo</i> 10,50 <i>Fo</i> 4,88 <i>Fa</i> 1,28 <i>Ru</i> <i>Pl</i> № 43	15,38% <i>Olv</i> № 32

Таблица 29. Средние содержания микроэлементов в горных породах формаций базальтовых порфиритов, трахитов и субшелочных габброидов

Порода	As. 10^{-3}	Sc. 10^{-4}	P. 10^{-2}	Pb. 10^{-4}	Zn. 10^{-3}	Sn. 10^{-4}
1	-	1,3	12,8	8,9	8,5	2,8
2	-	0,1	5,0	11,6	8,2	10,4
3	-	-	3,2	9,2	5,7	11,0
4	-	1,2	11,3	9,8	8,4	2,4
5	0,2	24,0	14,0	8,0	13,0	1,5
6	0,4	3,0	-	12,0	13,0	-

Таблица 29 (продолжение)

Порода	Nb. 10^{-3}	Ga. 10^{-3}	Mo. 10^{-3}	V. 10^{-3}	Cu. 10^{-3}	Ag. 10^{-6}	Ti. 10^{-1}
1	1,8	2,1	2,0	12,6	3,1	-	4,5
2	7,7	4,2	2,0	1,6	2,5	-	4,2
3	7,9	1,4	1,9	0,5	1,4	-	1,2
4	1,2	2,4	1,6	13,1	5,4	-	6,5
5	2,0	1,8	1,4	20,0	10,0	10,0	9,0
6	-	-	0,6	3,0	5,0	-	-

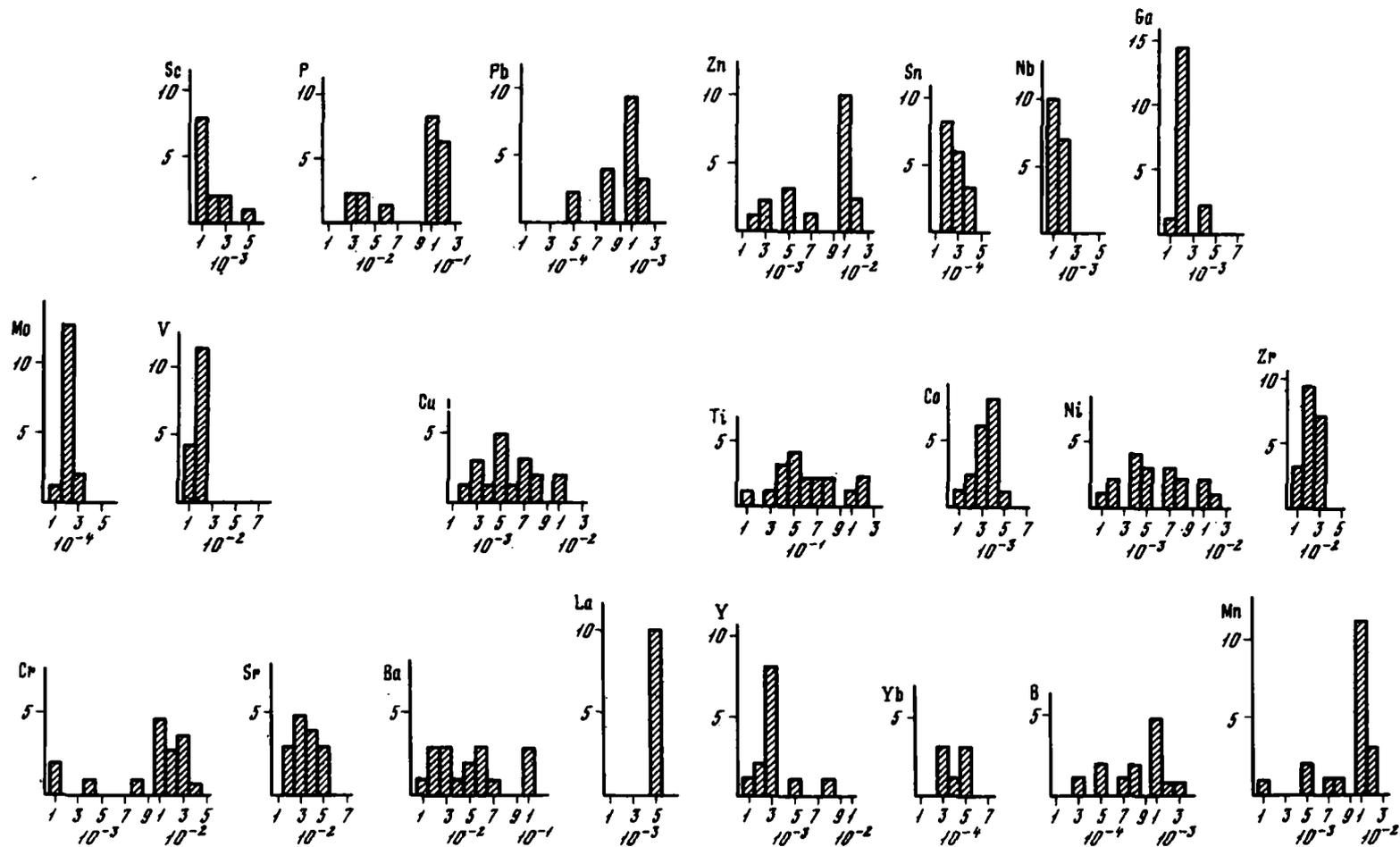
Таблица 29 (продолжение)

Порода	Co. 10^{-3}	Ni. 10^{-3}	Zr. 10^{-3}	Cr. 10^{-3}	Sr. 10^{-2}	Ba. 10^{-2}
1	2,9	5,0	26,4	10,8	3,8	3,8
2	0,7	1,2	60,0	0,5	1,4	5,6
3	0,2	0,4	40,0	0,3	0,9	4,9
4	3,1	5,9	22,0	14,7	2,7	4,5
5	4,6	16,0	10,0	10,0	20,0	4,4
6	0,1	0,4	-	0,2	-	-

Таблица 29 (окончание)

Порода	La. 10^{-3}	Y. 10^{-3}	Yb. 10^{-4}	B. 10^{-4}	Ce. 10^{-2}	Tl. 10^{-4}	Mn. 10^{-2}
1	1,8	2,9	1,8	10,3	-	-	18,4
2	3,4	6,2	6,1	10,3	-	-	6,2
3	2,3	8,4	8,8	8,5	-	-	2,1
4	2,4	2,2	1,5	6,8	-	-	10,0
5	3,0	2,7	2,0	2,0	5,0	0,2	20,0
6	-	2,0	-	9,0	-	-	-

1 - базальтовые порфириты; 2 - полевошпат-пироксеновые трахиты; 3 - калишпатовые трахиты; 4 - субшелочные габброиды; 5 - среднее содержание в основных магматических породах по А.П. Виноградову (1962); 6 - среднее содержание в щелочных магматических породах по Турекьяну и Ведополу (Turekian, Wedepohl, 1961).



Фиг. 30. Гистограммы распределения микроэлементов в горных породах формации субщелочных габброидов - тешенитов междуречья Чегем - Черкх Балкарский

Таблица 30. Результаты определения абсолютного возраста горных пород формаций грахитов и субщелочных габброидов междуречья Черек Балкарский - Чегем (по валовым пробам)

№ образца	Порода	Место взятия образца	K, %	^{40}Ar (рад.), нг/г	$\frac{^{40}\text{Ar} \text{ (рад.)}}{^{40}\text{Ar} \text{ (общ.)}}$	Возраст, млн. лет	Литературный источник
135/68	Полевошпато- пироксеновые грахиты	Р. Черек Безенгийский, левый борт, в 4,5 км вниз по течению от с. Безенги	3,58±0,04	39,2±0,8	68; 55	155±8	Афанасьев, Абдул- лаев и др., 1968
		Там же, в 5,5 км вниз по те- чению от с. Безенги	3,45±0,04	36,9±0,8	25; 57	152±8	Там же
142/68	Калишпатовые грахиты	Р. Черек Безенгийский, правый борт, в 4,5 км вниз по течению от с. Безенги	9,48±0,09	97,2±2,0	61; 79	146±6	"
137/68		Там же	3,49±0,04	35,1±0,8	18; 39	143±6	"
141/68		"	7,83±0,06	77,8±1,6	59; 60	142±6	"
$\frac{31}{6}/72$		Приводораздельная часть р. Черек Безенгийский с р. Чегем	6,58±0,05	80,0±1,6	72; 66	171±8	Материалы А.А. Цветкова
125/68	Субщелочные габброиды	Р. Черек Безенгийский, левый борт, в 500 м к западу от с. Безенги	0,89±0,03	6,9±0,6	14; 38	109±12	Афанасьев, Абдул- лаев, 1968
$\frac{29}{1}/72$		Гора Учташи, привершинная часть	1,78±0,03	13,9±0,6	31; 39	111±8	Материалы А.А. Цветкова

Таблица 31. Характеристика геологического положения, содержание (А - перспективные для керамической промышленности породы, Б - мало

А	№ обр.	Место отбора	Индекс на карте (см. фиг. 22)	Na ₂ O/K ₂ O	Fe ₂ O ₃ +FeO
141/68**		Центральная часть интрузивного тела	8	1/29	0,64
142/68**		То же	8	1/35	0,24
140/69**		"	8	1/12	0,68
$\frac{31}{1}/72$		"	1	1/72	0,35
$\frac{31}{2}/72$		"	1	1/57	0,22
$\frac{31}{6}/72$		"	2	1/63	0,22
$\frac{31}{7}/72$		"	3	1/60	0,19
$\frac{31}{8}/72$		"	4	1/55	0,28
$\frac{31}{9}/72$		"	5	1/57	0,22
$\frac{31}{10}/72$		"	6	1/56	0,35
$\frac{31}{13}/72$		"	7	1/58	0,16
141/68**		Краевая часть интрузивного тела	8	1/5	0,25
$\frac{31}{4}/72$		То же	1	1/46	0,28

* Образец из коллекции Г.Д. Афанасьева.

** Образцы из коллекции А.М. Борсука.

К сожалению, малые содержания калия в базальтовых порфиритах препятствуют определению их абсолютного возраста. Нами частично использованы данные А.М. Борсука (Афанасьев и др., 1968; Афанасьев, Борсук и др., 1971). Результаты К-Аг датирования полевощат-пироксеновых и калишпатовых трахитов хорошо согласуются с геологическими наблюдениями и дают основание считать, что и те, и другие по возрасту относятся к верхней юре, причем первые представляют собой более поздние, по-видимому, конечные продукты дифференциации единого магматического расплава. Значение 171 млн. лет, полученное для калишпатового трахита из микролакколита в приводораздельной части р. Черек Безенгийский с р. Чегем, по-видимому, объясняется удревнением возраста породы за счет захвата и ассимиляции интрузивным телом вмещающих аргиллитов байоса.

($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) и калиевый модуль калишпатовых трахитов р. Черек Безенгийский перспективные)

Б	№ обр.	Место отбора	Индекс на карте (см. фиг. 22)	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$
	128 27/71	Краевая часть интрузивного тела	8	1/0,7	1,02
	269/59*	То же	8	1/0,3	0,69
	28/70**	"	8	1/0,7	0,33
	$\frac{24}{3}/72$	"	8	1/2	0,12
	$\frac{24}{4}/72$	"	8	1/3	0,16
	$\frac{24}{6}/72$	"	8	1/0,6	0,19
	$\frac{31}{11}/72$	"	7	1/0,5	1,50
	29/70	"	8	1/0,7	0,51

Для силлов тешенитового состава, обнаженных в бассейне р. Черек Безенгийский, получены значения возраста 109 и 111 млн. лет, что соответствует границе раннего и позднего мела и коррелируется с имеющимися в нашем распоряжении геологическими данными. Близкие по возрасту и петрографическому составу субщелочные габброиды широко распространены в других районах Бечасьинской зоны: в Кубано-Малкинском междуречье (Афанасьев и др., 1968; Борсук, Кондаков, 1969; Кондаков, 1974), в пределах западного окончания зоны Главного Кавказского хребта, в бассейнах рек Пшиш и Пшияхо (Афанасьев, Борсук, 1959; Борсук, 1963; Борсук, Борукаев, 1965) и в зоне Южного склона, в бассейнах рек Лоо, Мзымта, Псоу, Гумиста, Келасури (Муратов, 1945; Пастушенко, 1956; Нетреба, 1962).

