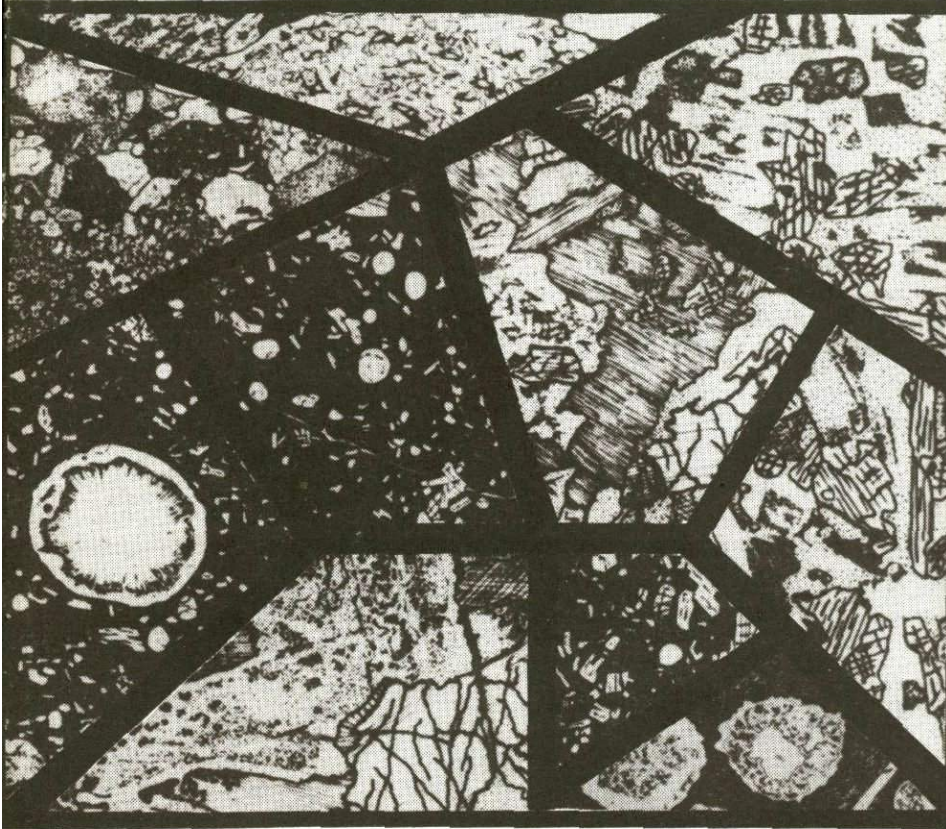


В. И. МИЗИН



**ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ
ВУЛКАНИЗМ
СЕВЕРА
УРАЛА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

В. И. МИЗИН

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ
ВУЛКАНИЗМ
СЕВЕРА
УРАЛА

Ответственные редакторы
Л. В. Махлаев, В. Н. Охотников



Ленинград
Издательство „Наука“
Ленинградское отделение
1988



57012

УДК 551.21+552.11+552.31+553.2(234.851)

М и з и н В.И. Позднепротерозойский вулканизм Севера Урала, - Л.:
Наука, 1988 - 175 с.

Обобщены результаты петрологического изучения вулканических комплексов западного склона Полярного Урала позднепротерозойского возраста. На основании геологических, петрографо-петрохимических материалов вулканогенные образования отнесены к формациям тектономагматической активизации окраин континентов (режим эпиконтинентального рифтогенеза). Проведена реконструкция магмообразования и показан общий ход эволюции вулканизма. Рассмотрена металлогеническая специфика вулканогенных образований.

Книга рассчитана на геологов, изучающих древний вулканизм.

Библиогр. 137 назв. Ил. 45. Табл. 10. Прилож. 16.

М $\frac{1904020000-509}{042(02)-88}$ 175-88-1

© Издательство „Наука“, 1988 г.

ISBN 5-02-024422-8

ВВЕДЕНИЕ

Мощный рост промышленного производства на Европейском Севере СССР, отражением которого явится создание Тимано-Печорского территориально-промышленного комплекса, требует ввода в хозяйственный оборот и комплексного использования всех природных ресурсов, в том числе и минерального сырья (цветных, благородных и редких металлов, стройматериалов и др.). В связи с этим на Полярном Урале и Пайхое развернут широкий фронт поисково-разведочных работ, проводимых производственным объединением МГ РСФСР «Полярноуралгеология» и «Главтюменьгеологией». Известно, что месторождения разнообразных полезных ископаемых, нередко весьма крупные, бывают приурочены к вулканогенным породам, что определяет практическую значимость последних. С этих позиций большой интерес вызывают рифейско-вендские вулканогенные образования, широко представленные в северной части западного склона Урала. Однако объективная прогнозно-металлогеническая оценка этой территории затрудняется тем, что до сих пор остаются нерешенными вопросы формационной принадлежности вулканических комплексов, идет острая дискуссия о тектонической обстановке в период их становления, о закономерностях магматической эволюции. Недостаточно охарактеризованы и особенности вещественного состава слагающих их горных пород. Частично восполнить этот пробел — цель настоящей работы, в которой обобщены данные по петрографии, минералогии и петрохимии верхнепротерозойских вулканитов севера Урала и на этой основе уточнено их расчленение на комплексы, а также рассматриваются вопросы генезиса и формационной принадлежности последних.

В основу предлагаемой монографии положен материал, собранный в период с 1969 по 1982 г. при тематических исследованиях в районе наиболее широкого развития позднепротерозойских вулканитов — на западном склоне северной части Полярного Урала (рис. 1). Кроме того, учтены и использованы материалы ранее проведенных исследований Л.Т. Беляковой, В.Г. Войновского-Кригера, В.Н. Гессе, Б.А. Голдина, В.А. Дедеева, Ю.Б. Евдокимова, О.А. Кондяйна, И.Л. Лучинина, К.А. Львова, В.Н. Малашевского, Ю.Е. Молдаванцева, Б.Я. Осадчева, В.Н. Охотникова, А.С. Перфильева, И.А. Пе-

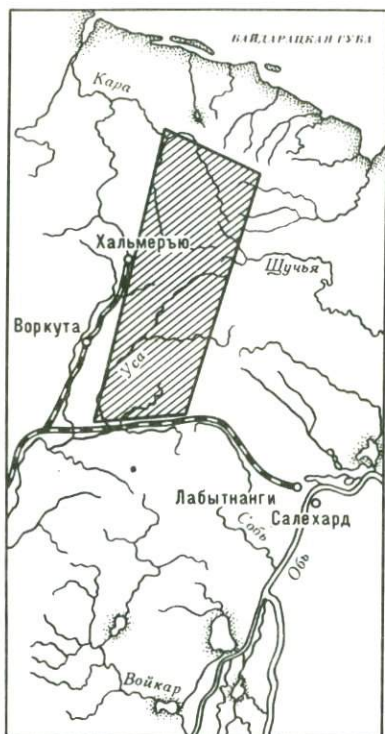


Рис. 1. Географическое положение исследуемого района.

гровой, Л.Л. Подсосовой, Н.И. Поповича, В.Н. Пучкова, М.Е. Раабен, В.М. Сергиевского, Н.А. Сирина, В.Я. Устинова, М.В. Фишмана, А.В. Хабакова.

В полевых исследованиях и предварительной обработке материалов вместе с автором участвовали В.А. Гитев, В.П. Давыдов, В.А. Потолицын, Н.А. Черненко. Аналитические работы проведены в соответствующих лабораториях Института геологии Коми филиала АН СССР. При решении поставленных задач использованы классические петрографические методы.

Все, в той или иной мере причастным к появлению этой книги, как уже упомянутым, так и тем, кто своими советами и консультациями (Б.А. Голдин, В.А. Дедеев, М.В. Фишман, Н.П. Юшкин, Е.П. Калинин) способствовал улучшению ее содержания или оказывал помощь в процессе ее технического оформления (Н.В. Макеева, Э.И. Шипова, В.А. Потолицын, В.А. Капитанова, О.И. Пельмегова), автор выражает глубокую благодарность.

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ МАГМАТИЗМА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В прошлом столетии эпизодические посещения Полярного Урала геологами имели своим результатом лишь констатацию факта существования там метаморфизованных магматических образований, без указаний на их возрастное положение и петрографический состав. Лишь в 30–40-х годах нынешнего века этот регион стал привлекать внимание специалистов как потенциальный рудный район, находящийся вблизи открытого Печорского бассейна. Началось его планомерное геологическое изучение, продолжающееся и поныне. Вопросы геологической изученности позднепротерозойско–раннепалеозойских вулканогенно–осадочных толщ западного склона Полярного Урала с различной степенью детальности освещены в опубликованных работах К.Г. Войновского–Кригера (1945), Ю.Б. Евдокимова (1959), А.М. Ивановой (1959), И.Л. Лучинина (1968), В.Н. Охотникова (1968), И.А. Петровой (1969), М.Е. Раабен (1959), Н.А. Сирина (1962), Г.П. Софронова (1956), а также в многочисленных рукописных отчетах сотрудников ПГО «Полярно–уралгеология», главка «Главтюменьгеология» и многих других геологов.

В начальный период геологических исследований на территории рассматриваемого района основное внимание было направлено на выяснение возрастных соотношений горных пород для решения задач структурной геологии, геологической съемки и поисковых работ. На этом этапе были выделены местные свиты, определены их объемы, стратиграфическое положение и литологический состав (Хабарков, 1938; Львов, 1957, 1958; Малашевский, Попович, 1961; Миклухо–Маклай, 1963, и др.). Рассматриваясь как составная часть выделяемых свит, магматические породы тем самым получали возрастную привязку, но продолжали оставаться неизученными их петрография и минералогия, петрохимия и геохимия, характер и тип вулканических извержений, особенности геолого–тектонического положения, – т.е. все то, что лежит в основе прогнозирования месторождений полезных ископаемых, с ними связанных. Потребность в этом возникла при проведении на Полярном Урале крупномасштабного геологического картирования.

При изучении магматизма Урала геологи все шире занимаются выделением природных ассоциаций горных пород в ранг формаций с целью дальнейшего (сравнительного) формационного анализа. Первый формационный анализ магматических образований севера Урала произведен Н.А. Сириным (1945, 1962), который выделил протерозойско–кембрийские габбро–диабаз–перидотитовую и гранитную магматические формации и среднепалеозойские – габбро–перидотитовую и диабазовую, относящиеся к группе раннегеосинклинальных. Позднее И.А. Петрова (Петрова, 1969; Евдокимов, Петрова, 1965) провела довольно глубокие петрологические исследования основных (базальтоидных) и кислых (липаритов) вулканических пород, отнес-

ла их к эвгеосинклинальным образованиям, не называя эту ассоциацию формацией или комплексом. В последнее десятилетие значительный вклад в изучение петрологии эффузивных образований сделан Б.А. Голдиным, В.А. Душиным, И.Л. Лучининым, М.А. Масловым, Л.Л. Подсосовой, Н.А. Румянцевой, А.И. Шмидтом, С.Г. Червяковским, Ю.Ю. Эрвье.

Б.А. Голдин (1973) выделяет доорогенные комплексы байкалид, которые "...отличаются как от геосинклинальных, так и от платформенных, занимая между ними промежуточное положение" (с. 205), и орогенные, аналогичные "комплексам геосинклинальных прогибов на поздних стадиях их развития, включая орогенный этап" (там же). Он же и В.Н. Пучков (1974, 1976), занимаясь исследованием эволюции тектоники и магматизма севера Урала, пришли к отрицанию геосинклинальной природы байкалид на западном его склоне. Становление некоторых магматических комплексов (лорцемпейский и пайпудынский) они связывают с началом процесса рифтогенеза — раскалывания эпибайкальской платформы в условиях растяжения (за рождение Уральской палеозойской геосинклинали).