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРОМЫШЛЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТРАХИТОВ БАСЕЙНА Р. ЧЕРЕК БЕЗЕНГИЙСКИЙ

Как отмечалось ранее (Борсук, Цветков, 1973, 1975; Цветков, 1975^{1,2}), калишпатовые трахиты бассейна р. Черек Безенгийский представляют собой анхимономинеральное образование, состоящее из пелитизированного калиевого полевого шпата. Результаты химических анализов образцов из различных обнажений (см. табл. 20) показывают, что большая часть калишпатовых трахитов по низкому содержанию железа и очень благоприятному соотношению калия и натрия (табл. 31) могут быть использованы как "фарфоровый камень" — хороший заменитель некоторых сырьевых материалов (особенно полевого шпата) в фарфоровых массах.

Для некоторых изученных образцов анализы показывают достаточно малое содержание железа, однако соотношение калия и натрия здесь совершенно иное

(см. табл. 31). Это существенно натриевые породы. Они явно менее перспективны, но можно надеяться, что при попутном получении таких материалов они могут применяться в стекольной промышленности в составе плавней и для обмазки некоторых видов электродов. Остальные наши образцы содержат значительное количество окислов железа и как полезное ископаемое не представляют интереса.

Для подтверждения сделанного предположения о практической годности трахитов В.И.Магидович (ВНИИЭК) провел предварительные испытания двух небольших образцов из нашей коллекции, которые предварительно были оценены как лучшие (обр. 142/69; $\frac{128}{28}/71$, см. табл. 20).

При огневых испытаниях образца калишпатового трахита из центральной части интрузива (обр. 142/69) получен спек светло-серого цвета с шероховатой поверхностью. В изломе единичные, очень мелкие "мушки". Трахит из краевой части того же тела (обр. $\frac{128}{28}/71$) дает спек серого цвета, также с шероховатой поверхностью и единичными "мушками".

Проведенные исследования показали, что калишпатовый трахит, отобранный из центральной части интрузива, имеет ценные для изоляторного производства показатели: низкое содержание окрашивающих и щелочноземельных окислов при относительно большой сумме щелочей и очень высоком калиевом модуле. По химическому составу проба трахита из центральной части интрузива отвечает 1 сорту ГОСТ 7030-67 на полевой шпат и пегматит для тонкой керамики.

Однако по результатам огневых испытаний, материалы не соответствуют требованиям того же стандарта, так как спек после обжига содержит "мушки". Низкое качество огневых спеков трахита из центральной части интрузива при незначительном содержании Fe_2O_3 , вероятно, объясняется тем, что материал был собран с поверхности. Трахит, отобранный из краевой части интрузива, загрязнен ассимилированным веществом вмещающих аргиллитов и не представляет интереса для изоляторного производства. Заключение В.И.Магидовича в общем подтвердило наличие среди наших образцов трахитов практически интересных разновидностей.

Следует отметить, что в бассейне р.Черек Безенгийский очень широко развиты процессы, ведущие к ухудшению качества трахитов как полезных ископаемых. Это связано, с одной стороны, с ассимиляцией расплава вещества вмещающих аргиллитов, приводящей к загрязнению трахитов железом, а с другой - с наложенными процессами, ведущими к замещению калиевых минералов натриевыми.

Для выяснения перспектив использования изученных трахитов в качестве керамического сырья необходимы специальные поисково-разведочные работы. В последнее время установлено, что с сопутствующими внедрению интрузивных тел калишпатовых трахитов проявлениями калиевого метасоматоза и пропилитизацией связаны медноколчеданная и полиметаллическая минерализация, что позволяет рассматривать данный район как перспективный и с точки зрения рудного сырья.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ
МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА
В АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП ТЕКТОГЕНЕЗА

Важнейшая роль в формировании современной структуры Большого Кавказа принадлежит альпийскому тектоно-магматическому циклу, который охватывает период с юры до антропогена. В это время происходят значительные тектонические движения различного знака, сопровождающиеся мощными проявлениями магматической деятельности.

В его раннюю стадию (лейас - доггер) интенсивное прогибание охватывает области, расположенные к югу от современного Главного Кавказского хребта. Здесь развивается геосинклинальный прогиб, протягивающийся в близширотном направлении от современной акватории Черного до Каспийского моря и отчетливо фиксирующийся по характерному спилит-диабазовому магматизму. Следует отметить, что геосинклинальный прогиб, в герцинское время находившийся в области Передового хребта, в это время уже прекращает развитие. Геосинклинальная область сместилась южнее, развиваясь унаследованно, на месте слабо выраженного герцинского прогиба в области современного Южного склона Большого Кавказа. В конце ранней стадии в осевых частях геосинклинали возникают центральные поднятия.

В среднюю стадию (мальм - эоцен) преобладают поднятия, на фоне которых продолжают существовать два прогиба: один на Северном склоне, характеризующийся неритическими карбонатными и обломочными осадками, другой на Южном - с флишем. Границами зон опусканий и воздыманий являются крупные глубинные разломы, заложенные еще в каледонское и герцинское время и подновляемые при последующих тектонических движениях (Леонтьев, Хаин, 1946^{1,2}; Хаин, 1949; Кириллова и др., 1960; Ажгирей, 1963; Леонов, 1966). Интенсивная складчатость приводит к образованию на месте геосинклинальных прогибов и областей поднятия мегантиклинорий.

В позднюю стадию (олигоцен - антропоген) происходит дальнейшее возрастание складчатых горных сооружений Большого Кавказа и формирование современного рельефа. Нами рассмотрены две первые стадии.

Взаимопересечение региональных глубинных разломов субширотного и субмеридионального простирания обусловило мозаичность строения Большого Кавказа, разделило его на ряд структурно-формационных зон (с севера на юг) и блоков (с запада на восток). История развития мезозойского магматизма в пределах каждой структурно-формационной зоны весьма специфична (Афанасьев, 1950, 1958, 1967, 1968; Борсук, 1963, 1966, 1968^{1,2}; Кондаков, 1974). В свете полученных новых данных, с нашей точки зрения, целесообразно провести анализ проявлений мезозойского магматизма на Северном Кавказе на фоне геолого-тектонической истории каждой зоны.

Согласно Е.Е. Милановскому и В.Е. Хаину (1963), можно выделить четыре структурно-формационные зоны (с севера на юг).

1. Бечасьинская (или Лабино-Малкинская) структурно-формационная зона - самая северная на Большом Кавказе, она прослеживается от р. Белой на западе до р. Терек на востоке. Обладает двухъярусным строением, характеризующим субплатформенную историю ее развития в мезозое и кайнозое. Бечасьинская зона являлась южным продолжением эпигерцинской Скифской плиты и только в неогене была вовлечена в воздымание Главного хребта.

Мезозойский магматизм Бечасьинской зоны охарактеризован в работах Ф.Ю. Левинсона-Лессинга (1904, 1905), Д.С. Белянкина (1915), П.И. Ле-

бедева (1930), М.В. Муратова (1945, 1948), А.П. Лебедева (1950), Г.Д. Афанасьева (1955, 1956, 1958, 1959, 1967, 1968), Л.А. Варданянца (1956), А.М. Борсука (1963, 1966), Л.А. Кондакова, Г.З. Непомнящего (1968), А.М. Борсука, А.А. Цветкова (1973, 1975), Л.А. Кондакова (1974), А.А. Цветкова (1975_{1,2}) и др. Наиболее полно вопросы мезозойского магматизма в пределах Эльбрус-Кисловодского поперечного поднятия изложены в работе Л.А. Кондакова (1974). Она дает возможность сравнить специфику магматической деятельности в наиболее поднятой (Кубано-Малкинское междуречье) и наиболее опущенной (Северная депрессия) частях Бечасьинской зоны.

2. Зона Передового хребта наиболее полно отражает эволюцию магматизма герцинского геосинклинального прогиба Северного Кавказа. Здесь мезозойский магматизм проявлен незначительно. Отдельные дайки диабазов описаны С.С. Крутловым (1958) для хребта Дженту и В.В. Плоско (1965) в бассейне р. Малая Лаба.

3. Зона Главного хребта сложена кристаллическими породами глубинной фации. По Г.Д. Афанасьеву, А.М. Борсуку и др. (1971), среди этих пород выделяется субстрат, образованный кристаллическими сланцами и гнейсами додевонского возраста, на котором в течение верхнего девона, карбона и отчасти перми развивались осадочные формации. Магматические образования верхнего палеозоя — комплекс гранитоидов Главного хребта — приурочены в основном к выходам пород древнего кристаллического субстрата. Естественными границами зоны Главного хребта, представляющей собой в тектоническом плане горст-антиклинорий, являются крупные, глубинные долгоживущие разломы северо-западного и широтного простирания, кулисообразно сменяющие друг друга.

Геологическое строение зоны Главного хребта в западной (верховья р. Малая Лаба) и центральной (бассейн р. Ардон) ее частях отличаются характером разреза.

Мезозойские магматические породы зоны Главного хребта описаны во многих работах (Варданянц, 1925, 1926, 1932, 1935; Ренгартен, 1932, 1937; А.П. Лебедев, 1946, 1948, 1950; Афанасьев, 1954-1956, 1958; Борсук, 1963, 1966, 1968_{1,2}; Афанасьев и др., 1968, 1971 и др.). На основании исследований М.М. Мстиславского (1970; Мстиславский и др., 1971), А.Г. Гурбанова (1972) и автора (Цветков, 1972₃, 1974, 1975_{1,2}) установлено, что на Центральном Кавказе (Северная Осетия) северная часть зоны Главного хребта, а на Западном Кавказе вся зона развивались в мезозое в жестких, стабилизированных условиях, близких к платформенным. Южная часть испытала значительное опускание и региональный метаморфизм. Изучение мезозойского магматизма в этой зоне наиболее сложно из-за трудности и больших высот водораздельной части Главного Кавказского хребта.

4. Зона Южного склона в мезозое — интенсивно погружающаяся область. В основании ее залегают сильно метаморфизованные толщи палеозоя и протерозоя, обнаженные в виде отдельных тектонических окон. Они перекрыты мощными отложениями терригенной юры и верхнемезозойского флиша, сильно смятыми в складки. Мезозойский магматизм зоны Южного склона охарактеризован в работах Г.М. Заридзе (Заридзе, Чичинадзе, 1940; Заридзе, 1944; Заридзе, Татришвили, 1959; Заридзе, 1961), Г.С. Дзоценидзе (Дзоценидзе, Крестников, 1941; Дзоценидзе, 1948, 1959), Д.С. Белянкина и В.П. Петрова (1940_{1,2}, 1945), М.Г. Ломизе (1958, 1969), М.Г. Ломизе, М.Л. Сомина (1962), А.М. Борсука (1963), Г.Д. Афанасьева и др. (1968), М.К. Суханова и А.А. Цветкова (1975).

Структура Большого Кавказа рассечена крупными разломами субмеридионального направления и распадается на четыре сегмента. Наиболее приподняты два центральных, а наиболее опущены северо-западный и юго-восточный сегменты, которые частично погружаются в акватории Черного и Каспийского морей. Блоковое строение Кавказа, приводящее к неодинаковому эрозионному срезу его сегментов, затрудняет изучение закономерностей развития магматизма в этой складчатой системе. В то же время оно позволяет проследить

изменение вещественного состава разнофациальных членов единой магматической формации в эродированных до разного уровня блоках в пределах как одной, так и нескольких структурно-формационных зон. Сравнительная характеристика постепенного изменения вещественного состава однотипных и разновозрастных формаций по латерали и анализ последовательной смены этих формаций во времени позволяют более отчетливо представить сложную совокупность процессов, протекавших в мезозое в этом регионе Средиземноморского подвижного пояса, и наметить некоторые общие закономерности.

В соответствии с фазами наиболее интенсивной магматической деятельности на Большом Кавказе, каждой из которых соответствовали определенный структурный план и палеогеографическая обстановка, мы даем анализ по трем периодам: нижней юре, средней и верхней юре, мелу.

Нижняя юра

В это время на территории современной Бечасьинской зоны существует морской режим. По Е.Е. Милановскому и В.Е. Хайну (1963), море трансгрессирует к северу и к югу, занимая большие площади в пределах Западного и Восточного Предкавказья. Максимумы трансгрессии отмечались в домере и позднем тоаре – раннем аалене, разделяясь периодами частичных регрессий. В центральной части Бечасьинской зоны в междуречье Кубань – Малка широко распространены угленосные осадки хумаринской свиты (Пилоченко, 1946; Кахадзе и др., 1960; Потапенко, 1962). На остальной территории отложения этого этапа представлены преимущественно глинистыми породами: аргиллитами, алевролитами, в меньшей степени песчаниками. В пределах зоны выделяется только один район магматической деятельности, расположенный в бассейнах рек Кубань, Теберда и Малка.

Магматические породы этого района (Герасимов, 1922; П.И. Лебедев, 1930; Муратов, 1945; Варданыш, 1956; Кахадзе, Цагарели, 1956; Потапенко, 1962) представлены эффузивными, интрузивными и субвулканическими членами. По данным Л.А. Кондакова (1974), здесь установлены две близкие по возрасту магматические формации: долеритовая (нижний лейас) и андезит-трахиандезитовая (плинсбах – тоар). Он считает, что горные породы обеих формаций принадлежат к единому комплексу (в понимании Г.Д. Афанасьева), а разнообразие их составов может быть объяснено дифференциацией магматического расплава, с одной стороны, в интрузивной камере, с другой – в магматическом очаге. Долериты бассейна р. Кубань и Теберда по вещественному составу имеют ряд общих черт с долеритами мезозойских провинций Южной Африки, Тасмании, Антарктиды и др. Трахиандезитовые лавы, их туфы и субвулканические тела занимают значительно меньшую площадь, чем предшествующие им долериты. Пространственное размещение магматических пород в этом районе контролируется системой субширотных и субмеридиональных разрывов, а наиболее крупные центры извержений расположены в узлах пересечения разнонаправленных разломов (Эшкаконский, Кубанский и др.). Самый крупный центр вулканической деятельности находится на левом берегу р. Теберда в районе г. Карачаевска на пересечении зон Среднего и Кубанского глубинных разломов.

В зоне Главного хребта в нижней юре магматическая деятельность проявилась наиболее широко. В это время здесь после относительно длительного, устойчивого развития в течение триасового периода, когда большая часть зоны была приподнята и подвергалась размылу, начинается слабое погружение, сопровождающееся вспышками вулканической деятельности. Магматические породы нижнеюрского этапа магматизма в зоне Главного хребта прослеживаются параллельно главному водоразделу от верховьев р. Малая Лаба на западе до акватории Каспийского моря на востоке. Среди этих образований выделяются изученная нами андезито-дацитовая формация и породы – производные основной магмы, слагающие дайки и силлы габброидов и диабазов, которые прорывают отложения лейаса и аспидные сланцы Главного хребта.

Присутствие маломощных линзообразных прослоев туфов и туффитов среди конгломератов базального горизонта в основании андезито-дацитово́й формации свидетельствует о существовании активных вулканических центров еще в период развития этого региона в субконтинентальных условиях.

Наступление моря происходило с юга, что подтверждается сменой грубообломочных терригенных пород базального горизонта в северных районах Северной Осетии более тонкозернистым материалом (гравелиты, песчаники, глинисто-углистые сланцы) – в южных (Варданянц, 1935). Прослойка каменного угля в базальных конгломератах подтверждают наличие теплого климата с обильной растительностью (вероятно, прибрежная зона или дельта реки).

Вулканическая деятельность раннего и среднего лейаса по-разному проявляется в западных и восточных районах Северной Осетии. На западе мощность андезито-дацитово́й формации значительно меньше, чем на востоке, и наблюдается ритмичное чередование излившихся и пирокластических пород андезитового состава. На востоке формация в среднем имеет почти вдвое большую мощность. Здесь преобладают дацитовые лавы, залегающие преимущественно в нижних и средних частях разреза. Вулканогенно-осадочные породы распространены значительно меньше, а ритмичность отсутствует.

Распределение мощностей вулканогенных пород, особенности строения разрезов формации, вещественный состав пород, а также присутствие в восточном районе в кровле андезито-дацитово́й формации конгломератов с галькой эффузивов и отсутствие их в западном позволяют сделать следующее предположение. С установлением режима опускания на территории Северной Осетии вначале более глубоко прогибается ее восточная часть, где изливаются дацитовые лавы. Затем здесь прогибание замедляется, и, возможно, сменяется знак движения. В это время начинается прогибание на западе и накопление андезитовых лав и пирокластов. К плинсбаху воздымание на востоке достигает максимума (лавовые потоки гематитизированных андезитов и базальные конгломераты в кровле андезито-дацитово́й формации). На западе продолжается погружение, и на вулканогенные породы согласно ложатся глинистые осадки с домерской фауной. Итак, в нижнеюрское время в пределах данного сегмента Большого Кавказа наряду с волнообразными движениями земной коры в поперечном (к простиранию геосинклинальной системы) направлении наблюдаются также продольные движения, связанные, вероятно, с вертикальными перемещениями блоков фундамента.

Горные породы – производные основной магмы, слагающие "диабазовый" пояс Центрального Кавказа, как было указано Г.Д. Афанасьевым и др. (1968, 1971, 1975), имеют различный возраст и сопряжены лишь пространственно, представляя собой разные магматические формации. Все они залегают в интрузивной фации. Исключение составляет очень своеобразный в геологическом отношении массив Чауки, где имеются эффузивные разновидности тождественного состава (Суханов, Цветков, 1975). К востоку от р. Терек для большей части "диабазовых" даек возраст считается плинсбах-гоарским, а для меньшей – ааленским (Долгих, Чернищян, 1971). Однако эти данные нельзя считать окончательными.

Зона Южного склона характеризуется в нижней юре относительно слабой магматической деятельностью. Магматические проявления этого времени протягиваются узкой полосой вдоль водораздельной части Главного Кавказского хребта от верховьев р. Лашипсе к верховьям рек Авадхара, Мзымта, Пслух и Бзерпия (Ломизе, Сомин, 1962). Они образуют здесь "авадхарский горизонт", сложенный туфобрекчиями и туфами кварц-альбитофирового состава, залегающими в глинистых сланцах среднего лейаса. Встречаются субвулканические тела кварцевых альбитофиров, мелкие интрузивные тела диабазов и порфириров северо-западного простиранья. Все магматические породы – типичные образования сплит-кератофировой формации, что указывает на эвгеосинклинальный характер прогиба в области Южного склона.

В пределах Северо-Западного блока Северного Кавказа магматические породы этого этапа присутствуют в эффузивной, субвулканической и дайковой фациях (Борсук, 1960, 1963). В петрографическом отношении это диабазовые и базальтовые порфириды, испытавшие сильное зеленокаменное переорождение.

Средняя—верхняя юра

В это время территория Бечасынской структурно-формационной зоны продолжает развиваться в режиме опускания. Здесь господствуют морские условия. В междуречье Теберда — Малка формируется диорит-гранитоидный комплекс, знаменующий следующий крупный этап в истории развития магматизма этого региона. По данным Л.А. Кондакова (1974), в него входят три магматические формации: диорит-порфировая, гранодиорит-порфировая и гранит-порфировая. Горные породы этой формации образуют интрузивные тела типа лакколитов, интрузирующие осадочные отложения плинсбаха. Относительная возрастная последовательность формаций устанавливается на основе прорывания гранит-порфирами (наиболее поздней фазой) диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров. С породами диорит-гранитоидного комплекса связаны трубчатые тела и жерловины, сложенные эруптивными брекчиями среднего и кислого состава. Они распространены в бассейнах рек Мара и Кубань и их притоков.

Другим районом развития средне-верхнеюрского магматизма в пределах Бечасынской зоны является междуречье Чегем — Черек Балкарский. Здесь магматические породы размещены в песчано-сланцевой толще (Безносков, Казакова, 1959) нижнего байоса, которая слагает депрессию между Скалистым и Боковым хребтами.

С наиболее ранними фазами магматической деятельности в районе связано образование лав, туфов и субвулканических тел формации базальтовых порфиритов байосского возраста. Расплавы внедрялись по системе субширотных долгоживущих разломов, служащих границей Бечасынской зоны и зоны Главного хребта, а источник, судя по особенностям вещественного состава, был расположен на значительной глубине. Возможно, магма, давшая начало горным породам спилит-диабазовой формации зоны Южного склона и формации базальтовых порфиритов Бечасынской зоны, происходит из одного источника. Излияние лав и аккумуляция туфового материала происходили в подводных условиях.

Следующая фаза магматизма — формирование горных пород формации трахитов. Эти образования, сосредоточенные в северных частях депрессии, слагают силлы и дайки, приуроченные, как и базальтовые порфириды, к разрывам "кавказского" простирания. Структурный контроль горных пород обеих формаций одинаков, однако источники магмы, вероятно, были различными и находились на разной глубине. Наличие двух петрографических типов трахитов, пространственно и структурно сопряженных, но несколько отличающихся по абсолютному возрасту, свидетельствует о многофазности внедрения. При этом последующие дифференциаты щелочного расплава в значительной степени обогащены калием (до 9%) и относительно — редкими землями, иттрием и церием.

Зона Главного хребта в средней юре, как и Бечасынская зона, продолжает испытывать опускание. Наибольшую площадь море занимает в байосское время, вслед за частичной небольшой регрессией. Граница средней — верхней юры характеризуется началом интенсивных воздыманий, в результате которых происходит становление антиклинория Главного Кавказского хребта. По обеим его сторонам расположены прогибы, в которых шло накопление карбонатных (на севере) и флишевых (на юге) толщ.

С периодом воздыманий, вероятно, связано образование интрузивных тел гранодиорит-порфировой формации Северной Осетии. Магмоподводящими являются разрывы северо-восточного и субширотного простирания, фиксирующиеся в верхнепалеозойских гранитоидах садонского типа и контролирующие размещение горных пород андезит-дацитово-гранитовой формации.

Несколько южнее Бурон-Ларского разлома внедряются пейские кварцевые диориты, образуя крупный шток, прорывающий кассарские гранитоиды верхнего

палесозы. По данным Г.Д. Афанасьева (1958), К-Аг возраст пейских кварцевых диоритов 130–135 млн. лет.

На участке западного погружения Главного Кавказского хребта магматическая активность верхнеюрского времени проявилась, как и в Северной Осетии, в образовании интрузивных габбиссальных гранодиорит-порфиров и связанных с ними специфических экструзивов гранитоидного состава (гора Индюк). По поводу происхождения и возраста данных пород в литературе нет единого мнения. Некоторые исследователи (Вялов, 1931, 1934; Белоусов, Трошихин, 1937, 1939; Ханн и др., 1960, 1962; Ломизе, 1958, 1969; Корнев, 1964 и др.) относят гранодиорит-порфиры и породы, слагающие гору Индюк, к вулканогенно-осадочной серии гофх и входящей в ее состав свите горы Индюк (нижний и верхний аален), считая гранодиорит-порфиры (кварцевые порфиры) лавовыми потоками, а породы горы Индюк – кристалло- и литокластическими туфами.

Г.Д. Афанасьев (1958, 1959) и А.М. Борсук (1960, 1963) приводят ряд доказательств интрузивной природы гранодиорит-порфиров и своеобразной экструзивной природы гранитоидных пород горы Индюк, относя время их образования к границе верхней юры – нижнего мела.

В осевой части зоны Главного хребта от истоков р. Белая на западе до верховьев р. Аксаут на востоке гранитоидный магматизм фиксируется отдельными интрузивными телами. Наиболее сложно построен, как показали исследования А.Г. Гурбанова (1972), Санчаро-Кардывачский магматический узел в верховьях рек Мзымта, Шахова и Безымянка.

Зона Южного склона в средней юре испытала наиболее интенсивное опускание (максимум – в байосе). В условиях эвгеосинклиального прогиба здесь среди мощных толщ осадочных пород размещаются подводно-вулканогенные образования спилит-диабазовой формации (Дзоенидзе, Крестников, 1941; Белянкин, Петров, 1945; Дзоенидзе, 1948, 1959). Эти породы протягиваются от истоков р. Лиахви до р. Терек, где скрываются под более молодыми осадками.