Основной вулканизм на западном склоне Полярного Урала рассмотрен главным образом в работах А.И. Шмидта (1973, 1976; Шмидт, Коган, 1972). Опираясь на данные полевых наблюдений, определения абсолютного возраста, петрохимические особенности, этот исследователь заключает, что комплекс вулканитов бедамельской серии и нижнего ордовика сформировался в календонский цикл развития Уральской геосинклинали. На основе петрохимических данных А.И. Шмидт относит вулканогенные образования к проявлениям эвгеосинклинального магматизма. Большое внимание было уделено кислым вулканогенным образованиям, которые были выделены в гранит-липаритовую формацию раннекембрийско-ордовикского возраста (Лучинин, 1975). Этот интерес вызван тем, что в конце 50-х годов были установлены проявления меди в липаритах горы Борзова, а в 60-х — полиметаллов (водораздел рек Большая Хайма и Левая Грубею, руч. Пожемаю хр. Изъяхой и др.). Изучавший в течение ряда лет кислые вулканиты на очень большой территории Урала (на протяжении более 1500 км), И.И. Лучинин включает их в позднеорогенную субсеквентную вулканоплутоническую формацию байкалид. Л.Л. Подсосова (1977), используя данные геохимической съемки, намечает две структурно-формационные зоны на Полярном Урале, "западная из которых (Оченырдынская) характеризуется эвгеосинклинальным типом развития, а восточная (Няровейская) — миогеосинклинальным...". По ее мнению, "выделение вендско-раннекембрийского (?) ряда орогенных формаций в эвгеосинклинальной зоне позволяет говорить о завершенности байкальского геосинклинального цикла" (с. 23). Основываясь на новых данных о рифтогенной природе ряда вулканогенно-осадочных формаций в южной части западного склона Урала и проведя сравнительный анализ, С.Н. Иванов вообще отрицает существование байкальской геосинклинали на севере Урала (1979, 1981). В.А. Душин (Душин, Макаров, 1984) по геологическим и петрографо-геохимическим данным выделяет две вулкано-

генные формации байкальского тектоно-магматического цикла: предорогенную базальт-андезит-дацитовую и орогенную базальт-липаритовую. Наиболее близок точке зрения автора вывод Н.А. Румянцевой (1980, 1984) о принадлежности доордовикских вулканогенных формаций Полярного Урала к орогенным и рифтогенным стадиям развития.

Несмотря на все возрастающее число публикаций, приводящих новый фактический материал, до сих пор слабо выявлены закономерности размещения и соотношения разных вулканических фаций, только начинается изучение морфологии вулканических сооружений, недостаточно полно освещена петрография и породообразующие минералы вулканогенных пород, не систематизированы сведения о петрогеохимии и металлогенической специализации вулканогенных образований.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ПОЛЯРНОГО УРАЛА

За основу тектонического районирования Севера Урала здесь принята тектоническая карта, разработанная под руководством В.И. Богацкого и В.А. Дедеева (Тектоническая карта..., 1985). Для современной структуры рассматриваемого региона характерна отчетливая продольная и поперечная зональность, выражающаяся „в распределении и ориентировке характерных структурных элементов... и в распределении интрузивных вулканогенных, осадочных и метаморфических формаций” (там же, с. 10). Уральское складчатое сооружение разделяется на три структурные продольные зоны – Западноуральскую, Осевую (Центральноуральскую) и Восточную (Тагил–Магнитогорскую – эвгеосинклиналичную), границами которых являются (системы крупных разрывов меридионального „уральского”) направления, имеющих преимущественно восточное падение поверхности и большую амплитуду горизонтальных перемещений (рис. 2).

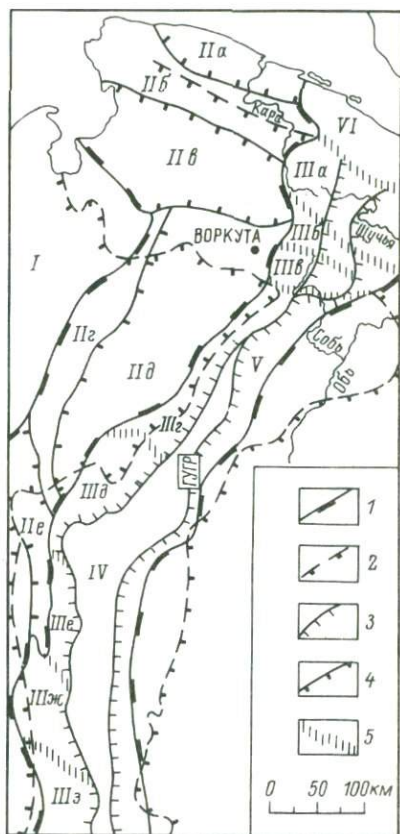
С запада Уральское складчатое сооружение по Главному Западноуральскому надвигу ограничивается верхнепермскими формациями Предуральского краевого прогиба. Западный (внешний) борт последнего осложнен типично платформенной куполовидной складчатостью, а восточный (внутренний) практически не отличим от Западноуральской структурной зоны. Восточная граница проходит по контакту ранне–среднепалеозойских отложений Восточной (эвгеосинклиналичной) зоны с пологозалегающими юрскими и более молодыми толщами чехла Западно–Сибирской плиты. Западноуральская зона сложена палеозойскими породами, залегающими с угловым несогласием на позднерифейско–кембрийских метаморфизованных образованиях. Для нее характерна система крутых складок, опрокинутых к западу и осложненных надвигами. В северной части зона по Западному разлому (Охотников, 1968), или Фронтальному надвигу (по В.В. Юдину), разделяется на Западную и Восточную структурно–формационные зоны с близким строением рифейско–вендских толщ.

Осевая (Центральноуральская) структурная зона представляет собой линейную полосу выходов на поверхность преимущественно древних (рифейско–вендских) метаморфических формаций, составляющих структурный комплекс – „доуралиды” (байкалиды), выделенный Н.П. Херасковым (1967). Этот комплекс перекрывается более молодым раннепалеозойско–мезозойским комплексом („уралиды”, по Н.П. Хераскову), вулканогенные формации которого развиты преимущественно в Восточноуральской зоне.

Восточноуральская структурная зона характеризуется развитием раннепалеозойско–мезозойских вулканогенно–осадочных эвгеосинклиналичных формаций, уходящих под Западно–Сибирскую плиту. Большую часть Восточноуральской зоны можно рассматривать как обнаженный фрагмент Западного крыла Тагил–Магнитогорского синкли-

Рис. 2. Геотектоническое районирование севера Урала. Составили В.А. Дедеев, В.В. Юдин, В.И. Богацкий и др.

Структуры: I - Печорская эпибайкальская плита, II - Предуральский краевой прогиб (IIa - Карская впадина, IIб - Пайхойское поднятие, IIв - Коротайхинская впадина, IIг - Подняtie Чернышева, IIд - Колью-Роговская впадина, IIе - Большесыньинская впадина); III-У1 - Уральская складчатая область: III - Западная структурная зона (IIIa - Оченьрдское поднятие, IIIб - Верхнеусинское опускание, IIIв - Собское поднятие, IIIг - Лемвинское опускание, IIIд - Кожимское поднятие, IIIе - Шугорское опускание, IIIж - Тиманское поднятие, IIIз - Верхнепечорское опускание); 1У - Осева́я структурная зона; V - Восточная структурная зона; У1 - Байдарацкое опускание. Границы: 1 - Уральской складчатой области и Предуральского передового прогиба; 2 - Уральского кристаллического основания (по геофизическим данным Е.М. Ананьевой); 3 - основных структурных зон Урала; 4 - структур Предуральского краевого прогиба, 5 - поперечных поднятий и опусканий в пределах Западной структурной зоны Урала.



нория, который полностью выходит на поверхность лишь в более южных районах Урала.

Поперечные поднятия и опускания, осложняющие продольные зоны, особенно отчетливо проявлены в Западной структурной зоне. С севера на юг выделяются Оченьрдское поднятие, Верхнеусинское опускание, Собское поднятие, Лемвинское опускание и т.д. (см. рис. 2).

Стратиграфия

Стратиграфическим расчленением геологических образований Полярного Урала в целом занималась и занимается большая группа геологов различных организаций и ведомств. Наиболее про-

долгительные дебаты ведутся по вопросу стратиграфии древних (доордовикских) толщ, чрезвычайно слабо охарактеризованных фаунистическими остатками. Этой теме посвящено множество статей и обобщающих работ. Геолого-съемочные коллективы Главка „Главтюменьгеология“, ПГО „Уралгеология“ и „Полярноуралгеология“ непрерывно занимаются разработкой стратиграфических схем, а, в частности, древних толщ – в разное время А.П. Белоусов, Л.Т. Белякова, А.И. Водолазский, К.Г. Войновский-Кригер, С.Н. Волков, В.Н. Гессе, Ю.Б. Евдокимов, А.М. Иванова, В.И. Краснокутский, К.А. Львов, В.Н. Малашевский, А.Д. Миклухо-Маклай, Ю.Е. Молдаванцев, В.Н. Охотников, М.Н. Парханов, Л.Л. Подсосова, М.Е. Раабен, Г.П. Софронов, В.Я. Устинов, В.И. Устрицкий, А.В. Хабаков и другие исследователи.

Результатом явилось создание нескольких стратиграфических схем, различающихся возрастной последовательностью выделяемых свит и названиями разновозрастных подразделений. Однако почти всеми признается наличие в геологическом строении доуралид (по Н.П. Хераскову) двух структурных этажей, разделенных крупными перерывами и несогласиями и отличающихся степенью метаморфизма: дорифейского (раннепротерозойского), обнажающегося только в Восточной структурно-формационной зоне, и рифей-венд-кембрийского, развитого на всей территории Полярного Урала.

Автор придерживается схемы, принятой на III Уральском стратиграфическом совещании (Объяснительная записка..., 1980), согласно которой для Западной структурно-формационной зоны (Оченырдыкско-Манитанырдыкский район) выделены рифейско-вендские свиты – энганэпэйская, очетывисская и лядгейская, объединенные в бедамельскую серию, и хойдышорская. Остановимся кратко на их характеристике.

Энганэпэйская свита (R_{3-4}) выделена впервые в 1945 г. К.Г. Войновским-Кригером на крыже Энганэпэ. В 1949 г. М.Н. Парханов, проводивший геологическую съемку в верховьях р. Усы, объединил под этим названием все вулканогенно-осадочные образования доордовикского возраста, принимая их мощность от 1500 до 1800 м. В настоящее время большинство геологов выделяют нижнюю, существенно осадочную толщу как самостоятельную энганэпэйскую свиту с мощностью около 500–600 м (нижняя граница свиты нигде не наблюдается, поэтому мощность весьма условна). Отложения свиты обнажаются на крыжах Энганэпэ, Манитанырдык и хребте Большой Пайпудынский. В верхней части свиты располагается сланцево-вулканогенная толща, в составе которой наравне с алевролитистыми сланцами значительное место занимают туфы и эффузивы андезитового и андезито-базальтового составов. Видимая мощность этой толщи около 150 м. Ниже залегает толща мощностью около 200 м с преобладающим развитием песчаников и алевролитов. В основании свиты (ее обнаженной части) располагаются филлиты, алевролитистые сланцы, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками, и незначительное количество андезитов и андезито-базальтов. Видимая мощность 200–250 м. В 1961 г. в верховьях

р. Бол. Усы в линзе известняков среди эффузивно-пирокластических пород верхов свиты В.И. Краснокутским обнаружены катаграфии, которые, по мнению З.А. Журавлевой (ГИН АН СССР), характерны для укского горизонта Южного Урала, относимого к венду (Краснокутский, 1970). Наличие микрофитолитов позволяет сопоставлять верхнюю часть энганэпейской свиты с низами маньинской свиты Приполярного Урала.

В бедамельской серии (R_4), распространенной на всей изучаемой территории, выделяются отчетывисская и лядгейская свиты.

Стратотипический разрез отчетывисской свиты находится в приядерной части Оченырдского поднятия (по притоку р. Очетывис). Литологически свита представлена пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезитобазальтами, их туфами и туфолавами, алевропсаммитовыми песчаниками и алевропелитовыми сланцами. В разрезе наблюдается переслаивание вулканогенных пород с маломощными (до 10 м) прослоями и линзами осадочных пород. Мощность вулканогенных образований колеблется в пределах 100–250 м. Контакты между литологическими разностями нечеткие, причем как вулканогенные, так и осадочные породы визуально почти не отличимы друг от друга. Все они окрашены в темно-серые, светло-зеленые, серые тона с лиловым оттенком. В низах разреза (по данным В.Н. Воронова) залегает осадочная толща. По нашему мнению, она сопоставима с энганэпейской свитой, но в отличие от той содержит большее количество вулканогенных пород. Характерными особенностями осадочных пород являются плохая окатанность зерен кварца и полевого шпата, плохая сортированность кластического материала и повышенное содержание хлорита. Мощность свиты – около 2000 м.

Лядгейская свита сложена покровными и пирокластическими образованиями от основного до кислого состава при почти равном участии слагающих ее пород. Максимальная ширина выходов свиты превышает 10 км. Для нее характерно почти полное отсутствие осадочных пород, интенсивная гематитизация лав и туфов, наличие эффузивной, вулканокластической и субвулканической фаций. Мощность толщи составляет 1500–2000 м.