К наиболее ранней фазе вулканической деятельности здесь относится образование серий спилитовых покровов. В тесной связи со спилитами находятся инъекции в приповерхностные зоны магматического расплава такого же состава. Авгит-лабрадоровые и преимущественно плагноклазовые (без цветных минералов) диабазовые порфиры и спилиты – доминирующие породы спилит-диабазовой формации. Кроме того, в ее составе выделяются и породы более кислого состава – натриевые кератофиры (альбитофиры), образующие многочисленные лавовые потоки. Эти породы пространственно тяготеют к областям сочленения интенсивно прогибающейся зоны Южного склона и менее мобильной зоны Главного хребта. По данным Ю.Я. Потапенко и А.Г. Гурбанова (1972), в бассейне р. Мзымта среди пород спилит-диабазовой формации преобладают литокластические туфы основного состава.

В послебайосское – донижнемеловое время в зоне Южного склона происходит инверсия, сопровождающаяся метаморфизмом, интенсивной складчатостью и внедрением палингенных анетектических расплавов гранитоидного состава. Крупные и более мелкие массивы, сложенные гранитами, известны в бассейнах рек Келасури, Западная и Восточная Гумиста, Кодори, Ингури и др. (Заридзе, Чичинадзе, 1940; Заридзе, Татришвили, 1959; Белянкин и др., 1943; Заридзе, 1944; Белянкин, Петров, 1945; Рубинштейн, 1967).

Ранний–поздний мел

После интенсивных воздыманий, складчатости и гранитоидного магматизма верхней юры, приведших к относительной стабилизации зоны Южного склона, началось формирование габбиссальных интрузивов субшелочных габброидов. В петрографическом отношении эти породы распространены на западном окончании зоны Главного хребта, в бассейнах рек Пшиш и Пшеха (Афанасьев, Борсук, 1959; Борсук, 1963) и на Даут–Кольтюбинском водоразделе Бечасынской зоны (Борсук, Кондаков, 1969).

Таблица 32

Схема эволюции мезозойского магматизма на Большом Кавказе (составлена А.А. Цветковым с использованием опубликованных материалов Г.Д. Афанасьева, А.М. Борсука, Л.А. Кондакова)

Геосинклинальная зона	Зона перехода от платформы к геосинклинали	Платформа	
		Междуречье Черек Безенгийский-Черек Балкарский	Междуречье Кубань-Малка
Западная часть Южного склона Большого Кавказа	Северная Осетия		



Структурно-формационная зона Южного склона

Структурно-формационная зона Главного хребта

Бечасьинская структурно-формационная зона

* Абсолютный возраст, млн. лет.

** Удревненные цифры абсолютного возраста.

Линиями соединены одновозрастные магматические формации в разных структурно-формационных зонах.



формации стабильных областей



формации геосинклинальных областей

Присутствие даек субщелочных габброидов в зоне Главного хребта на территории Северной Осетии не доказано. Однако, по некоторым имеющимся химическим анализам основных пород с 1,5–2,0% K_2O , можно сделать вывод о вероятности их обнаружения.

Результаты анализа размещения мезозойских магматических формаций по структурно-формационным зонам приведены в табл. 32. Установлены следующие закономерности.

В соответствии с тремя крупными этапами мезозойского магматизма (нижнеюрским, средне-верхнеюрским, меловым) в пределах центральной и западной частей Большого Кавказа наблюдается такая эволюционная последовательность в его составе: 1) базальтоидный; 2) андезит-дацит-трахиандезитовый; 3) гранитоидный; 4) габброидный.

По мере развития альпийской геосинклинали Южного склона Большого Кавказа тектонически активизируются области, расположенные к северу от нее. Это выражается в образовании контрастных по отношению к спилит-диабазовой формации зоны Южного склона андезит-дацитовой формации в Северной Осетии (переходной зоне от подвижной к субплатформенной) и более щелочной андезит-трахиандезитовой в междуречье Кубань – Малка (субплатформа).

По мере отмирания геосинклинали Южного склона граница субплатформенной области постепенно смещается к югу. Это подтверждается различием возрастов магматических образований гранитоидного ряда; наибольшие значения абсолютного возраста – в пределах северной части Большого Кавказа (междуречье Кубань – Малка), наименьшие – в южной (Абхазия, Сванетия).

В меловое время вся территория Большого Кавказа развивается в стабилизированных условиях, что фиксируется одновременным проявлением габброидного магматизма повышенной щелочности во всех структурно-формационных зонах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные в работе результаты изучения мезозойского магматизма в центральной части Северного Кавказа в междуречье Чегем - Фиагдон позволяют сделать следующие выводы.

Характер эволюции мезозойского магматизма в центральной части Северного Кавказа в целом совпадает с таковым в его западной части (от базитов к породам щелочной магмы через гранитоиды). Однако имеется и ряд отличительных черт, обусловленных спецификой тектонического режима отдельных участков Центрального Кавказа в раннеальпийское время: юго-восточная часть изученного района (Северная Осетия) располагалась на стыке подвижной области и субплатформы (зона Главного хребта), а северо-западная (междуречье Чегем - Черек Балкарский) представляла собой уже к этому времени субплатформу (Бечасынская зона). В пределах первой области магматическая деятельность в мезозое происходила в два этапа, во второй области - в три, что доказывается взаимоотношением горных пород конкретных магматических формаций и вмещающего их осадочного чехла. Среди этих формаций две выделены впервые, а для пород других формаций получены новые данные, уточняющие их геологическое положение и петролого-геохимические особенности, а также радиологические даты. Первый этап магматизма в мезозое представлен андезито-дацитово-гранодиоритовой формацией (средняя юра), второй - гранодиорит-порфириновой формацией (средняя юра), третий - формацией базальтовых порфиритов (байос), четвертый - формацией трахитов (средняя-верхняя юра), пятый - формацией субщелочных габброидов - тешенитов (мел). Первые две формации расположены в Северной Осетии (зона Главного хребта) и отсутствуют в междуречье Чегем - Черек Балкарский (Бечасынская зона), где развитие магматизма началось уже в субплатформенных условиях.

На основании петролого-геохимических особенностей горных пород андезито-дацитовой и гранодиорит-порфириновой формаций Северной Осетии установлена их принадлежность к последовательному ряду дифференциатов единого магматического расплава, соответствовавшего составу андезита. По терминологии Е.К. Устиева (1963), названные две конкретные магматические формации могут быть объединены в одну - андезито-дацитовую вулканоплутоническую формацию, наиболее поздние и наиболее кислые члены которой имеют состав гранодиорит-порфиритов. По совокупности геолого-структурных, петролого-минералогических и геохимических особенностей пород нижне-среднеюрская андезито-дацитовая вулканоплутоническая формация Центрального Кавказа очень близка типичным современным андезито-дацитовым формациям островных дуг.

Анализ эволюции магматизма в пределах центральной части Северного Кавказа в междуречье Чегем - Фиагдон свидетельствует о том, что, начиная со средней юры, вся эта территория переходит в субплатформенную стадию развития.

Тесная пространственная связь горных пород андезито-дацитовой и гранодиорит-порфириновой формаций с полиметаллическими рудными месторождениями Северной Осетии, их общий структурный контроль, наряду с непрерывно повышающейся концентрацией свинца и цинка в ряду андезит - дацит - гранодиорит-порфир, свидетельствуют, по нашему мнению, о существовании прямой генетической связи рудообразующих гидротерм и процесса дифференциации магматического расплава. По-видимому, большая часть полиметаллических место-

рождений Северной Осетии связана с гранодиорит-порфирами, которые представляют собой конечный продукт дифференциации и наиболее обогащены рудными компонентами. Для установления условий и времени отделения от магматического расплава рудоносного флюида большой научный и практический интерес представляют проводимые нами в настоящее время исследования содержания и особенностей распределения ряда рудных элементов, в частности свинца, цинка и меди, в породах и мономинеральных фракциях пород различных магматических фаз и фаций андезито-дацитово-гранодиорит-порфировой формаций.

Как показали последние наши исследования, в пределах Горной Балкарии (междуречье Чегем – Черек Балкарский) мезозойский магматизм проявлен шире, интенсивнее, что привело к образованию более широкого спектра пород, чем считалось ранее. Магматическая деятельность, протекавшая здесь в условиях активизированной платформы (Бечасьинская структурно-формационная зона; Афанасьев, Борсук, 1971), сопровождалась интенсивным проникновением в верхние структурные этажи гидротермальных растворов, приводивших к изменению как магматических, так и вмещающих осадочных пород. Характер сочетания этих наложенных процессов и особенности их протекания в породах различного состава позволяют говорить об имевшей здесь место низкотемпературной пропитатизации, а в районах наиболее интенсивного вторичного изменения геологами Кабардино-Балкарской комплексной геологической экспедиции установлены проявления медноколчеданных и полиметаллических руд. Некоторые разновидности трахитов бассейна р. Черек Безенгийский, состоящие целиком из калиевого полевого шпата с небольшим количеством кварца, могут быть использованы как высококачественное сырье для керамической промышленности.

**ФОТОТАБЛИЦЫ
И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ**

Таблица I

- а* - андезит с пилотацитовой структурой основной массы, северная полоса обнажений андезито-дацитової формации, лавовый поток в верховьях р.Ход;
- б* - андезит с микрофельзитовой структурой основной массы, южная полоса обнажений андезито-дацитової формации, лавовый поток на северном склоне горы Сурххох;
- в* - дацит с микрофельзитовой структурой основной массы, северная полоса обнажений андезито-дацитової формации, лавовый поток на горе Лахуранхох;
- г* - дацит с микрофельзитовой структурой основной массы, которая значительно карбонатизирована и серицитизирована, южная полоса обнажений андезито-дацитової формации, лавовый поток на южном склоне горы Садонцпек;
- д* - дацит из дайки в верхнепалеозойских гранитах на 11 горизонте Садонского рудника, пилотацитовая структура основной массы;
- е* - гранодиорит-порфир с микропиклитовой структурой основной массы, месторождение Садон, горизонт 9, дайка мощностью 7 м
- а-е* - николи скрещены

Таблица II

- а* - гранодиорит-порфир с правого борта р.Архон из центральной части интрузии, вкрапленники: плагиоклаза (*Pl*) биотита (*Bi*) и кварца (*Q*) в нацело раскристаллизованной основной массе, николи скрещены;
- б* - прорыв и проникновение по трещинкам вещества гранодиорит-порфиров (светлое) в глинистые сланцы средней юры (темное), северный склон горы Сурххох;
- в-г* - эруптивные брекчия, фото шгфов, натур.вел.: *в* - подсеженные шгольней в правом борту р.Ардон, в 600 м от устья р.Архон, в обломках андезита, дациты и граниты верхнего палеозоя (садонские), цемент гранодиорит-порфировый; *г* - с горизонта 5 месторождения Садон, в обломках те же породы;
- д* - кристаллы ксеногенного кварца в гранодиорит-порфирах с правого борта р.Архон в 800 м от устья, николи скрещены;
- е* - зерно магматического кварца округлой формы в гранодиорит-порфирах р.Архон, видны крупные включения раскристаллизованного стекла (затвердевшие включения), николи скрещены

Таблица III

- а* - хлоритизация и карбонатизация гидробиотита гранодиорит-порфиров, правый борт р.Архон в 800 м от устья (*Pl* - плагиоклаз I генерации, *Chl* - хлорит, *Cal* - кальцит, *Q* - кварцевые прожилки по микротрещинкам), николи скрещены;
- б* - неполнокристаллическая разность базальтового порфирита, вкрапленники плагиоклаза погружены в основную массу с пилотацитовой структурой, лавовый поток на правом берегу р.Черек Безенгийский к северо-востоку от с.Безенги, без анализатора;
- в-г* - пропитка и ассимиляция вмещающих глинистых сланцев и аргиллитов базоса веществом полевошпат-пироксеновых трахитов в зоне экзоконтакта: *в* - отдельные почти нацело ассимилированные участки глинистых сланцев, *г* - прожилковая инъекция магматического материала, гора Муколкая, николи скрещены;
- д* - полевошпат-пироксеновый трахит из микролакколита к северу от развалин с.Джабой, сверху ксенолит байосских базальтовых порфиров, николи скрещены;
- е* - тешенит с вершины горы Учташи (*Pyr* - моноклинный пироксен ряда авгита; *Pl* - плагиоклаз № 65; *Nat* - натролит; *Al* - анальцим), николи скрещены