Хойдышорская свита (V), выделенная в 1969 г. М.В. Монастыршиной и А.Ф. Шульгой при геологической съемке в верховьях рек Мал. и Бол. Усы, Мал. и Бол. Кары, представляет собой терригенные отложения, залегающие несогласно на верхах бедамельской свиты со стратиграфическим перерывом (в основании свиты горизонт мелкогалечных конгломератов и гравелитов молассоидного облика) и занимающие пространство от р. Бол. Усы на юге до северного окончания хр. Оченырд. Нижняя толща свиты сложена зеленовато-серыми и серыми метаморфизованными песчаниками, туфопесчаниками, туфосланцами с конгломератами и гравелитами в основании. Галька конгломератов преимущественно кварцевого и кварцево-песчаникового состава. Верхняя толща существенно алевроитосланцевая – вишнево-серые, селеновато-серые, лиловые метаморфические сланцы и алевролиты. Среди терригенных пород отме-

чаются прослои и линзы базальтов, андезитобазальтов, пирокластических образований липаритового состава. Верхняя граница свиты определяется налеганием на нее красноцветных полимиктовых конгломератов гельпосской свиты низов ордовика. Общая мощность свиты 1000–2500 м. Хойдышорская свита по своей формационной принадлежности, положению в разрезе и литологическим особенностям сопоставима с лаптоайской свитой Приполярного Урала (Белякова, 1972).

Т е к т о н и к а

Вопросы тектоники севера Урала рассмотрены в работах К.Г. Войновского–Кригера, С.Н. Волкова, В.П. Горского, В.А. Дедеева, О.А. Кондияйна, А.В. Пейве, А.С. Перфильева, В.Н. Пучкова, В.М. Сергиевского, Н.П. Хераскова, Ю.В. Чудинова и многих других.

Нашим объектом исследования является Западная структурно-формационная зона, о поперечной зональности которой говорилось в начале главы. Наиболее крупной положительной структурой здесь является Оченырское антиклинальное поднятие, на западе граничащее с Предуральским прогибом по Главному Западноуральскому надвигу (по В.В. Юдину), а на востоке – с узким синклинорным прогибом (Охотников, 1975). Восточнее последнего проходит разлом глубокого заложения (Западный глубинный, по В.Н. Охотникову), прослеживаемый в субмеридиональном направлении от гипербазитового массива Райиз по левому борту долины р. Бол. Пайпудыны, далее вдоль истоков р. Бол. Усы, несколько восточнее оз. Хадатинских, Усваты, Мал. Шучьего и затем в сторону Байдарацкой губы. Общее направление антиклинория субмеридиональное. Северная его часть значительно шире южной. Если считать антиклинорий структурой первого порядка, то в нем можно выделить ряд структур второго и более высоких порядков. Ниже даются краткие описания наиболее крупных из них.

На юге поднятия расположена Малоусинская антиклиналь, ядро которой сложено вулканогенными породами. Почти со всех сторон эта структура ограничивается разломами. К северу она протягивается до горы Борзова. Между рекой Мал. Усой и руч. Тектоническим шарнир антиклинали испытывает погружение и резко поворачивает на юго-запад. Этот поворот фиксируется на карте магнитного поля, составленной В.В. Большаковым. Падение крыльев крутое ($60-80^\circ$) к юго-востоку и юго-западу.

На продолжении Малоусинской антиклинали к северу от р. Мал. Усы выделяется крупная, опрокинутая к западу, сложно построенная Борзовская антиклинальная структура. В осевой части структуры обнажены вулканогенные образования бедамельской серии. Восточное крыло сложено терригенными породами хойдышорской свиты. Западное крыло большей своей частью уходит под ордовикские отложения. Борзовская антиклиналь осложнена складками более высо-

ких порядков и разрывными нарушениями, широко развитыми в районе. Осложняющие ее антиклинали и синклинали с размахом крыльев от 0,5 до 1,5 км уверенно картируются на междуречье Мал. и Бол. Кары. Простираение их северо-северо-западное, падение крыльев $60-90^{\circ}$ к северо-востоку. Осевые плоскости складок опрокинуты к западу. Кроме подобных структур широко развиты мелкие складки шириной в несколько десятков метров и гофрировка. Наряду с пликативными дислокациями развиты и дизъюнктивные, обычно северо-западного направления и как исключение северо-восточного.

На самом севере Оченырдынского антиклинория в пределах его осевой части выделяются Оченырдынская и Лымбатокызыгейская антиклинали, разделенные Тизнезанырдынской синклиналью. В целом все эти структуры имеют северо-восточное простираение. В ядрах антиклинальных структур обнажаются вулканогенные породы как основного, так и кислого составов, слагающие лядгейскую и очетьвисскую свиты. К ядрам же приурочены и субвулканические тела. Элементы залегания пород различны, но преобладают (незначительно) северо-западные падения с углами в $50-70^{\circ}$. Характерно наличие многочисленных разрывов и сложной мелкой складчатости.

К юго-западу от Оченырдынского выделяется Собское поднятие, в состав которого входят Енганэпэйская и Манитанырдынская антиклинали (рис. 3) с разделяющей их Нияюской грабен-синклиналью. Енганэпэйская структура представляет собой брахиантиклиналь с соотношением осей 1:3, вытянутую в северо-восточном направлении. В ее ядре выходят рифейско-кембрийские вулканогенно-осадочные породы, а крылья сложены ордовикскими, силурийскими и девонскими отложениями. Крылья структуры падают под углами $25-45^{\circ}$; падение пластов в южной периклинали очень пологое — $15-20^{\circ}$. На крыльях брахиантиклинали широко развиты дизъюнктивные нарушения северо-западного простираения. Манитанырдынская антиклиналь построена значительно сложнее, чем Енганэпэйская. В целом это крупная, резко асимметричная антиклиналь, вытянутая в субмеридиональном направлении. Западное ее крыло оборвано крупными надвигами, погружающимися к востоку. По этим надвигам рифейско-нижнепалеозойские отложения, слагающие ядро антиклинали, нередко надвинуты непосредственно на силурийские породы.

В пределах субмеридионального прогиба (Пайпудынская синклинали, по В.Н. Охотникову) выделено несколько антиклинальных структур. Самой южной является Пайпудынская антиклиналь северо-восточного простираения и запрокинутая на запад. В сводовой части ее обнажаются горные породы бедамельской серии, которые на крыльях трансгрессивно перекрываются терригенными образованиями тельпосской свиты. Углы падения доордовикских толщ — $50-80^{\circ}$, а ордовикских — $30-60^{\circ}$. В плане антиклиналь имеет сложные очертания ввиду виграции ее оси и осложнения складчатостью более высокого порядка. Она разбита небольшими разломами.

Севернее расположена Изъяхойская антиклинальная структура. Азимут ее простираения — северо-северо-восток ($0-20^{\circ}$). Крылья падают под углами $50-70^{\circ}$ в восточных румбах. Ядро структуры

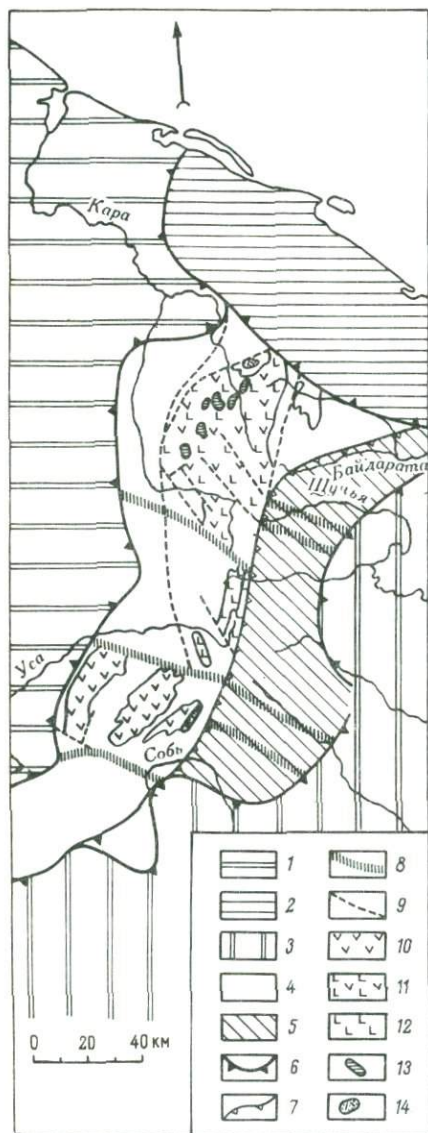


Рис. 3. Схема размещения вулканических комплексов.

1 - Предуральский краевой прогиб; 2 - Байдарачское опускание; 3 - Западно-Сибирская плита; 4 - палеозойские отложения Западной структурно-формационной зоны; 5 - Восточная структурно-формационная зона; 6 - границы Уральской складчатой области; 7 - фронтальный надвиг (Западный глубинный разлом); 8 - границы поперечных зон; 9 - разломы; 10 - площадь развития энганэйского комплекса; 11 - площадь развития нярминского комплекса; 12 - площадь развития изьяхойского комплекса; 13 - площадь развития борзовского комплекса; 14 - палеозойские кислые вулканы.

сложено вулканогенными породами бедамельской серии, а крылья - терригенными отложениями хойдышорской свиты. На хр. Изьяхой наблюдается только западное крыло структуры, восточное перекрыто породами ордовикского возраста. На севере и юге структура срезается разломами северо-западного направления. Западное ее крыло осложнено крупными субмеридиональными разломами, вдоль которых произошло смещение разорванных частей относительно друг друга. В се-

верной части антиклинали, по-видимому, имеется несколько складок более высокого порядка.

Самой северной является крупная Лекынтальбейская антиклиналь, имеющая северо-восточное простирание. Отложения бедамельской серии слагают ее ядро и прорваны многочисленными субвулканическими телами габбро-диабазов.

Наряду с пликативными структурами широко развиты дизъюнктивные нарушения, играющие ведущую роль в размещении магма-

тизма и локализации рудных месторождений. Выделяются зоны глубинных разломов северо-восточного, меридионального и северо-западного направлений. Зоны разломов северо-западного простирания, выявляемые главным образом различными геофизическими методами и дешифрированием аэро- и космических снимков, представляют собой поперечные по отношению к складчатым структуры. По времени заложения эти разломы относятся к наиболее древним, поскольку большинство их прерывается разломами северо-восточного простирания. Возрастные взаимоотношения указанных серий разломов могут быть и обратными, что, по всей видимости, свидетельствует о многократности тектонических подвижек. Разломы меридионального и северо-восточного простирания можно рассматривать как синскладчатые вариссийской складчатости, а поперечные — доскладчатые. Все нарушения фиксируются зонами интенсивного расслабления и дробления пород и сопровождаются широко развитыми процессами окварцевания и гидротермального изменения пород.

Имеющиеся в настоящее время геолого-геофизические материалы говорят о том, что современный уральский структурный план является наложенным на байкальские структуры северо-западного простирания.

В разрезе позднего протерозоя (рифей–венд) вулканические образования наибольшее распространение имеют в Западной структурно–формационной зоне Полярного Урала, где они вскрыты в пределах поперечных поднятий (Оченырском, Собском) и отдельных антиклиналей. К югу от них с приближением к бассейну Лемвы объем вулканитов заметно сокращается, а в Кожимском поднятии – вновь возрастает.

Возраст описываемых вулканогенных образований определяется как рифей–вендский на основании стратиграфических сопоставлений и редких находок органических остатков в прослоях и линзах осадочных пород среди вулканитов. Очевидно, что вопрос возраста, а также синхронизации вулканических процессов требуют дальнейших исследований.

Рифейско–вендские вулканические породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации (мусковит–хлоритовая и хлорит–актинолит–эпидотовая субфации), проявленный в той или иной мере во всех конкретных структурах. На этот метаморфизм почти всегда накладывается диафторез, что привело к интенсивному проявлению бластеза, который создает определенные трудности при определении первичных структур и текстур вулканитов.

С учетом особенностей геологической позиции и вещественного состава среди вулканических образований в разрезе рифей–венда выделяется четыре самостоятельных комплекса, которые друг от друга отличаются характером распространения, положением в разрезе, особенностями фациального, минералого–петрографического и химического составов (Мизин, Голдин, 1979; Мизин, 1984): энганэпэйский, нярминский (очетывисский), борзовский, изъяхойский (рис. 3). Названия комплексов и их стратиграфическое положение несколько отличаются от принятых в работе „Корреляция магматических комплексов...” (1985).

Ввиду неоднозначности толкования некоторых геологических терминов необходимо пояснить, какой смысл вкладывает в них автор. Относительно понятий „магматическая формация”, „вулканогенная формация”, „магматический и вулканогенный комплекс” автор придерживается трактовок, предложенных В.Е. Хаином (1959), Ю.А. Кузнецовым (1964, 1972, 1973), К.Е. Устиевым (1970), А.Ф. Белоусовым (1972, 1976). Под „вулканогенной формацией” понимается естественная ассоциация эффузивных, вулканокластических и субвулканических пород, тесно связанных парагенетически и возникших в общих структурно–геологических условиях при одинаковом тектоническом режиме. Границы формации могут выходить за пределы структурно–формационной зоны. В отличие от формации комплекс выделяется в рамках отдельных тектоно–формационных зон или даже отдельных блоков. Одновозрастные комплексы различаются набором горных пород и представляют собой конкретные формации регионального значения.

Под «фацией вулканических пород» автор понимает совокупность геологических тел с совершенно характерными текстурно-структурными параметрами и минеральным составом, обусловленными типом извержения и палеогеографической обстановкой. Согласно этому определению, выделяются следующие фации (генетические типы, по определению И.В. Лучицкого, 1966): эффузивная, вулканокластическая, субвулканическая и жерловая.

Е н г а н э п э й с к и й к о м п л е к с

В комплекс объединены вулканогенные образования, входящие в состав позднерифейской бедамельской серии в пределах Енганэпэйской антиклинали и представленные эффузивной, пирокластической и субвулканической фациями. Будучи распространены на всей территории структуры (рис. 4), а также за ее пределами (Манитаньрдская антиклиналь), они занимают площадь более 500 км², при этом эффузивные и вулканокластические породы, чередуясь с терригенными отложениями, слагают толщу мощностью до 1000 м. Терригенные отложения имеют существенно подчиненное развитие и приурочены преимущественно к низам толщи, где иногда образуют довольно выдержанные прослои и пачки мощностью до 200 м, тогда как в верхней, преобладающей по мощности части разреза встречаются эпизодически в виде маломощных невыдержанных прослоев и линз.

50/2
Э ф ф у з и в н ы е о б р а з о в а н и я в составе рассматриваемого комплекса имеют преобладающее развитие, на долю которого приходится до 80% объема всех вулканитов комплекса. Наиболее развитой формой их залегания являются лавовые потоки, весьма невыдержанные ни по мощности (от 1–2 до 200 м), ни по линейным размерам (от первых десятков метров до 2–3 км). По составу среди них преобладают лавы андезитов и андезитобазальтов и в подчиненном количестве присутствуют дациты и базальты. Для базальтовых потоков характерны миндалекаменные текстуры (в кровле и почве потока), тогда как средняя, бо́льшая по объему часть потока имеет массивное компактное строение. Миндалины размером в 3–4 см (чаще в несколько миллиметров) выполнены кварцем, кальцитом, эпидотом, хлоритом. В более мощных андезитовых потоках установлена столбчатая и подушечная формы отдельности. Столбчатая отдельность обусловлена наличием почти вертикально ориентированных шестигранных столбов с поперечником в 20–35 см, тогда как подушечная отдельность обусловлена распадом массы лавового потока на своеобразные «подушки» (до 1.5 м по длинной оси и 0.5–0.7 м – по короткой, с наклоном к горизонту под углом в 20°), которые, будучи внешне схожими с близкими им формами пиллоу-лав, отличаются от последних отсутствием корки закали, зональности строения и других признаков, свойственных тем формам (рис. 5). Дацитовые потоки отличаются от андезитовых и базальтовых меньшей протяженностью (до 200 м).

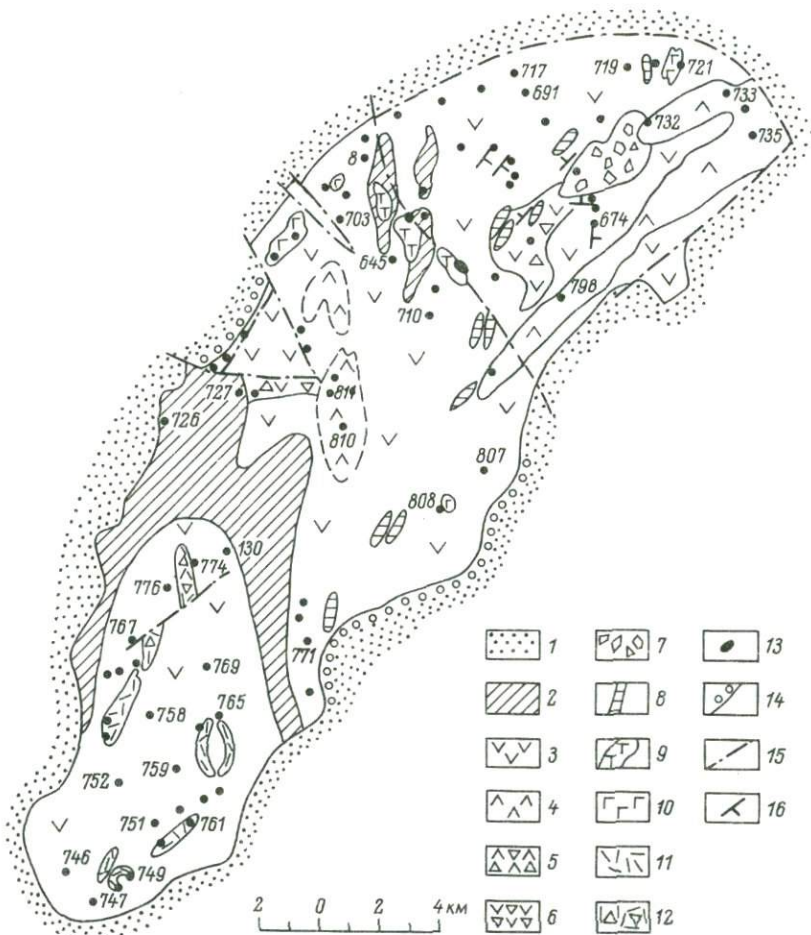


Рис. 4. Схема геологического строения хр. Енганэпэ.

1 - кварцито-песчаники тельпосской свиты; 2 - песчаники и сланцы енганэпэйской свиты; 3-10 - енганэпэйский комплекс (3 - андезиты; 4 - базальты, 5 - туфы и туфолавы базальтов, 6 - туфы и туфолавы андезитов, 7 - вулканические бомбы андезитового состава, 8 - диабазы, 9 - тоналиты, 10 - габбро); 11 - липариты; 12 - туфы липаритов; 13 - серпентинизированные гипербазиты; 14 - базальные конгломераты; 15 - тектонические нарушения; 16 - элементы залегания. Ц и ф р ы у * т о ч е к - номера обнажений.

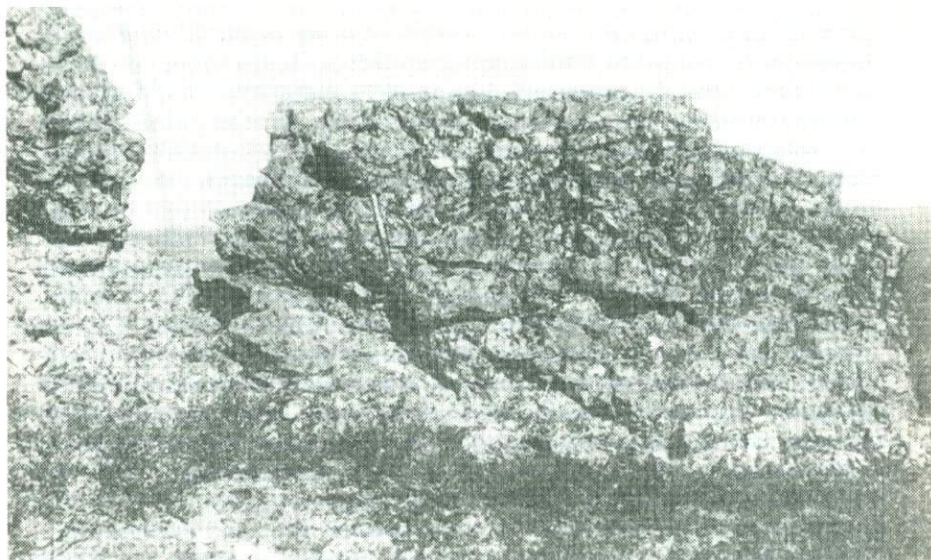


Рис. 5. Шаровая отдельность в андезитах энганэпэйского комплекса.

Потоки разного состава распределены по разрезу толщи весьма неравномерно: базальтовые преобладают внизу, а дацитовые — только вверх. При этом потоки базальтового и андезитобазальтового состава залегают друг на друге либо разделены прослоями песчанников, сланцев и туфов мощностью от первых метров до 30–50 м. В разрезе наблюдается отчетливая смена основных разностей более кислыми, причем преобладающую роль играют вулканиты среднего состава, локализуясь преимущественно в средней части разреза. Местами отмечена сланцеватость, но в общем она не характерна для вулканитов.

Судя по фашиальному характеру осадочных прослоев и фашиальным признакам самих эффузивов, преобладали извержения в субаэральных условиях.

Пирокластические образования играют подчиненную роль (не более 5% всей массы вулканитов комплекса). В основной своей массе они сосредоточены по периферии рассматриваемой структуры, тогда как в центральной ее части встречаются эпизодически. Также неравномерно распространены они и по разрезу: отчетливое тяготение к верхним горизонтам и почти полное отсутствие в нижних. В разрезе они чередуются с лавами, образуя либо небольшие прослои и линзы (протяженность 200–300 м и мощность 10–30 м), либо целые горизонты мощностью до 100 м. Туфы не только переслаиваются с лавами, но и сменяют их по латерали.

Туфы андезитов и андезитобазальтов представлены агломератовыми, псефитовыми и псамитовыми разностями. С уменьшением

размеров частиц литокластические туфы сменяются кристаллокластическими. Преимущественное развитие лито- и кристаллокластические туфы получили южнее руч. Камышор. Здесь туфы слагают небольшие поля неправильной формы либо вытянутые в субмеридиональном направлении породы. По цвету туфы не отличаются от пород эффузивной фации. Обломки достигают 5-6 см в поперечнике, чаще - нескольких миллиметров. Форма их угловатая, но с оплавленными (округленными) краями. Сортированность обломков плохая. Количество в массе породы их варьирует от 10 до 70%.

В верховьях ручьев Тальбейягакоче и Хообыктайюган вскрывается бомбовый горизонт общей площадью около 15 км². В русле первого ручья выходы бомбового горизонта прослеживаются на расстоянии до 2 км, а во втором ручье - около 1 км. Бомбовый горизонт перекрывается нормальными лавовыми потоками андезитов. Основная его масса зеленоватого цвета, бомбы более светлой окраски. Обломочный материал различной крупности: от пепловых частиц до бомб с размерами от 0,5 до 10-15 см в поперечнике. Бомбы имеют овальные очертания, близкие к грушевидной форме. В некоторых случаях наблюдается ориентировка длинной оси по сланцеватости (флюидалности) основной массы, чаще же бомбы разно ориентированы, что является свидетельством значительной вязкости лавового потока вследствие охлаждения (застывания). Разные элементы залегания, замеренные по флюидалности и слоиности (азимут падения - 70, 110, 125, 300°, а углы падения - 40, 50, 55, 80°), говорят только о неровностях палеорельефа, и по ним нельзя точно установить местонахождение центра вулканического аппарата. Принимая во внимание интенсивную складчатость, мощность горизонта можно считать приближающейся к 200 м. И бомбы, и цементирующая их масса сильно карбонатизированы и хлоритизированы. Интенсивная хлоритизация характерна для всех пирокластических образований.

Субвулканические образования комплекса представлены многочисленными дайками меланократовых и нормальных диабазов, штокообразными телами габбро-диабазов и диоритов. Дайки имеют северо-восточное и субмеридиональное простирания, встречаясь как одиночно (редко), так и в виде серий (или узлов). Полоса даек протягивается в северо-восточном направлении от верховьев ручьев Левый и Правый Шервож до низовьев руч. Хообыктайюган. Мощность даек - от первых метров до нескольких десятков (до 150 м, чаще же до 30-50 м), протяженность - 150-500 м. Дайки, как правило, не дифференцированы - по всей мощности одинаковая зернистость и минеральный состав. В строении отдельных тел наблюдается некоторая зональность: центральная часть полнокристаллическая, а периферическая - вплоть до афировой. Приконтактовые изменения выражены в непоместном маломощном ороговиковании (обычно первые сантиметры). В одной из даек (водораздел ручьев Манюкуяга и Янескеулектальба) нами обнаружено шлировое магнетитовое оруденение. Кроме даек имеется несколько тел крупнозернистых интрузивных

габбро-диабазов с площадью выходов от 0,1 до 0,7 км². Форма тел близка к изометричной. Только самое крупное, западное тело вытянуто в меридиональном направлении с расширяющимся северным и „выклинивающимся“ южным окончанием. В этих телах дифференциации тоже не наблюдалось, либо она проявлена очень слабо (незначительное укрупнение зернистости к центральным частям тел).