Таблица IV

Микрофото зерна моноклинного пироксена из полевошпат-пироксенового трахита, Характеристическое излучение, микрозонд "Самеса", шл. 52/71. Левый борт р.Черек Безенгийский, севернее р.Шаудорсу

- а* - снимок в отраженных электронах, трещины и пустоты заполнены хлоритом и серицитом; *б-и* - распределение элементов: *б* - титана, *в* - кремния, *г* - алюминия, *д* - магния, *е* - железа, *ж* - марганца, *з* - кальция, *и* - калия

Таблица V

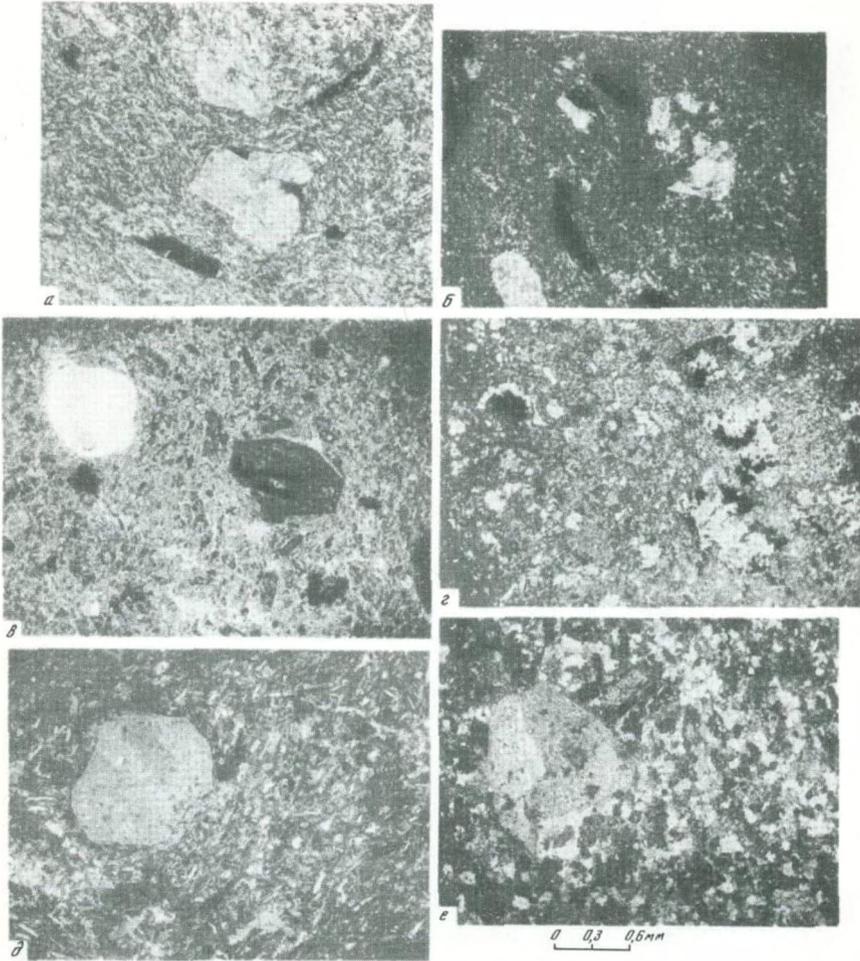
Микрофото зерна моноклинного пироксена из тешенитового силла, Характеристическое излучение, микрозонд "Самеса", шл. 48/71. Левый борт р.Черек Безенгийский, к западу от с.Безенги

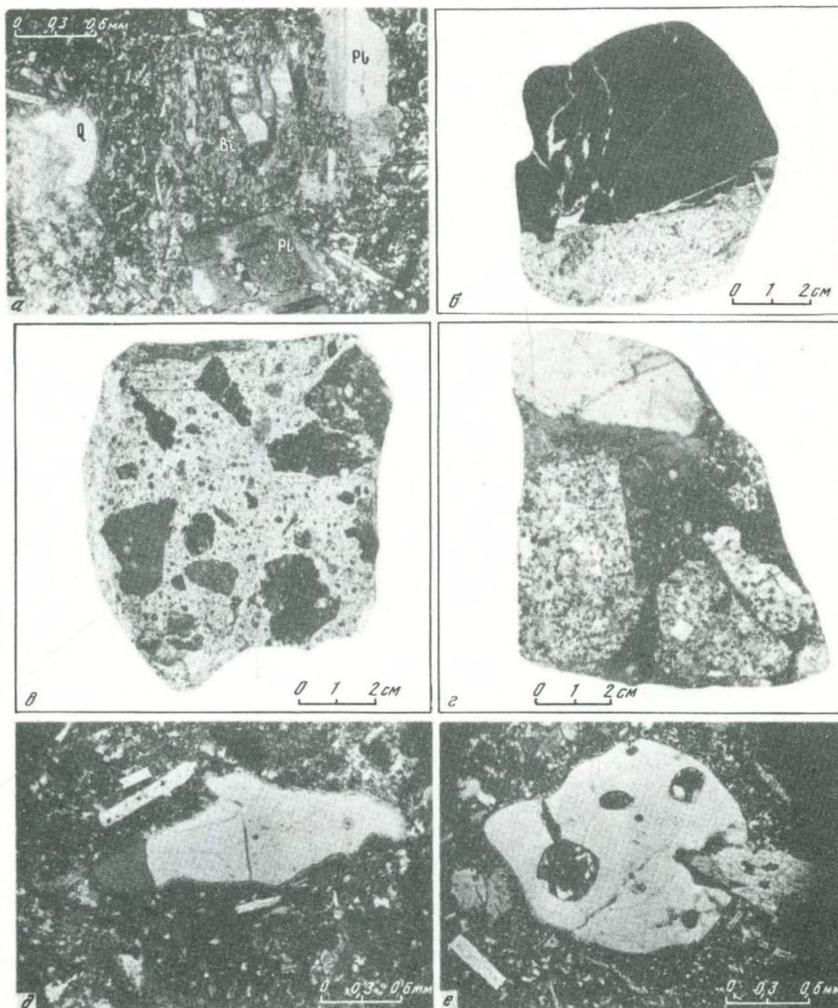
Условные обозначения те же, что в табл. IV

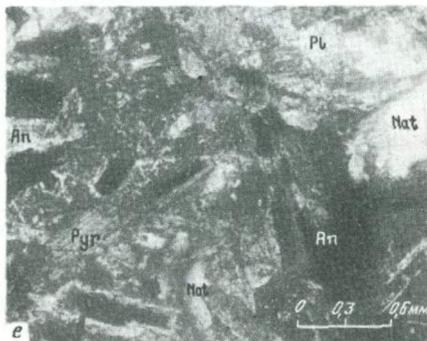
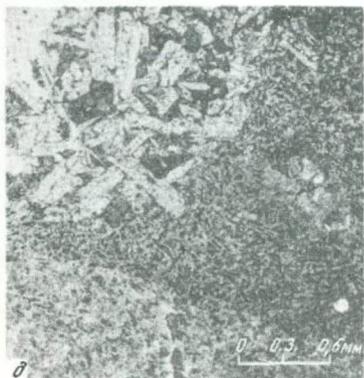
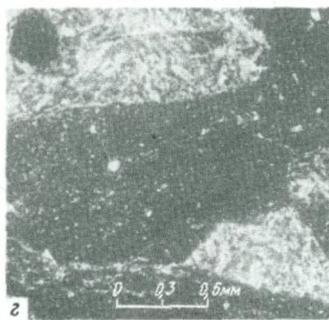
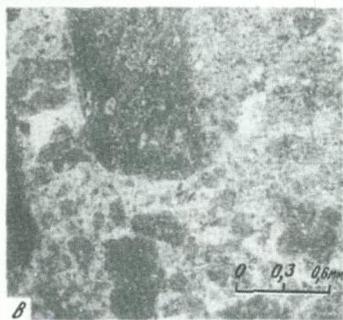
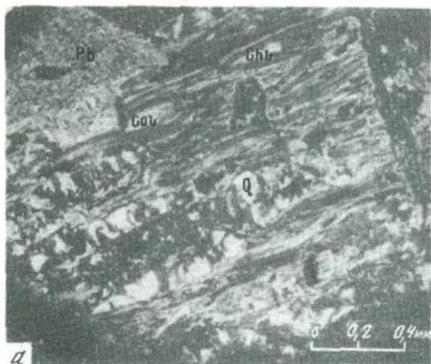
Таблица VI

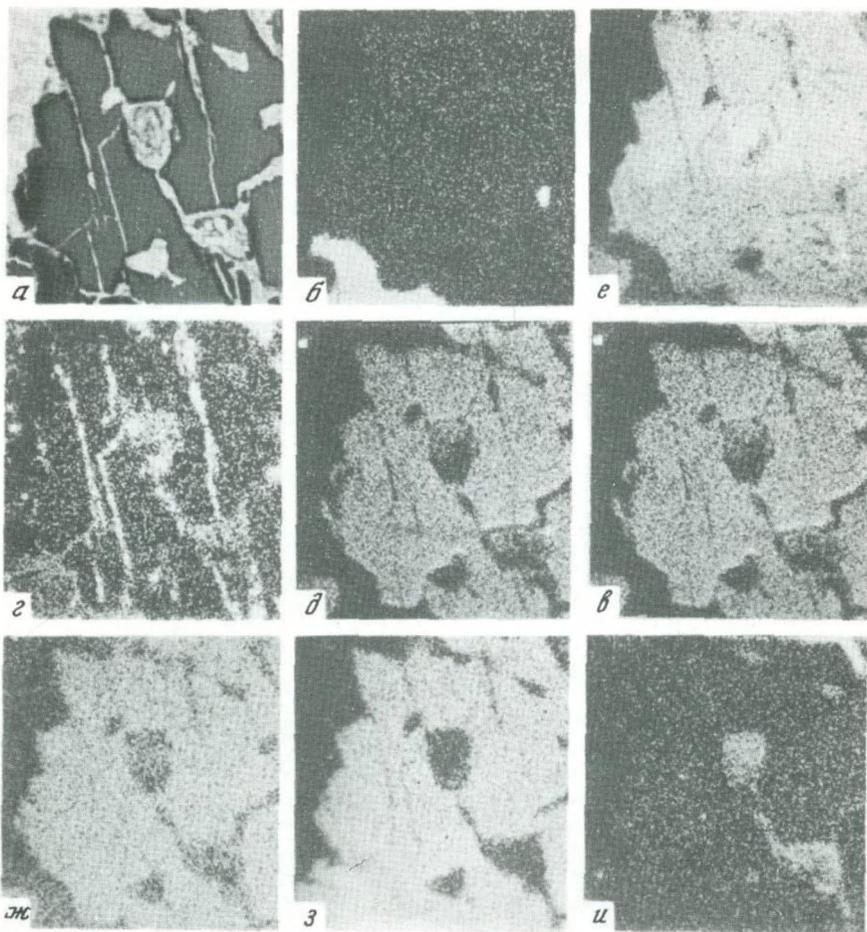
Микрофото зерна щелочного амфибола в тешенитах горы Учташи, Микрозонд "Самеса", шл. 29/72. Амфибол окружен анальцимом (*Anal*) и апатитом (*Ap*)