На поперечной гряде, являющейся водоразделом ручьев Янескеу-лектальба и Манюкуяга, обнажены выходы мелко- и среднезернистых серо-зеленых кварцевых диоритов (тоналитов) — три штокообразных тела, удлинено-вытянутые в широтном направлении: центральное — самое большое по площади (1,05 км²), два других — меньше (0,65 и 0,56 км² соответственно). Не исключено, что эти тела, разделенные между собой отрицательными задернованными формами рельефа, являются апикальными частями большого интрузива, не вскрытого денудацией. На левобережье руч. Янескеу-лектальба, при выходе его из горной части, вблизи контакта диоритов с мраморизованными известняками образуется гранатовый скарн с убогой вкрапленностью магнетита. Обнажен участок скарнирования в несколько квадратных метров. Самое западное тело прорвано в субмеридиональном направлении двумя маломощными (до 15 м) дайками зеленовато-серых диабазов. Дайки располагаются друг от друга на расстоянии около 50 м, параллельно между собой, с азимутом простираения контактов в 15°. В приконтактных частях наблюдаются небольшие зоны закалки.

Н я р м и н с к и й к о м п л е к с

В состав нярминского вулканического комплекса автор включает всю толщу эффузивов основного состава, располагающуюся в северной части Оченырдынского антиклинория.

По своей стратиграфической приуроченности все вулканогенные базальтоидные образования входят в состав толщи объединенных лядгейской и очетывисской свит. В нижних частях разреза вулканогенной толщи нярминского комплекса развиты осадочные метаморфизованные породы (кварцево-сланцевые и филлитовидные сланцы, алевроитовые песчаники) энганзпэйской свиты венда, что и определяет ее нижнюю возрастную границу. По всему вулканогенному разрезу в незначительных количествах встречаются метаморфизованные кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты и мелкозернистые песчаники. Эти отложения развиты в виде прослоев небольшой мощности (обычно в несколько метров, реже — несколько десятков метров) и линз.

Вулканические образования развиты на территории от р. Мал. Кары на юге до хр. Кызыгейнырд на севере, занимая площадь около 600 км² (рис. 6). Восточная граница распространения комплекса ограничена зоной Западного глубинного разлома, а западная — Западноуральским надвигом. Породы комплекса залегают в осевой части Оченырдынского антиклинория, слагая ядра Борзовской, Оченырды-

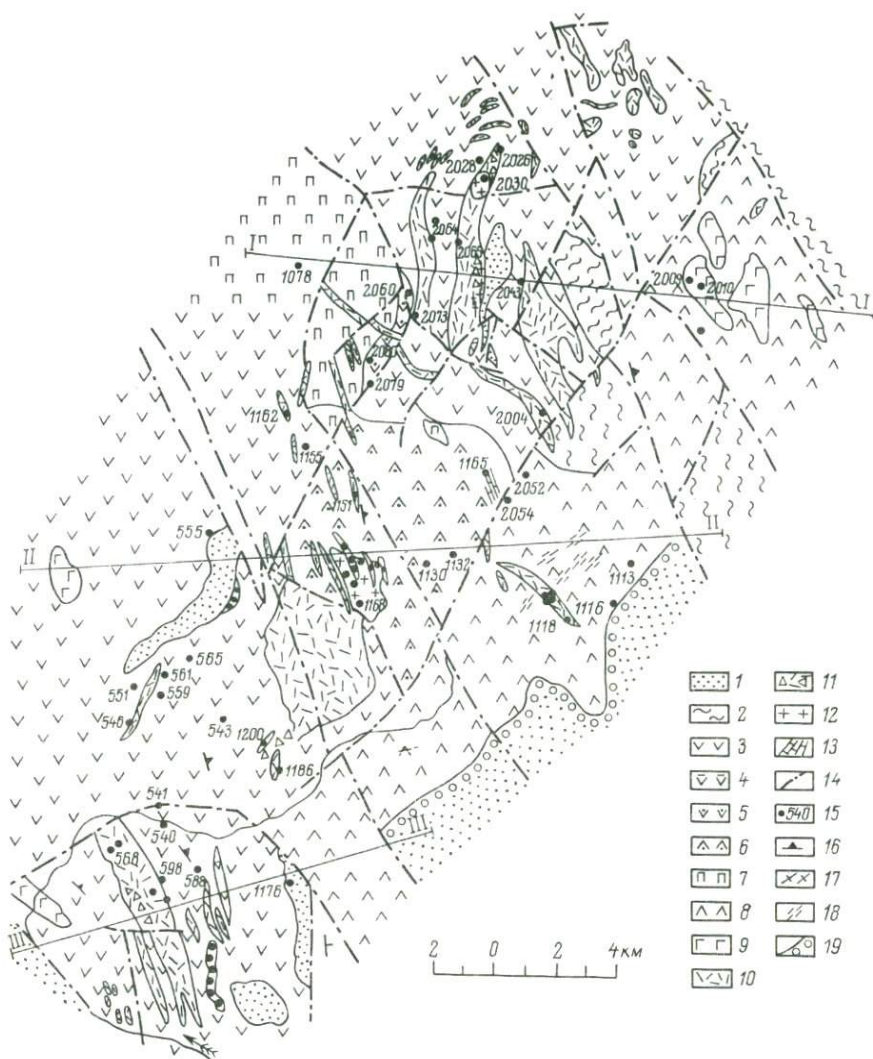


Рис. 6. Схема распространения няринского и борзовского комплексов. Составили Б.А. Голдин, В.И. Мизин.

1 - кварцито-песчаники (O_1); 2 - кварцево-сланцевые, филлитовидные, кремнисто-углистые сланцы, содержащие прослои алевролитов и мелкозернистых песчаников (R_3-V_1); 3-9 - няринский комплекс (3 - базальты, 4 - диабазы субвулканические, 5 - габбро-диабазы, 6 - андезитобазальты, 7 - андезиты, 8 - базальты с зеленокаменным перерождением, 9 - габбродиабазы); 10-12 - борзовский комплекс (10 - липариты, 11 - туфы липаритов, 12 - граниты и микропегматитовые граниты); 13 - зона карбонатизации; 14 - тектонические нарушения; 15 - места отбора проанализированных проб; 16 - элементы залегания; 17 - зоны рассланцевания; 18 - эпидотизация; 19 - базальные конгломераты.

ской и Лымбатокызыгтейской антиклинальных структур, осложненных более мелкими складками и многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Простираение пород преимущественно северо-восточное и субмеридиональное, с меняющимися падениями от юго-восточного до северо-восточного, с углами в пределах 50–70°.

Среди вулканических образований нярминского комплекса выделяются три вулканические фации – эффузивная, пирокластическая и субвулканическая.

Эффузивы образуют потоки и покровы, которые в некоторых разрезах переслаиваются с осадочными породами мощностью 1–3 м. Мощность покровов весьма устойчива и колеблется от 30–50 до 100–250 м. Переслаивание эффузивов и осадочных пород является свидетельством неустойчивости тектонического режима района.

Петрографические типы по составу отвечают базальтам, андезитобазальтам, андезитам, реже – диабазам.

По внешнему облику породы чрезвычайно разнообразны: серого, темно-серого, светло-зеленого, зеленого цвета часто с лиловым или сиреневым оттенками, обычно сильно рассланцованы (особенно вблизи разломов), полосчатые, флюидалльные, плоччатые, реже – массивные с глыбовой отдельностью. Широко распространена афирровая разность вулканитов. Иногда отмечаются отчетливые порфиновые выделения плагиоклаза (1–4 мм по удлинению) и зеленого пироксена (до 2 см). Довольно часто встречаются миндалекаменные разновидности с размером миндалин от нескольких миллиметров до 3 см в поперечнике. Более крупные миндалины имеют уплощенную форму и длинной осью ориентированы по флюидалльности или полосчатости. Инкрустированы миндалины различными низкотемпературными гидротермальными минералами – кальцитом, кварцем, хлоритом и эпидотом. Преобладают мономинеральные выполнения миндалин. Мощности горизонтов, содержащих миндалины, – 1–3, реже 5 м. Миндалекаменные разности тяготеют к верхним горизонтам покровов или толщи в целом, другие же не имеют видимой определенной приуроченности к какому-либо горизонту покровов. Все породы находятся в переслаивании и с трудом расчленяются.

Все разновидности пород рассечены прожилками безрудного кварца мощностью от 0,5–2 до 10 см в раздувах. Чаше всего прожилки согласны сланцеватости пород и редко занимают секущее направление. Наибольшее число таких прожилков встречено вблизи зон разломов. Минеральный их состав не зависит от их ориентировки относительно сланцеватости. В бассейне р. Няръмыги отмечены редкие (согласные сланцеватости) прожилки с голубовато-зеленым тремолит-асбестом до 10 см мощностью, чаще же в несколько миллиметров, и протяженностью 10–15 м. В районе горы Лымбатопэ, верховьях р. Лымбыгояги, на хр. Кызыгтейнырд интенсивно развита эпимагматическая гематизация пород. Здесь же наблюдались сильно рассланцованные диабазы, превращенные в гематитовые сланцы, часто лишенные реликтов первичных структур. В бассейне руч. Тизнезашор породы андезитобазальтового состава подвергнуты сильной

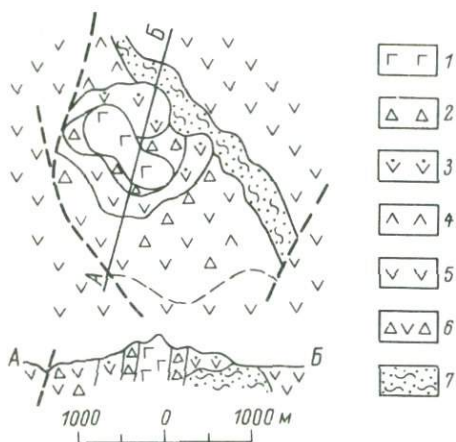


Рис. 7. Схема строения Лядгейской вулканической постройки. Составили Б.А. Голдин, В.И. Мизин.

- Г Г 1
- △ △ 2
- ▽ ▽ 3
- ∧ ∧ 4
- ▽ ▽ 5
- △ ▽ △ 6
- □ 7

1 - диабазы; 2 - лавобрекчии диабазов; 3 - лавовые базальты; 4 - андезиты; 5 - лавы и пирокласты андезитобазальтового состава; 6 - кварц-серпичитовые сланцы с линзами и прослоями песчаников и конгломератов.

эпидотизации, которая, начинаясь с небольших прожилков, постепенно захватывает всю массу породы вплоть до образования эпидотитов.

Пирокластические разности базальтоидных пород занимают небольшую площадь, представлены мелкообломочными туфами и отмечены в районе гор Лядгей и Лымбатопэ, а также в среднем течении руч. Тизнезашор.

Основные вулканыты нярминского андезитобазальтового комплекса являются продуктами довольно крупных подводных (мелководных) полигенных вулканов трещинного типа. Вулканы центрального типа либо были весьма редкими, либо плохо сохранились. Нами обнаружены реликты палеовулкана, расположенного южнее истоков Мал. Лядгея (рис. 7). В строении палеовулкана принимают участие преимущественно вулканыты основного состава в жерловой и околожерловой фациях; средние породы составляют не более 1-3% общего объема постройки. Отчетливо выделяются жерловая и прижерловая фации, а также большое количество субвулканических тел. Основной канал представлен нечком, сложенным плотными мелкозернистыми диабазами, по форме вытянутым в северо-западном направлении и имеющим размеры 1000х250-300 м. Жерловина окружена концентрически-прерывистой зоной лавовых брекчий того же состава, образующих контур шириной около 100 м. Жерловые брекчии характеризуются однородным составом обломков размером от 1-2 до 10 см в поперечнике, имеющих неправильную и остроугольную форму. Обломки обволакиваются лавовым цементом и имеют расплывчатые, как бы „растворенные“ края, что свидетельствует о начинающемся переплавлении.

С севера постройки на потоках базальтов залегают несколько потоков андезитов общей мощностью до 60 м, которые вновь перекрываются пачкой (80 м) базальтов, а с востока и юга на базальтах залегают эффузивные и пирокластические породы андезитобазальтового состава. В пределах вулканической постройки развита серия эпидотитовых и кварц-эпидотитовых жил самой разнообразной фор-

мы и размеров. Особенно сильно развиты неравномерная эпидотизация и окварцевание брекчиевых пород, придающие им неравномерную, пятнистую окраску.

Жерловые тела из-за их малого размера и наложенных зеленокаменных процессов выделяются очень плохо. Иногда же установить их возможно по грубой концентрической зональности, выражающейся в смене брекчиевидных пород флюидалными от периферии к центру.

Субвулканические образования габбро-диабазов, диабазов и габбро-диоритов не имеют значительного распространения, но довольно равномерно размещены по району.

Субвулканические тела представлены дайками и небольшими силами размерами от 250 м до 2,5 км в длину при мощности до 150 м. Иногда на контакте встречаются прослой и линзы (5-10 см) яшмовидных пород. Тела обычно залегают согласно с вмещающими их покровными образованиями. На западном склоне горы Борзова выделяются два сближенных тела среднезернистых габбро-диабазов штокообразной формы. Эти субвулканические тела, по-видимому, можно рассматривать как магмоподводящие каналы.

Ингузивная природа этих тел доказывается наличием экзоконтактовых изменений и заливов в вышележащие породы.

Б о р з о в с к и й к о м п л е к с

Породы этого комплекса (дациты и липариты) тесно связаны с площадью распространения нярминского комплекса. Стратиграфическое положение дацитолипаритового комплекса определяется тем, что слагающие его тела несогласно налегают на эффузивную толщу нярминского и чаще наблюдаются ингузивные взаимоотношения (рис. 6). Это и позволяет их считать более поздними и самостоятельными образованиями. Вулканические извержения этого этапа характеризуются сравнительно низким коэффициентом эксплзивности ($E = 1-10\%$), что, по-видимому, объясняется относительно слабой насыщенностью магмы летучими.

Кислые вулканы этого комплекса представлены следующими фациями: эффузивной, субвулканической, вулканопластической и жерловой, резко различающиеся друг от друга по объему, ими занимаемому в общем разрезе вулканогенной толщи.

Эффузивные образования распространены очень ограниченно и представлены лавами и лавобрекчиями. Лавы образуют отдельные потоки или встречаются в виде серии потоков протяженностью от 15-25 м до 1-1,5 км с колебаниями мощности от 0,5-1,5 до 150-200 м. В боковых и фронтальных частях потоков эффузивов появляется брекчиевидная текстура (правобережье р. Мал. Лядгей). По размерам, характеру отдельности и текстурным особенностям выделяются несколько типов потоков.

В истоках р. Мал. Лядгей вскрыта серия небольших (длиной в 200-250 м) потоков караваяобразной формы. Мощность потоков

от нескольких до 30–70 м в раздувах. Лавы, слагающие потоки, имеют довольно однородное массивное строение с редкими миндалинами округлой формы, минерализованными серицитом, кварцем и микроклином. Количество миндалин невелико (1–2% объема породы), а размеры колеблются от 0,2 до 2,0 мм. Характерна пластовая отдельность в срединной части потоков и большая степень расслаивания в кровле. Лавобрекчии состоят из остроугольных обломков лав размером от 0,5 до 5–10 см, изредка больше, сцементированных лавовым материалом того же состава. Ширина выходов лавовых брекчий не превышает 10 м.

На водоразделе рек Няры и Лядгея развиты более мощные расчлененные потоки зонального строения. Грубо выраженная зональность в них подчеркивается переслаиванием миндалесодержащих и флюидалных прослоев лав. При этом в маломощных потоках флюидалная текстура прослеживается по всей мощности, а в более мощных – только в верхних частях, постепенно сменяясь массивными разностями. Флюидалность часто повторяет изгибы неровностей контакта потока с нижележащей толщей; таким же образом ориентированы удлиненные миндалины, подчеркивающие флюидалность преимущественно в краевых частях потоков. Мощность таких расчлененных потоков колеблется от 10 до 120 м.

Нередко наблюдаются отдельные горизонты, сложенные брекчированными лавами, образовавшимися при взламывании застывшей поверхности потока и цементации обломков подвижной лавой того же состава. Размер обломков колеблется от нескольких миллиметров до 5–6 см, реже – больше. По периферии обломки имеют тонкую (от долей до первых мм) зону закалки, представленную стекловатой (фельзитовой) оторочкой. Брекчированные лавы переслаиваются с собственно лавами и породами пирокластической фации. Мощность этих горизонтов достигает 60–70 м. По простиранию лавобрекчии фациально переходят в лавовые и пирокластические разности.

Субвулканические образования распространены значительно шире, чем эффузивные. В большем или меньшем количестве они присутствуют на всех участках рассматриваемого района, слагая небольшие по размерам тела, частью конкордантные с вмещающими породами, частью имеющие с ними секущие контакты. В некоторых случаях в одной и той же залежи согласное залегание в пределах верхнего и нижнего контактов сменяется секущим на флангах с образованием апофиз.

Значительная концентрация субвулканических тел наблюдается в пределах древних вулканических построек. По времени формирования эти тела подразделяются на две группы: тела, синхронные с вмещающими их эффузивами, и тела, завершающие вулканический цикл данного этапа. Последние представлены дацитами и реже липаритами, только с крупными вкрапленниками кварца. Наиболее раскристаллизованные разности имеют облик интрузивных пород, однако с наличием постепенных переходов. Наиболее поздние субвулканические образования слагают многочисленные штоки, неправильной формы залежи и дайки среди эффузивов и пирокластических пород

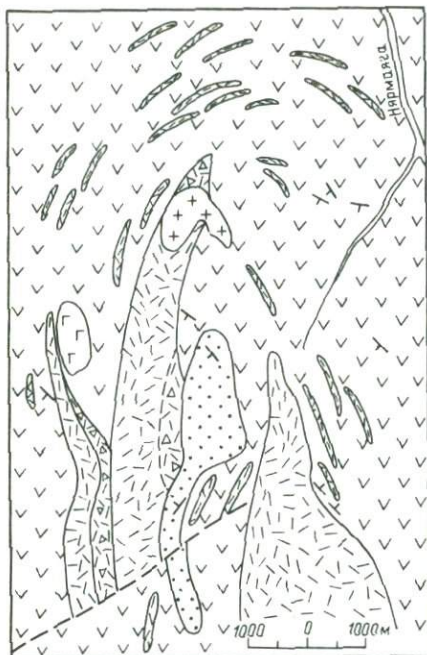
кислого состава. Размеры наиболее крупных тел достигают по площади 1–8 км², обычные же их размеры – 200–400 м². Преобладают липариты светло-желтого цвета, осветленные в результате широко проявившихся окварцевания, серицитизации, карбонатизации и пиритизации. В области выклинивания тел липаритов, в зоне их экзоконтакта, среди базальтов развита серия кварцевых прожилков, иногда кварц-эпидотовых. Жилы выполнены молочно-белым непрозрачным кварцем, изредка на контакте с вмещающими основными эффузивами отмечаются хлоритовые оторочки. Мощность жил – 0,3–0,8 м. Жилы согласны сланцеватости эффузивов. В некоторых жилах отмечена очень мелкая вкрапленность пирротина.

Дайки редко превышают 10–15 м мощности, но характеризуются значительной протяженностью (до 1,5–2 км). Падение даек крутое (70–80°), обычно в восточных румбах. В зонах экзоконтактов наблюдается рассланцевание, серицитизация, окварцевание. Ширина зоны контактовых изменений пород не превышает 3–5 м. Некоторые из даек широтного простирания рассечены кососекущей серией кварцевых и кварц-полевошпатовых жил. К северу размещение даек контролируется дугообразными зонами разломов (рис. 6).

На горе Борзова расположено крупное, вытянутое в северо-западном направлении субвулканическое тело липаритов длиной примерно 7 км и средней шириной около 1 км. К югу оно выклинивается. Падение контактов крутое (около 70°) в западных румбах. Западная экзоконтактовая зона интенсивно рассланцована и пиритизирована. Ширина этой зоны превышает 15 м. Причем пиритизация захватывает и сами липариты. Тело сложено массивными лиловыми липаритами и их туфами, наиболее сильно развитыми в средней части тела, у западного контакта. Сортированность туфовых обломков плохая: 3,5x1,5, 1,5x2, 1x0,9, 0,2x0,2 см. Обломки липаритов удлиненной и изометричной форм, редко угловатые, но и в этом случае углы их сглаженные (оплавленные). Цементирующая масса насыщена порфиrowыми вкрапленниками розового и мясо-красного полевого шпата.

В целом субвулканические образования липаритов – это тела с массой апофиз протяженностью большинства из них 70–100 м, которые в конце расщепляются на множество быстро выклинивающихся даек и жил (Охотников, 1972). Липариты обладают плотным массивным сложением и однородностью текстурных особенностей, и лишь в некоторых типах в зоне контакта с вмещающими породами развиваются флюидальные и миндалекаменные разности. Более поздние по времени формирования субвулканические тела представлены обычно дацитами: их дайки секут крупные субвулканические тела липаритов. Они распространены значительно шире, чем их эффузивные аналоги. Слагают штоки, силлы, дайки и неправильной формы тела. Отдельные наиболее крупные тела достигают 500–1000 м. Субвулканические дациты обладают характерной глыбовой отдельностью.

Анализ геологического положения позволяет высказать некоторые соображения о глубине формирования субвулканических тел.



∇∇ 1
 — — 2
 + + 3
 ○ ○ 4
 ∇ ∇ 5
 ⊠ ⊠ 6

Рис. 8. Строение вулканической постройки у оз. Тизнезато. Составили Б.А. Голдин, В.И. Мизин.

1 - андезитобазальты; 2 - габбро; 3 - микропегматитовые граниты; 4 - песчаники (O_1); 5 - липариты; 6 - туфы липаритов.

Почти полное отсутствие контактовых изменений, исключая сантиметровую зону закалки, присутствие неизменных ксенолитов вмещающих пород, миндалекаменных текстур в апикальных частях залежей — все это свидетельствует о небольших глубинах их становления. Как показали опыты по нагреванию пород под давлением (Бурикова, 1972), пустоты могут образовываться в кислых породах на глубине 50–60 м. Локализация субвулканических тел в эффузивных породах сходного состава по всему разрезу, при условии разновозрастности, также ограничивает глубину их образования десятками или первой сотней метров.

Кислые вулканы дацитилипаритового комплекса слагают крупные (подводные, а на завершающей стадии — наземные) полигенные вулканы центрального типа (стратовулканы) до 2–3 км в диаметре, нередко осложненные провалами типа вулканотектонических депрессий. Значительно реже они образуют моногенные вулканические постройки в виде выжатых и выдавленных экструзивных тел.

Полукольцевая вулканическая структура без выраженной кальдеры опускания закартирована нами в районе водораздела рек Лядгея и Нярьма, к северо-западу от оз. Тизнезато (рис. 8). Эта структура фиксируется прежде всего системой даек, иногда полукольцевых, и лавокластических тел липаритов, очерчивающих прерывистой полосой овал размером по субмеридиональной оси около 15 км при ширине 6–8 км. Предполагаемое основное жерло (приблизительно 3,5 км в диаметре) структуры в пределах массива вулканических перекрыто нижнеордовикскими песчано-конгломератовыми отложениями. По периферии вулканической постройки установлены останцы вулканических покровов флюидальных липаритов, полого ($30-40^\circ$) перекрывающих голшу энганзэйской свиты.

В южной части описываемого района (гора Борзова, истоки р. Мал. Кары и т.д.) также встречается ряд палеовулканических по-

строек, среди которых преобладает промежуточный или нормальный тип ($E = 34-66\%$). Этот тип построек обычно представлен полигенными палеовулканами центрального типа, среди которых преобладают сложные по развитию стратовулканы. Выявленные вулканические сооружения образуют „цепочку“ северо-восточного простирания, протягивающуюся от горы Борзова до горы Хахарэмпа.