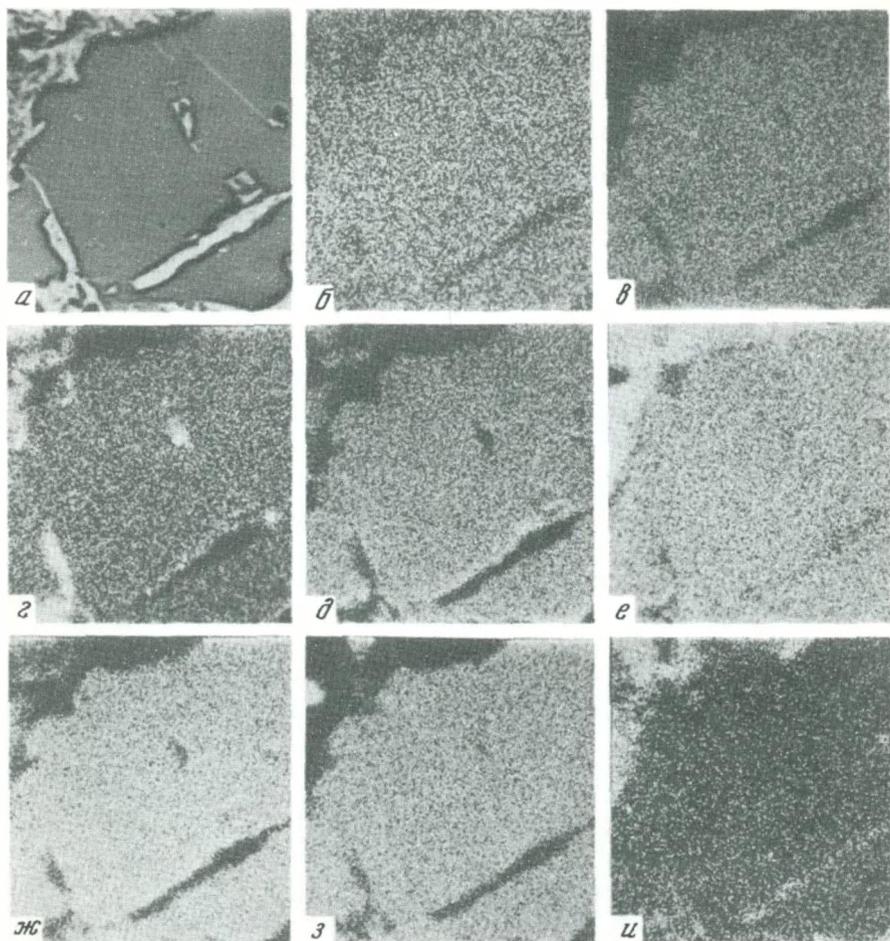
- а* - снимок в отраженных электронах; *б-и* - распределение элементов: *б* - железа; *в* - кальция, *г* - магния, *д* - титана, *е* - алюминия, *ж* - марганца, *з* - калия, *и* - натрия

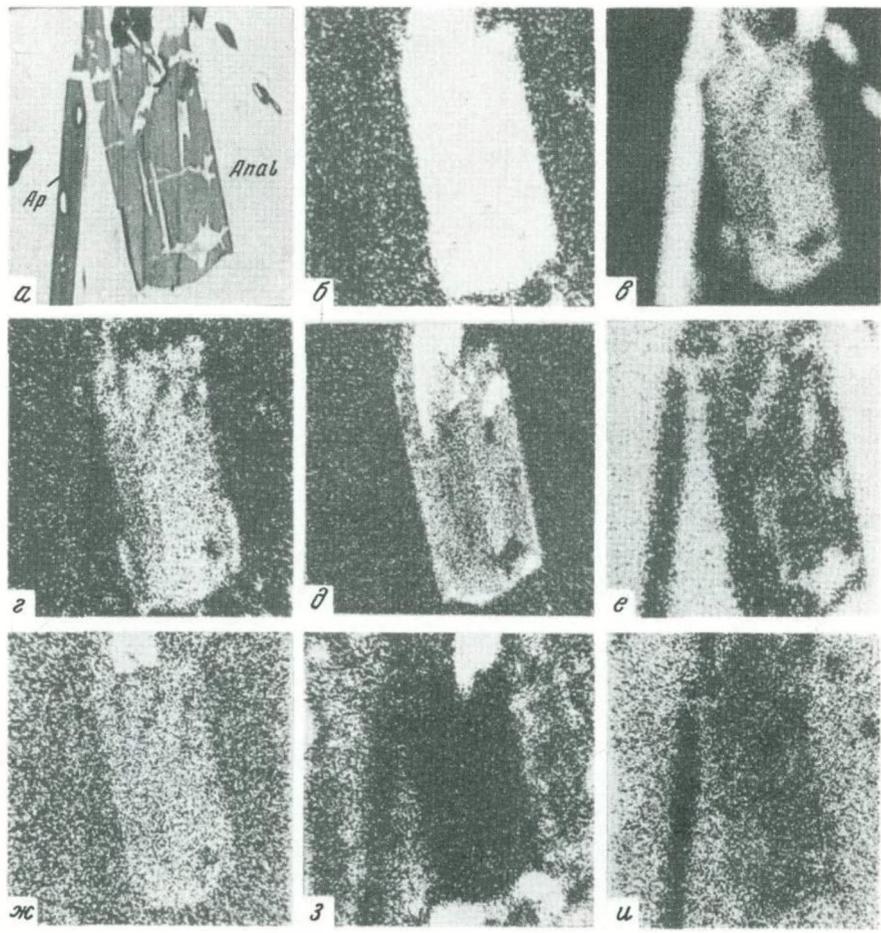












- Ажгирей Г.Д. О возрасте кератофири-
вого горизонта и геологической
структуры Горной Осетии. - Сов.
геол., 1941, № 6.
- Ажгирей Г.Д. Возраст складчатых соо-
ружений северных тектонических зон
Центрального Кавказа. - Научн. докл.
высш. школы, геол.-геогр. науки, 1958,
№ 1.
- Ажгирей Г.Д. Материалы по статигра-
фии нижней и средней юры Северной
Осетии. - Труды Кавказск. эксп. МГУ,
1960.
- Ажгирей Г.Д. К вопросу о главных эта-
пах тектонической и магматической
истории Большого Кавказа. - Вестн.
МГУ, 1963, № 4.
- Ажгирей Г.Д. Геологический очерк Цент-
рального Кавказа в пределах Северной
Осетии и сопредельных территорий. -
Труды Ун-та Дружбы им. П. Лумумбы,
1968, 40, вып. 3.
- Ажгирей Г.Д. Тектоника Садонского рай-
она. - Труды Ун-та Дружбы им. П. Лум-
мумы, 1968, 40, вып. 3.
- Афанасьев Г.Д. Гранитоиды древних
интрузивных комплексов Северо-Запад-
ного Кавказа. - Труды ИГН АН СССР,
петрогр. серия, 1950, вып. 69, № 38.
- Афанасьев Г.Д. Некоторые особенности
развития магматизма Северо-Кавказской
складчатой области. - Изв. АН СССР,
серия геол., 1952, № 4.
- Афанасьев Г.Д. Некоторые очередные
проблемы магматизма Северного Кав-
каза. - Изв. АН СССР, серия геол.,
1954, № 5.
- Афанасьев Г.Д. Проблема возраста маг-
матических пород Северного Кавказа. -
Изв. АН СССР, серия геол., 1955,
№ 4.
- Афанасьев Г.Д. Основные итоги изуче-
ния магматической геологии Северо-
Кавказской складчатой области. - Изв.
АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
- Афанасьев Г.Д. Геология магматических
комплексов Северного Кавказа и основ-
ные черты связанной с ними минерали-
зации. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1958,
вып. 20.
- Афанасьев Г.Д. Некоторые геологические
результаты исследований абсолютного
возраста горных пород. - Изв. АН СССР,
серия геол., 1959, № 9.
- Афанасьев Г.Д. Основные итоги изуче-
ния магматизма Большого Кавказа. -
Изв. АН СССР, серия геол., 1967,
№ 7.
- Афанасьев Г.Д. Петрографо-металлогени-
ческие особенности диабаз-кератофири-
вых и базальтоидно-трахитовых комплек-
сов в свете радиологических данных. -
Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 5.
- Афанасьев Г.Д., Борсук А.М. Новые
данные о послееюрском магматизме Се-
веро-Западного Кавказа. - Изв. АН СССР,
серия геол., 1959, № 2.
- Афанасьев Г.Д., Кондаков Л.А. Об
экструзивно-эффузивных образованиях
Северной Осетии. - Изв. АН СССР, се-
рия геол., 1971, № 10.
- Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г., Су-
ханов М.К. Новые данные о геологи-
ческом строении восточной части зоны
Главного хребта на примере Горной Осе-
тии. - Изв. АН СССР, серия геол.,
1975, № 8.
- Афанасьев Г.Д., Овчинников Л.Н.,
Брандт С.Б. Влияние различных гео-
логических процессов на искажение шифр
абсолютного возраста. - В кн. "Новые
данные по геохронологической шкале в
абсолютном летоисчислении, датирование
тектонно-магматических циклов, процес-
сов рудообразования и вопросы интерпре-
тации шифр". М., 1971.
- Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н.,
Азизбеков Ш.А. и др. Закономернос-
ти развития магматизма складчатых об-
ластей. М., "Наука", 1968.
- Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Кон-
даков Л.А. и др. Конкретные магма-
тические формации Северного Кавказа. -
Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 7.
- Баклаков М.С. Главнейшие металло-
генические эпохи Центрального Кавка-
за. - Труды Северо-Кавказского горно-
металлургического института, 1957,
вып. 15.
- Баклаков М.С. О некоторых эффузивах
Центрального Кавказа и их роли в обра-
зовании возможных осадочных месторож-
дений свинца и цинка. - Изв. ВУЗов,
цветная металлургия, 1958, № 1.

- Баклаков М.С. Вулканогенный горизонт Центрального Кавказа как возможный источник осадочных месторождений свинца и цинка. - Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 6.
- Безносов Н.В., Казакова В.П. С возрасте вулканогенной толши Центральной Балкарии. - Сов. геол., 1959, № 6.
- Безносов Н.В., Казакова В.П., Леонов Ю.Г., Панов Д.И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа. - Труды Всес. н.-и. ин-та природн. газа, 1960, вып. 10/18.
- Белов А.А. Тектоническое развитие западной части Центрального Кавказа в конце герцинского и начале альпийского этапов. - Булл. МОИП, отд. геол., 1965, № 4.
- Белов А.А., Кизельватер Д.С. Основные черты строения и истории развития позднегерцинского структурного этажа центральной части Северного Кавказа. - В кн. "Геология Центрального и Западного Кавказа". Т.3. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Белов А.А., Сомин М.Л. С преднижнеюрском несогласии в Сванетии (Центральный Кавказ). - Докл. АН СССР, 1964, 159, № 1.
- Белюсов В.В., Трошихин Б.М. Краткий геологический очерк района рек Пшехи и Белой в Северо-Западном Кавказе. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1937, ч. 66, № 4.
- Белюсов В.В., Трошихин Б.М. Геологический очерк полосы мезозойских отложений между р. Пшехой и Пишиш на Северном Кавказе. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1939, ч. 68, № 1.
- Белянкин Д.С. Тешенит из Курсеби и его положение в системе горных пород. - Изв. СПб. политехн. ин-та, 1912, вып. 17.
- Белянкин Д.С. Опыт петрографической характеристики Безенги и Балкарии в Центральном Кавказе. - Изв. Петрогр. политехн. ин-та, 1915, 23, вып. 2.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. Заключительные замечания к неинтрузиям Сванетии и Абхазии, Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. - СОПС АН СССР, серия Закавказ., 1940, вып. 24, ч. 2.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. История исследования и некоторые новые данные по тешенитам и родственным с ними цеолитсодержащим породам на территории Грузии. - Зап. Всерос. минер. об-ва, 1940, ч. 69, № 2-3.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. Петрография Грузии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1945.
- Белянкин Д.С., Еремеев В.П., Фаворская М.А. Онеоинтрузиях бакского (эзерского) типа на Кавказе. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1943, серия 2, ч. 72, вып. 3-4.
- Беус А.А. Бериллий. - В кн. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов". Т. 1. М., "Наука", 1964.
- Борисенко Л.А. Распределение галлия в горных породах Советского Союза. - Геохимия, 1959, № 1.
- Борсук А.М. Об интрузивной природе гранодиорит-порфиров Туапсинского района. - Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 11.
- Борсук А.М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 86.
- Борсук А.М. Особенности мезозойского магматизма в пределах Лабино-Малкинской структурно-формационной зоны на Северном Кавказе. - Авторефераты работ сотрудников за 1965 г. ИГЕМ АН СССР, 1966.
- Борсук А.М. Магматические формации и некоторые принципы структурно-формационного районирования на примере Большого Кавказа. - В кн. "Вулканизм и тектогенез. Доклады сов. геологов на XXIII сессии МГК". М., "Наука", 1968, 1.
- Борсук А.М. Ранне- и среднеюрский магматизм. Послелайосский домеловой магматизм. Магматизм мелового периода. Центральный и Западный Кавказ. - В кн. "Геология СССР". Т. 9. М., "Недра", 1968, 2.
- Борсук А.М., Борукаев Г.Б. О меловых габброидах Западного Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 8.
- Борсук А.М., Концаков Л.А. Мезозойский магматизм юго-восточной части Лабино-Малкинской структурно-формационной зоны. - Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 11.
- Борсук А.М., Масуренков Ю.П. Об эвсплзивных формах интрузивного процесса. - Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 4.
- Борсук А.М., Цветков А.А. Мезозойские магматические формации между речья Чегем Балкарский - Чегем на Северном Кавказе. - Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 11.
- Борсук А.М., Цветков А.А. Трахиты Черек Безенгийского на Северном Кавказе как возможное сырье для керамической промышленности. - В кн. "Новые виды неметаллических полезных ископаемых". М., "Наука", 1975.
- Варданыц Л.А. К петрографии Садонского рудноосного района. - Изв. Донского политехн. ин-та (Новочеркасск), 1925, вып. 9.
- Варданыц Л.А. К геолого-петрографической характеристике Горной Осетии (Садонский рудноосный район). - Труды Сев.-