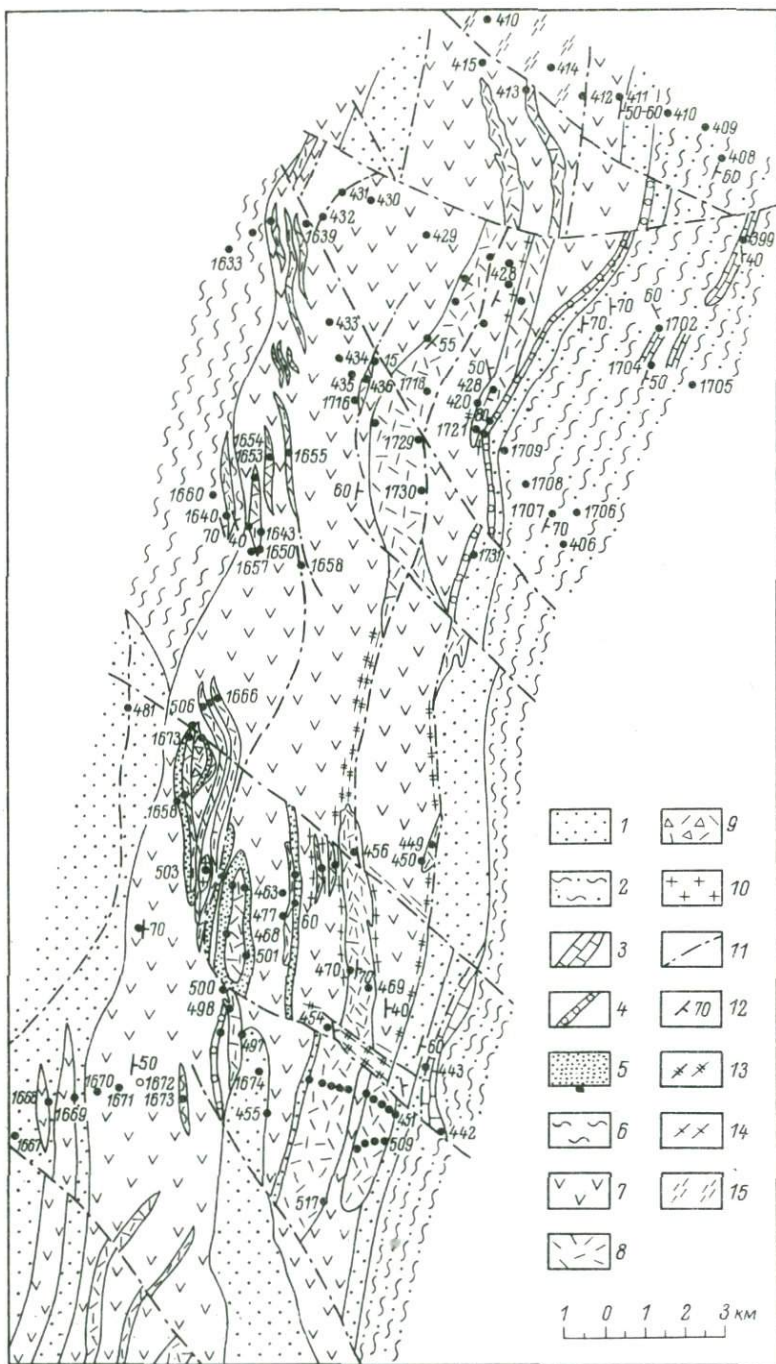
И з њ я х о й с к и й к о м п л е к с

Породы изъяхойского комплекса входят в верхнюю часть разреза бедамельской серии и нижнюю часть хойдышорской свиты. В структурном отношении вулканогенные образования комплекса приурочены к ядрам отдельных антиклиналей — Пайпудынской, Изъяхойской, Лекынтальбейской. Эти вулканиды на хр. Изъяхой в 1954 г. В.Н. Охотниковым были объединены в изъяхойскую свиту среднего ордовика. Ю.Б. Евдокимов и И.А. Петрова (1965) относили изъяхойскую свиту к доордовика со стратотипическим разрезом по руч. Изъяшор (западный склон хр. Изъяхоя). Позднее Ю.Б. Евдокимов при подготовке корреляционной схемы магматизма Полярного, Приполярного и Северного Урала ввел вулканогенную толщу в состав хойдышорской свиты венда-кембрия.

Вулканогенные образования хр. Изъяхой, выделенные автором в базальтовый комплекс (рис. 9), пространственно связаны с песчаниками и алевролитами хойдышорской свиты, очень часто сменяющимися зеленовато-серыми серицито-кварцевыми сланцами венда-кембрия. Вулканогенная толща несогласно перекрывается лиловатыми крупно- и среднезернистыми кварцитовидными песчаниками нижнего ордовика. Толща кварцитовидных песчаников падает под углом $35-40^\circ$ на восток, а тела древних вулканидов и слои, сложенные продуктами их метаморфического изменения, имеют более крутые углы падения ($60-75^\circ$). В нижней части существенно вулканогенной толщи наблюдается переслаивание мелкозернистых песчаников и серицито-кварцевых сланцев с основными вулканидами (рис. 10).

Среди вулканидов изъяхойского комплекса выделяются эффузивная, пирокластическая и субвулканическая фации.

Эффузивные образования представлены не выдержанными по простиранию и мощности лавовыми покровами и потоками. Чаще всего лавы слагают тела пластового облика мощностью от 1 до 100 м. Иногда встречаются пачки переслаивания отдельных потоков (покровов) с туфопесчаниками и туфосланцами мощностью до 300 м. В разрезе вулканогенной толщи преобладают базальты, преимущественно афировой структуры. Реже встречаются андезитобазальты и андезиты. Для всех разновидностей основных эффузивов характерен темно-зеленый цвет. По внешнему облику их петрографические различия практически не отличимы друг от друга. Чаще всего породы имеют сланцеватую, полосчатую либо миндалекаменную текстуру и очень редко массивную. Миндалекаменные базальты встречаются преимущественно в подошве и кровле



покровов. Миндалины величиной от нескольких миллиметров до 2-3 см в поперечнике выполнены кальцитом, кварцем и цеолитом. Мощность отдельных потоков колеблется от 10-15 до 170-200 м, а суммарная их мощность около 800-900 м. Среди лавовых толщ наблюдаются прослои и линзы пирокластических и осадочных пород (зеленовато-серых и бледно-лиловых среднезернистых песчаников, серицит-лориткварцевых сланцев) мощностью от первых до 30-40 м. Эффузивные породы подвергнуты интенсивному гидротермальному преобразованию - эпидотизации, хлоритизации, стильпноментализации, которые затушевывают первичные структуры и текстуры. Эпидотизация и хлоритизация, развитые довольно равномерно, придают породам зеленый оттенок. Сильпноментализация заграживает основные эффузивы в зоне контакта с кислыми субинтрузиями. Широко развиты кварцевые, кварц-эпидотовые и кварц-карбонатные жилы. Все жилы располагаются согласно залеганию вулканитов. Кварц-карбонатные жилы часто содержат гематит. На хр. Изъяхой зафиксированы кварц-карбонатные жилы с гематитом мощностью до 30 см и видимой протяженностью 15-20 м.

Пирокластические образования слагают небольшое количество прослоев размерами 500x50-100 м. Туфы в своем составе содержат обломки всех разновидностей основных пород. Угловатые, размером от 3-5 мм до 10 см, эти обломки слагают до 30-40% объема породы. Прослои туфов обычно рассланцованы. Цементирующая масса сильно эпидотизирована и хлоритизирована. В меньшей мере вторичным изменениям подвергнуты обломки.

Субвулканическая и гипабиссальная фации (штоки, дайки и пластообразные тела габбро-диабазов и диабазов) не имеют столь широкого распространения, как покровные образования. Пластообразные тела залегают согласно с вмещающими их основными эффузивами. Мощность их колеблется от

Рис. 9. Схема геологического строения Изъяхойской антиклинали. Составили Б.А. Голдин, В.И. Мизин.

1-4 - о р д о в и к: 1 - кварцитопесчаники ($O_1 tp$), 2 - кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые известковистые сланцы (O_2); 3 - мраморизованные известняки ($O_2 sh$); 4 - конгломераты и гравелиты ($O_1 tp$); 5-6 - в е н д: 5 - песчаники кварцевые и полимиктовые ($Vchd$); 6 - серицито-кварцевые и филлитовидные сланцы ($Vchd$); 7 - базальты, андезитобазальты и их туфы изъяхойского базальтового комплекса; 9-10 - пайпудинский липаритовый комплекс (8 - липариты и щелочные липариты; 9 - туфы и гуфобрекчии липаритов; 10 - граносиенит-порфиры); 11 - тектонические нарушения; 12 - элементы залегания; 13 - зона разлома, 14 - зона рассланцевания, 15 - эпидотизация. Ц и ф р ы у т о ч е к - номера обнажений (до № 1000 - наблюдения В.И. Мизина, №№ 1600-1700 - наблюдения Б.А. Голдина).

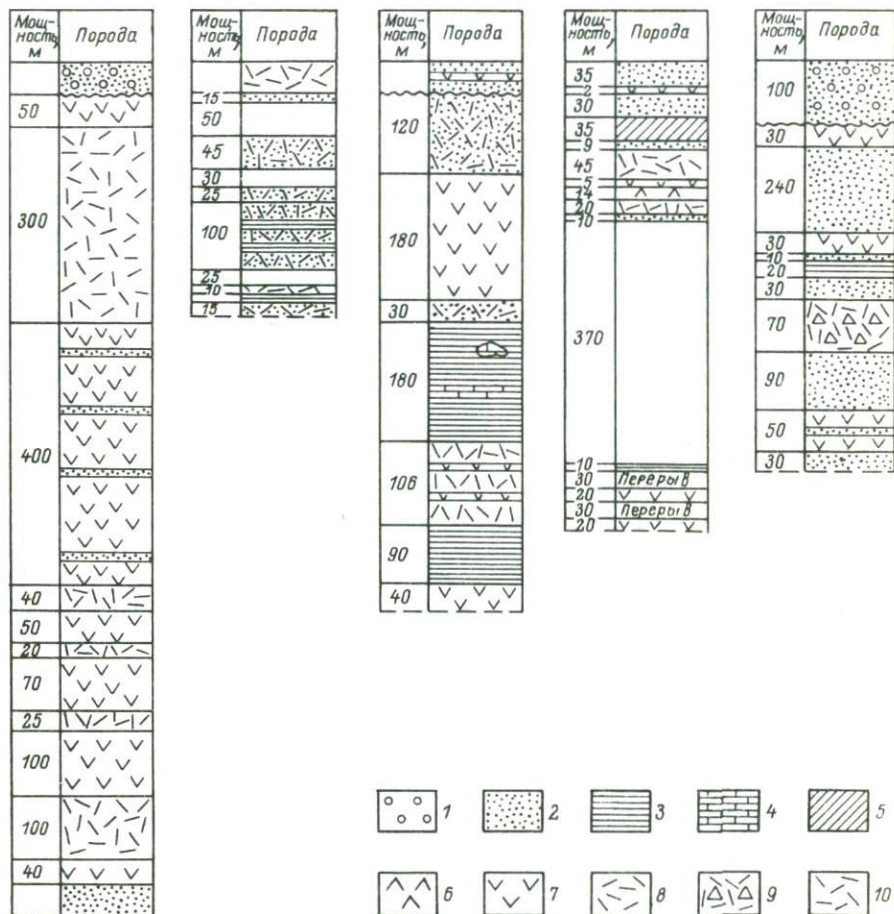


Рис. 10. Разрезы изьяхойского базальтового комплекса и вмещающих его отложений (истоки руч. Изьяшор и р. Усы).

1 - отложения ордовика (кварцито-песчаники, конгломераты и гравелиты); 2-4 - отложения венда-кембрия (2 - песчаники, 3 - филлиты и серицито-кварцевые сланцы, 4 - мраморизованные доломиты); 5-7 - изьяхойский комплекс (5 - зеленые аповулканогенные сланцы, 6 - диабазы, 7 - базальты и андезитобазальты); 8-10 - пайпудынский комплекс (8 - липариты и щелочные липариты, 9 - туфобрекчии липаритов, 10 - туфопесчаники).

30 до 120 м, а протяженность достигает 2–2,5 км. Эндоконтактовая зона этих тел обычно слагается плотными эффузивного облика породами. Дайки имеют северо–восточное простирание, а мощность и длину такие же, как и у силлов. Отличие даек в более крутых (секущие контакты по отношению к вмещающим породам), чем у силлов, углах падения. В узлах пересечения дизъюнктивных нарушений размещаются тела штокообразной формы с площадью обнаженной поверхности до 0,2 км², реже – больше. В этих телах отмечается слабо выраженная зональность: центральная часть тел сложена более меланократовыми разновидностями габбро, а в краевых зонах обычно развиты лейкократовые, более метаморфизованные мелкозернистые габбро.

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ

Петрография

Енганэпэйский комплекс

Андезиты — это серые, зеленовато-серые массивные; реже рассланцованные породы со стекловатым базисом и нередко без видимых макроскопически порфировых вкрапленников. Среди них наиболее распространены афировые, олигофировые и порфировые разновидности, реже отмечаются миндалекаменные (рис. 11, 12). Порфировые выделения, составляющие до 20% объема породы, представлены плагиоклазом, пироксеном и как исключение амфиболом. Размеры вкрапленников достигают 2–4 мм. Основная масса имеет микрофельзитовую, микролиговую, микролепидогранобластовую и микролепидобластовую структуры.

Фенокристаллы плагиоклаза представлены призматическими, таблитчатыми и неправильной формы зернами по составу и размеру

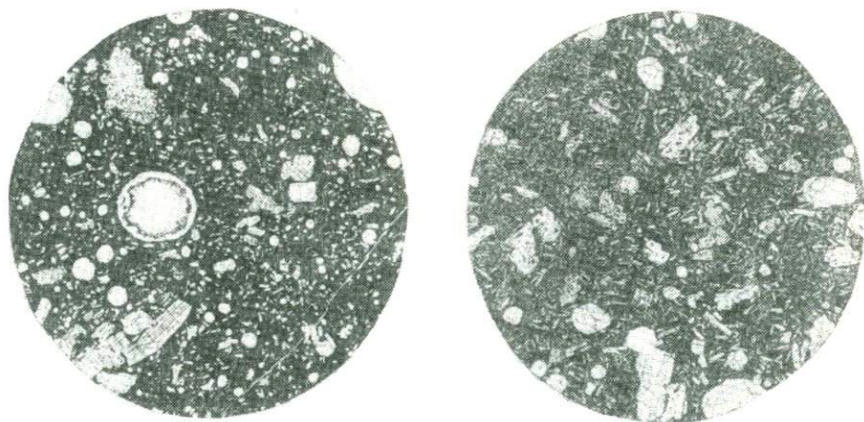


Рис. 11. Андезит миндалекаменный. Без анализатора. Шл. 692, $d = 15$ мм.