- Кавказск. ассоц. н.-и. ин-тов. 1926, № 6.
- Варданянц Л.А. Геологический очерк Куртатинского и Джимаринского ущелий. Изв. Геол. комитета, 1927, 46, № 6.
- Варданянц Л.А. Материалы по Геологии Горной Осетии. - Зап.Росс. минер. об-ва, 1932, серия 2, ч. 61, вып. 2.
- Варданянц Л.А. Тектоническое строение Горной Осетии и ее отношение к Центральному Кавказу. - Зап. Всерос. минер. об-ва, 1933, ч. 62, № 1.
- Варданянц Л.А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. - Труды ЦНИГРИ, 1935, вып. 25.
- Варданянц Л.А. О возрасте структуры Центрального Кавказа. - Сов. геол., 1940, № 8.
- Варданянц Л.А. Нижнеюрская цепь вулканов Главного Кавказа. - Докл. АН СССР, 1943, 39, № 8.
- Варданянц Л.А. Нижнеюрский вулканизм Клухоро-Маринского района (Центральный Кавказ). - В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым". Ч.1, вып. 8, Изд. ВСЕГЕИ, 1956.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7.
- Вялов О.С. Краткий геологический очерк Туапсинского района. - Изв. Всес. геол.-разв. объедин., 1931, 50, вып. 97.
- Вялов О.С. Геологические исследования 1931 г. в Западном Кавказе. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1934, ч. 63, № 1.
- Гембицкий С.С. Садовское месторождение серебряно-свинцово-цинковых руд на Северном Кавказе. - Южный инженер, 1916.
- Гембицкий С.С. Геологическая экскурсия на Военно-Осетинскую дорогу. - Южный инженер, 1917.
- Геология СССР, Т. IX, Ч. 1. Северный Кавказ. М., "Недра", 1968.
- Герасимов А.П. Кавказская складчатая область и вулканизм. - Природа, 1922, № 35.
- Герасимовский В.И. Характерные особенности минералогии агпайтовых нефелиновых сиенитов. - В кн. "Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования", М., "Наука", 1967.
- Голева Р.В. О внутрiformационном горизонте в нижнелейасовой вулканогенной толще (Кавказ, Северная Осетия). - Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 8.
- Гурбанов А.Г. Новые данные о геологическом строении и возрасте Кардывачской интрузии на Кавказе. - Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 9.
- Дервиз В.М. О месторождениях серебряно-свинцово-цинковых руд в Горной Осетии и Дигории. - Изв. Геол. комитета, 1917, № 2.
- Даоценидзе Г.С. Домполеновый вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1948.
- Даоценидзе Г.С. О вулканогенных формированиях Грузии. - В кн. "Сборник трудов Геол. ин-та АН Груз. ССР, посвященном А.И. Джанелидзе". Тбилиси, 1959.
- Даоценидзе Г.С., Крестников В.Н. Геолого-петрографический очерк южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Хевсуретии. - Труды Груз. геол. упр., 1941, вып. 5.
- Долгих А.Г., Черницын В.Б. Магматизм горного Дагестана и его рудоносность. - Сов. геол., 1971, № 2.
- Дубянский В.В. Из летних поездок 1911 и 1912 гг. - Изв. Варш. политехн. ин-та, 1913, № 3.
- Ефремов Г.М. Краткий геологический очерк и металлогения Восточной Балкарии на Северном Кавказе. Ростов/Дону, 1937.
- Ефремов Г.М., Аджигрей Г.Д. Геолого-структурные особенности района полиметаллических месторождений Северной Осетии. - В кн. "Природные ресурсы Северо-Осетинской АССР", М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Заридзе Г.М. Среднеюрский магматический цикл в Грузии. - Сообщ. АН Груз. ССР, 1944, 5, № 2.
- Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Заридзе Г.М., Чичинадзе К.И. Эпирская неинтрузия на Кавказе. - Труды ИГН АН СССР, серия петрогр., 1940, вып. 44, № 14.
- Казакова В.Н. К стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Айгамугадон. - Изв. ВУЗов, геол. и разведка, 1958, № 8.
- Кахадзе И.Р., Цагарели А.Л. Геологическое строение полосы юрских угленосных отложений Северного Кавказа между реками Малкой и Б. Зеленчуком. - Труды Лабор. геол. угля, 1956, вып. 6.
- Кахадзе И.Р., Цагарели А.Л., Нуцубидзе К.Ш., Зесашвили В.И. геологическое строение полосы угленосных отложений между бассейнами рек Баксана и Урупа. Тбилиси, 1960.
- Кигаи В.А. Об опыте применения метода окрашивания калиевых полевых шпатов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 3.
- Кизельватер Д.С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа, Материалы по геологии и металлогении Центрального

- и Западного Кавказа. - Труды Кавказск. эксп. ВАГТ и МГУ, 1960, 2.
- Кириллова И.В., Люстрих Е.Н., Растворова В.А., Сорский С.С., Хаин В.Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Классификация вулканогенных обломочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Кобылев А.Г., Кузнецов А.Г. Эруптивные брекчи Садовского рудного поля (Северный Кавказ). - Докл. АН СССР, 1969, 187, № 1.
- Кольчевский Н.В. Краткое описание Садовского серебряно-свинцового месторождения в Алагирском округе на Кавказе. - Горный журнал, 1861.
- Кондаков Л.А. Мезозойский магматизм восточной части Лабия-Малкинской зоны (Северный Кавказ). М., "Наука", 1974.
- Кондаков Л.А., Непомнящий Г.З. Некоторые петрологические особенности проявлений мезозойского магматизма в центральной части Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 3.
- Корнев Г.П. Фашиально-петрографическая характеристика и стратиграфическое положение магматических пород Северо-Западного Кавказа. - Труды Краснодарск. фил. ВНИИНефтегаз., 1964, вып. 12.
- Короновский Н.В., Милаковский Е.Е. Верхнечетвертичные эксплозивные центры в Дарьяльском ущелье Терека. - Докл. АН СССР, 1961, 141, № 3.
- Кравченко Е.В. Дайки и их роль в металлогении Горной Осетии. - Тезисы докладов 2 Конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказе. Ессентуки, 1963.
- Кравченко Е.В. О металлогенической специализации нижнеюрского комплекса порфиритов и генезисе полиметаллического оруденения Садоно-Унальского рудного района (Северный Кавказ). - Тезисы докл. отчеты, научн. конф. Воронежского гос. ун-та. Воронеж, 1966.
- Крыштофович А.Н. Растительные слатки из юрских сланцев на Северном Кавказе. - Изв. Геол. комитета, 1926, 45, № 5.
- Круглов С.С. О диабазах хребта Дженту и р. Хацавитой на северо-западе Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4.
- Кузнецов Е.А. Геологический очерк Садовского месторождения. - Труды Ин-та прикл. минер., 1930, вып. 46.
- Кузнецов И.Г. Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении сланцев Главного хребта на Кавказе. - Изв. Геол. комитета, 1926, 45, № 3.
- Кузнецов И.Г. Основные этапы в истории развития вулканических явлений на Большом Кавказе. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1940, ч. 69, № 2-3.
- Кузнецов И.Г. Основные черты геологии Кабардинской АССР. - В кн. "Природные ресурсы Кабардинской АССР", М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Кузнецов И.Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. - Труды ИГН АН СССР, 1951, вып. 131.
- Кузнецов С.С. Садоно-Дигорская зона. - Труды Кавказской экспедиции АН СССР, 1945.
- Кузнецов С.С. Геология северной юрской депрессии в Дигоро-Осетинской части Большого Кавказа. Л., Изд-во ЛГУ, 1947.
- Кузнецов С.С. Геологическое строение средней части Северного Кавказа в связи с некоторыми вопросами ее металлогении. - В кн. "Геология и полезные ископаемые средней части Северного Кавказа". М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Кулаковская Н.П. Материалы для геологии Горной Осетии. - Труды СПб. об-ва естествоиспыт., 1909, 35, вып. 59.
- Лебедев А.П. Основные черты структуры Садоно-Унальской рудосносной зоны (Северный Кавказ) в связи с ее полиметаллическим оруденением. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Лебедев А.П. Геология и рудные месторождения Центрального Кавказа. СОПС АН СССР, 1948.
- Лебедев А.П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. - Труды ИГЕМ АН СССР, серия петрогр., 1950, вып. 113, № 33.
- Лебедев П.И. Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками. - Труды Сев.-Кавказск. ассоц. н.-и. ин-тов, 1930, № 75.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрографические исследования в Центральном Кавказе (Горная Осетия, Дигория и Балкарция). - Изв. СПб. политехн. ин-та, 1904, № 1.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О думалите (трахиандезите) в районе с. Думала. - Зап. Русск. минер. об-ва, 1905, 42.
- Леммлейн Г.Г. Коррозия и регенерация кварцевых вкрапленников в кварц-порфирах. - Докл. АН СССР, 1930, № 13.
- Леммлейн Г.Г. Скелетные кристаллы кварца в лапаритах. - Труды Петрогр. ин-та АН СССР, 1932, вып. 3.
- Леонов Ю.Г. Нижнеюрские отложения Северной Осетии. - Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геол., 1961, 36, вып. 3.
- Леонов Ю.Г. История тектонического развития Центрального и Западного Кавказа в ранней юре - аалене. - Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геол., 1966, 41, вып. 1.
- Леонов Ю.Г. Тектоника нижне-среднеюрских отложений восточной части Централь-

- ного Кавказа. - Геотектоника, 1967, № 3.
- Леонтьев Л.Н., Хаин В.Е. Геотектонические условия на Кавказе в средней юре. - Докл. АН Азерб.ССР, 1946₁, 1, № 8.
- Леонтьев Л.Н., Хаин В.Е. Геотектонические условия на Кавказе в верхней юре. - Докл. АН Азерб.ССР, 1942₂, 2, № 3.
- Ломизе М.Г. Новые данные по юрскому вулканизму Северо-Западного Кавказа. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, 33.
- Ломизе М.Г. Мезозойский вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М., Изд-во МГУ, 1969.
- Ломизе М.Г., Сомин М.Л. О ранних проявлениях юрского вулканизма на Северо-Западном Кавказе. - Вестн. МГУ, серия IV, геол., 1962, № 6.
- Марфуни А.С. Вывод диаграммы оптической ориентировки кислых и средних плагиоклазов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Марфуни А.С. Полевые шпаты - фазовое взаимоотношение, оптические свойства, геологическое распространение. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.
- Мельников В.А. Геологическое строение и структурные особенности полиметаллических месторождений восточной части Центрального Кавказа. - Сов. геол., 1962, № 4.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963.
- Моргунов Ю.Г. К вопросу о среднепалеозойских образованиях Северной Осетии. - Вестн. МГУ, серия геол., 1965₁, № 4.
- Моргунов Ю.Г. Верхнепалеозойские отложения Северной Осетии. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965₂, № 7.
- Моргунов Ю.Г. Основные черты истории геологического развития горной части Северо-Осетинской АССР в доюрское время. - Вестн. МГУ, серия геол., 1966, № 3.
- Мстиславский М.М. О раннемезозойском цикле Кавказа на примере Горной Осетии. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, 15 (6).
- Мстиславский М.М., Зубрев И.Н., Семашко А.П., Шалахов В.М. и др. О южной границе эпигерцинской Скифской платформы и киммерийском этапе в истории Центрального Кавказа. - Докл. АН СССР, 1971, 198, № 3.
- Муратов М.В. Юрские порфиры восточной в верховьях рек Хасура и Эшаконна. - Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 3.
- Муратов М.В. Очерк геологического строения Северного склона Кавказа (в районе к югу от КМВ). - Труды МГРИ, 1948, 23.
- Некрасов Е.М. Особенности геологии жильных свинцово-цинковых месторож-
- дений, сформировавшихся в образованиях геосинклинального этапа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 10.
- Некрасов Е.М. Различия жильного свинцово-цинкового оруденения Садовского района, размещающегося в различных породах. - Докл. АН СССР, серия геол., 1969, 187, № 6.
- Нетреба А.В. Шелочные габброиды южного склона Северо-Западного Кавказа. - Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа (Ставрополь), 1962, вып. 10.
- Панов Д.И. Стратиграфия, фации и структура нижне-среднеюрских отложений в бассейнах рек Баксана и Чегема. Геология Центрального и Западного Кавказа. - Труды Кавказск. эксп. ВАГТ и МГУ за 1959-1960 гг., 1962, 3.
- Панов Д.И. Стратиграфия юрских отложений Садовского района. - Труды Ун-та Дружбы им. П. Лулумбы, 1968, 40, вып. 3.
- Пастушенко Ю.Н. О верхнемеловом магматическом комплексе в бассейне рек Мзымта, Псоу, Сочи. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 12.
- Пермяков В.К. К стратиграфии нижнеюрских отложений Дигори. - Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геол., 1954, 29, вып. 4.
- Пилоченко Г.Е. К стратиграфии юрских и четвертичных отложений бассейнов рек Урупа и Кубани на Северном Кавказе. - В кн. "Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа". М.-Л., 1946.
- Пламяевский Л.Н. Садовское свинцово-цинковое месторождение. - Изв. Горского политеха, ин-та, 1923, 2.
- Плошко В.В. Уруштинский комплекс Северного Кавказа. М., "Наука", 1965.
- Потапенко Ю.Н. К вопросу о возрасте нижнеюрских вулканогенных образований в верховьях р. Кубани. - Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа (Ставрополь), 1962, вып. 3.
- Потапенко Ю.Н., Гурбанов А.Г. О литологии вулканогенной толши байоса в верховьях р. Мзымта. - Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа (Ставрополь), 1972.
- Пчелинцев В.Ф. Фауна юры и нижнего мела Крыма и Кавказа. - Труды. Геол. комитета, 1927, вып. 172.
- Пчелинцев В.Ф. Фауна лейаса Кавказа. - Изв. Геол. комитета, 1929, 46, № 9.
- Пятницкий П.П. Основные черты состава и строения Центрального Кавказа в связи с оруденением его северного склона. - Труды Сев.-Кавказск. ассоц. н.-и. ин-тов, 1928, вып. 30.
- Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. - Труды

- Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 148.
- Ренгартен В.П. Очерк тектоники Кавказа, - Труды XVII сессии МГК, 1937, 2.
- Ренгартен В.П. Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений КБ АССР. - В кн. "Природные ресурсы Кабардино-Балкарской АССР". М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Робинсон В.Н. Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа. - В кн. "Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа". М., Госгеолиздат, 1946.
- Робинсон В.Н. Палеозой Большого Кавказа. - Вестн. ЛГУ, 1948, № 3.
- Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, "Мецниереба", 1967.
- Рыпинский С.М., Рыпинская Е.Г., Зембатов С.С. Структурные особенности размещения свинцово-цинкового оруденения в пределах Северо-Осетинского полиметаллического пояса. - В кн. "Геология и полезные ископаемые Северной Осетии". Орджоникидзе, 1969.
- Савченко Н.А. Фиагдонское рудное поле. Киев, "Наукова думка", 1970.
- Савченко Н.А. Жильные породы Ардон-Фиагдонского междуречья (Сев. Кавказ) и их редкометалльное оруденение. - Докл. АН СССР, 1971, 144, № 6.
- Скаковский Н.К. Садовское свинцово-цинковое месторождение. - Труды Ин-та прикл. минерал., 1931, вып. 50.
- Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., "Наука", 1970.
- Суханов М.К., Цветков А.А. Магматические породы горного массива Чаухи (Хевсуретия, Северный Кавказ). - Изв. АН СССР, серия геол., 1975, № 1.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Маркова В.А. Геохронологическое расчленение магматических комплексов Северного Кавказа и связь с ними полиметаллического оруденения. - В кн. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. Тезисы докл. XIX сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Махачкала, 1975₁.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Грачева Т.В. и др. Применение свинцово-изотопного метода исследования для решения вопроса о генезисе свинцовых месторождений Северо-Кавказской рудной провинции. - Геохимия, 1975₂, № 8.
- Устиев Е.К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963₁, № 12.
- Устиев Е.К. Структурно-генетические ряды магматических формаций. - Докл. АН СССР, 1963₂, 149, № 2.
- Устиев Е.К. Проблема отношений между вулканизмом и плутонизмом на ранних стадиях тектоно-магматического цикла. - В кн. "Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии". Т. 2. М., "Наука", 1969.
- Устиев Е.К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 4.
- Хаин В.Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. - Сов. геол., 1949, сб. 39.
- Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Бурлин Ю.К. Новые данные по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Т. 2. Ставрополь, 1960.
- Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Боруков Ч.Б., Ломизе М.Г. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа. - В кн. "Геология Центрального и Западного Кавказа". Т.3. Ставропольск. кн. изд-во, 1962.
- Хетауров Г.В. Об условиях образования колчеданно-полиметаллических месторождений Буровского рудного поля (Центральный Кавказ). - Докл. АН СССР, 1973, 212, № 1.
- Хетауров Г.В., Катова Л.М. Закономерности распределения и условия формирования руд полиметаллических месторождений Горной Осетии. - Сов. геол., 1972, № 9.
- Цветков А.А. Мезозойские жильные образования кислого состава в гранитах Архона и Холста (Северная Осетия, Центральный Кавказ). - Авторефераты работ сотрудников за 1971 г. ИГЕМ АН СССР, 1972₁.
- Цветков А.А. Особенности строения толщ кислых мезозойских эффузивов в центральной части Горной Осетии (Центральный Кавказ). - Авторефераты работ сотрудников за 1971 г. ИГЕМ АН СССР 1972₂.
- Цветков А.А. О "кратофирах" Северной Осетии - Изв. АН СССР, серия геол., 1972₃, № 11.
- Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа и некоторые практические выводы его изучения. - Тезисы доклада на X Конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Цветков А.А., Суханов М.К. О возможностях применения К/Ag метода при установлении закономерностей развития мезозойского магматизма на Северном Кавказе (междуречье Чегем - Аргун). - Тезисы доклада на совещании по абсолютному возрасту геологических формаций. Махачкала, 1975.
- Цветков А.А. Мезозойские трахиты междуречья Чегем - Черек на Северном Кавказе в аспекте их металлогении и

- практического использования. – Тезисы доклада на Всес. конф. ВИМС, 1975.
- Шогоев В.В. Структурно-тектоническое районирование Северной Осетии и закономерности размещения полезных ископаемых. – В кн. "Геология и полезные ископаемые Северной Осетии". Орджоникидзе, 1969.
- Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. – Труды Ин-та геол. УФ АН СССР, 1964, вып. 72.
- Щастливцев В.Н. Отчет о занятиях полевой партии в горах Дигории. – Горный журнал, 1858, ч. 1, № 8.
- Abich H. Vergleichende geologische Grundzüge der Kaukasischen, Armenischen und Nordpersischen Gebirge. Prodrömus einer Geologie der Kaukasischen Länder. – Men. de l'Acad. des Sc. de st. Petersburg, VI ser. Sciences mathem. et phys., 1858, t, VII, 8 taf.
- Abich H. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus im Jahre 1873. – Bull. Soc. Natur., Moskou, 1874.
- Chapman R.W., Williams C.R. Evolution of the White Mountain magma series. – Amer. mineral., 1935, 20.
- Degenhardt H. Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Litosphäre. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1957, 2, N 4.
- Loevinson-Lessing F.V. Petrographische Untersuchungen im Centralen Ksukasus (Digorien und Balkarien). – Записки Мин. об-ва, 1905, 43, вып. 2.
- Murray R.V. The clinopyroxenes of the Carbh Eilean sill, Shiant Isles. – Geol. mag., 1954, 91, N 17.
- Noll W. Geochemie des Stroniums (mit Bemerkungen zur Geochemie des Bariums.) – Chem. Erde, 1934, Hf 4.
- Peacock M.A. Classification of igneous rocks series. – J. Geol., 1963, N 39.
- Simpson E.S. The Okonjeje igneous complex South-West Afrika. – Trans. Geol. Soc. S. Afrika, 1954, 57, N 126.
- Springer G. Die Berechnung von Korrekturen für die quantitative Elektronenstahl-mikroanalyse. – Fort. Miner., 1967, 45, f. 1.
- Turekian K., Wedepohl R. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, 72, N 2.
- Rankama K., Saxama Th. G. Geochemistry. New York, 1949.
- Wawryk W. Sur l'avgite commune et titanifere des teschenites en Pologne. – Arch. Min. Soc. Sci. Varsovie, 1935, 11, N 175.

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава I. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА В МЕЖДУРЕЧЬЕ ЧЕГЕМ – ФИАГДОН	5
Тектоническое расчленение	–
Бечасынская зона	–
Зона Главного хребта	7
Стратиграфия и история развития	9
Бечасынская зона	10
Зона Главного хребта	11
Глава II. ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЗОНЫ ГЛАВНОГО ХРЕБТА (СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ)	17
Андезито-дацитовая формация	–
Геология магматических тел	18
Петрография горных пород андезито-дацитовой формации	34
Гранодиорит-порфировая формация	59
Геология магматических тел	–
Петрография гранодиорит-порфиров	62
Сравнение петрохимических особенностей горных пород андезито-дацитовой и гранодиорит-порфировой формаций	76
Сравнение геохимических особенностей горных пород андезито-дацитовой и гранодиорит-порфировой формаций	93
Результаты определения абсолютного возраста мезозойских магматических пород	98
О возможной природе полиметаллического оруденения Северной Осетии	100
Глава III. ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД БЕЧАСЫНСКОЙ ЗОНЫ	107
Формация базальтовых порфиритов	–
Геология магматических тел	–
Петрография базальтовых порфиритов	111
Формация трахитов	117
Геология магматических тел	–
Петрография трахитов	119
Петрогеохимия трахитов	123
Формация субщелочных габброидов	133
Геология магматических тел	–
Петрография тешенитов	–
Петрогеохимия тешенитов	141

Результаты определения абсолютного возраста мезозойских магматических пород	147
О возможности промышленного использования графитов бассейна р. Черек Безенгийский	155
Глава IV. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗОЗойского магматизма центральной части Северного Кавказа в Альпийский этап тектогенеза	157
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	165
ФОТОТАБЛИЦЫ И ОБЪЯСНЕНИЯ С НИМ	167
ЛИТЕРАТУРА	175

Андрей Алексеевич Цветков

**МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
СЕВЕРНОГО КАВКАЗА (МЕЖДУРЕЧЬЕ ЧЕГЕМ—ФИАГДОН)**

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

Редактор издательства *Т.А. Николаева*

Художественный редактор *С.А. Литвак*

Технические редакторы *Г.В. Лазарева, Л.А. Куликова*

Подписано к печати 20/V—1977 г. Т—08563

Усл.—печ. л. 16,1 + 1,1 вкл. Уч.—изд. л. 15,5

Формат 70 × 108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 450 экз.

Тип. зак. 133. Цена 1 р. 60 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485

Москва, В—485, Профсоюзная ул., д. 94а

1—я типография издательства "Наука".

199034, Ленинград, В—34, 9—я линия, 12