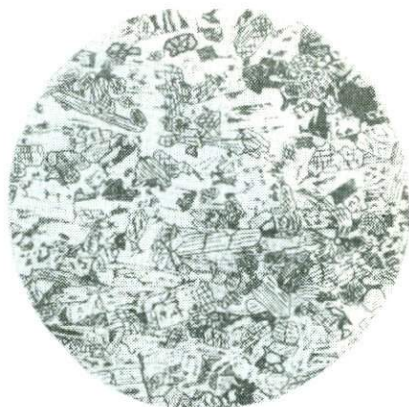
Структура порфировая, основная масса микрофельзитовая, текстура миндалекаменная. В выделениях — пироксен (часто в гломеросростках) и плагиоклаз. Миндалины выполнены кварцем и реже хлоритом.

Рис. 12. Андезит миндалекаменный. Без анализатора. Шл. 756, $d = 15$ мм.

Структура порфировая, основная масса апогиалопитовая, текстура миндалекаменная. Порфировые выделения представлены кристаллами плагиоклаза. Миндалины неправильной и округлой формы выполнены эпидотом и хлоритом.

Рис. 13. Базальт. Без анализатора. Шл. 1554а, $d=15$ мм.

Структура порфировая. В слабоизмененном стекле „плавают“ вкрапленники авгита (с трещинами спайности и поперечной отдельностью). Зерна с высоким рельефом – эпидотом. Черное – ильменит.



не менее двух генераций. Первая генерация – более крупные (3–4 мм) и основные (An_{42-53}), вторая – мелкие (0.5–1 мм) и более кислые (An_{31-38}) плагиоклазы. Кристаллы раздроблены, иногда проплавлены основной массой и имеют бухтообразные залитвы. Довольно редки гломеросростки. Вкрапленники плагиоклаза замещаются кальцитом, который в первую очередь развивается по базису вблизи кристаллического индивида (по-видимому, здесь создается ослабленная растрескиванием при неравномерном охлаждении „зонка“), а затем по микротрещинам захватывает и сам кристалл.

Вкрапленники моноклинного пироксена – бесцветного, часто со слабым буроватым оттенком – представлены зернами короткопризматической и реже неправильной формы длиной до 4 мм. Зерна часто дезинтегрированы и „расташены“ по основной массе. По оптическим свойствам пироксен относится к авгиту или титанавгиту. Как правило, количество зерен пироксена не превышает сосуществующих с ними фенокристаллов плагиоклаза, а чаще же составляет всего 10–15% общего количества вкрапленников. Клинопироксен интенсивно замещается хлоритом, кальцитом, кварцем, актинолитом, лейкоксеном либо эпидотом.

Встречаются весьма редко реликты магматических (интрателлурических) зерен роговой обманки буро-коричневого цвета, обычно очень мелкие и не имеющие определенных кристаллографических форм. По роговой обманке развивается хлорит зеленого цвета, который сливается с хлоритом, развивающимся по основной массе.

Б а з а л ь т ы в наиболее свежих разностях макроскопически имеют темно-серую окраску с зеленоватым оттенком. Структуры пород афировые и порфировые. Основная масса тонкозернистая и стекловатая, с выделяющимися в ней редкими таблитчатыми вкрапленниками темноцветных минералов (рис. 13).

Совместно с плагиоклазом (An_{20-25}) среди вкрапленников размером 0,32х0,33 мм присутствует моноклинный пироксен (авгит и титанавгит) с величиной зерен 10,4–0,8 мм. Состав плагиоклаза не характерен для базальтов, что объясняется его деанортизацией, подтверждением чего является развитие эпидота по плагиоклазу.

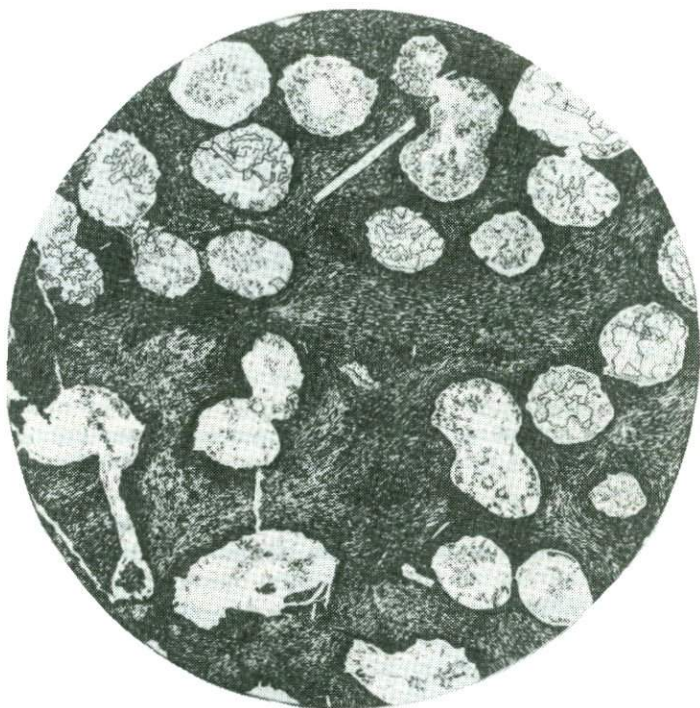


Рис. 14. Миндалекаменный базальт. Без анализатора. Шл. 7, $d = 15$ мм.

Структура афировая, текстура миндалекаменная. Миндалины выполнены кварцем (белое), хлоритом (спутанно-волоконистый агрегат), эпидотом (крап). Рудный минерал (магнетит) образует возле миндалины широкие сплошные непрозрачные каймы.

Основная масса (базис) базальтов сложена микролитами плагиоклаза и пироксена и рудными — ильменитом и ильменомagnetитом, продуктами изменения плагиоклаза, пироксена и вулканического стекла. Судя по вторичным минералам (боулингиту, антигориту и хризотилу), в первичном базальтовом потоке присутствовал оливин. Очень широко развиты миндалекаменные разновидности базальтов. Миндалины выполнены кварцем, хлоритом и эпидотом (рис. 14, 15). Размеры миндалины самые разнообразные: от сотых долей миллиметра до 4–5 см в поперечнике, причем большие миндалины чаще всего имеют уплощенные формы, близкие к двухосному эллипсоиду с соотношением короткой оси к длинной как 1:2. Миндалефиры чаще всего полиминеральны. Определенной зональности инкрустационных минералов не отмечено. Миндалекаменные базальты значительно интенсивней других разновидностей насыщены рудным веществом, сгущающимся вокруг миндалины.

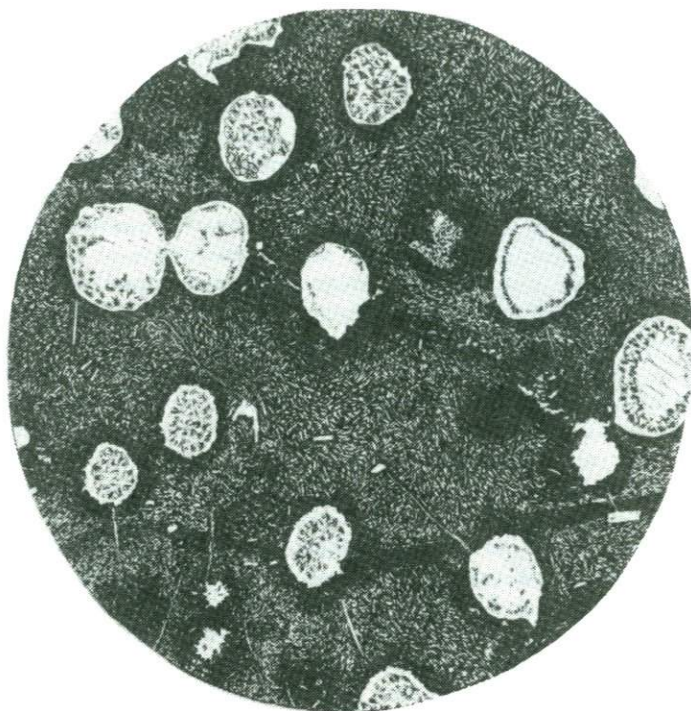


Рис. 15. Миндалекаменный базальт. Без анализатора. Шл. 765, $d = 15$ мм.

Структура афирровая, текстура миндалекаменная. Миндалины выполнены кварцем (белое), хлоритом (войлокоподобный агрегат) и кальцитом (пересекающая спайность). Рудный минерал концентрируется у миндалин широкой плотной полосой.

Д а ц и т ы, внешне не отличаясь от андезитов, имеют такой же стекловатый базис с погруженными в него вкрапленниками плагиоклаза, амфиболов и значительно реже — кварца. Основная масса состоит из бурого стекла либо гранобластового кварц-полевошпатового агрегата. В основной массе наблюдаются отчетливые следы течения. Присутствующие чешуйки серицита еще более рельефно выделяют флюидальную текстуру. Вкрапленники плагиоклаза (An_{15-25}) представлены зернами короткопризматической (1,5–2,0 мм по длинной оси) и неправильной формы и треугольными обломками с острыми краями, придающими породе облик кристаллокластического туфа. Призматические кристаллы обычно ориентированы длинной осью по флюидальности. Редко встречаются слабо зональные кристаллы с узкой краевой зонкой альбита (An_{10}). Самые узкие призмы плагиоклаза изогнуты. Часто зерна плагиоклаза окружены криптозернистой кварцевой „рубашкой“. Двойниковое строение плагиоклаза в большинстве случаев заглушено вторичными процессами, среди ко-

горых наиболее сильно развиты эпидотизация и серицитизация. Встречается большое количество трещиноватых зерен плагиоклаза. Трещины заполнены пылевидным рудным веществом.

Бледно-зеленая роговая обманка представлена кристаллами призматического габитуса с ромбовидными сечениями. Она интенсивно замещается хлоритом. Кроме того, хлорит развивается и по вулканическому стеклу и образует спутанно-волоконистые и реже тонко-чешуйчатые агрегаты бледно-зеленого цвета. Интерференционные цвета — аномальные, лилово-синих оттенков.

Фенокристаллы кварца чаще всего образуют зерна неправильной формы, реже имеют кристаллографический габитус. Размер выделений кварца колеблется от сотых долей миллиметра до 0,3 мм в поперечнике. Иногда порфиновые выделения кварца бывают оплавлены и с бухтообразными заливами основной массы. Часто в мезостази-се наблюдаются округлые миндалины до 3–4 мм в поперечнике. Инкрустируют миндалефиры хлорит и кварц, значительно реже встречается пренит.

Кварцевые диориты — макроскопически это светло-серые с зеленым оттенком массивные мелко- и среднезернистые породы, минеральный состав которых не отличается большим разнообразием: плагиоклаз (27–52%), амфибол (3–29%), эпидот (3–20%), хлорит (1–16%), серицит (следы — 2%). Всегда отмечается повышенное содержание кварца (17–39%), большая часть которого метасоматического происхождения.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми и призматическими кристаллами, не превышающими 4 мм по длинной оси. Наблюдается довольно отчетливый идиоморфизм по отношению к другим минералам. Плагиоклаз сильно изменен (серицитизирован, сосюритизирован, эпидотизирован), но в некоторых кристаллах по симметричному углу угасания определен как олигоклаз-андезин (An_{30}).

Амфибол представлен неправильной формы зернами зеленой роговой обманки с резким плеохроизмом. Размер зерен около 5 мм в поперечнике. Почти все зерна имеют опалитовую кайму. Широко развиты как простые, так и полисинтетические двойники. Часто по двойниковым швам, а равно и по трещинам спайности начинается процесс хлоритизации, иногда доходящий до полного псевдоморфного превращения роговой обманки в хлорит. Хлорит по оптическим свойствам относится к пеннину.

Кварц выполняет пустоты между основными породообразующими минералами, поэтому он не имеет кристаллографических очертаний.

Структура диоритов гипидиоморфнозернистая со следами бластической и катакlastической.

Габбро и габбро-диабазы, слагающие дайки и sillы, представляют собой темно-зеленые, иногда почти черные плотные средне- и крупнозернистые породы. Структура пород офиговая, габбро-офитовая, реже — панидиоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая (рис. 16, 17).

Плагиоклаз (16–63%) интенсивно серицитизирован и сосюритизирован. Иногда серицитизация настолько сильная, что получается

Рис. 16. Габбро-диабаз. Без анализатора. Шл. 1553, $d = 15$ мм.

Структура габброофитовая. Большую площадь рисунка занимает авгит (перекрещивающаяся почти под прямым углом спайность), замещается амфиболом (тонкая спайность). Плаггиоклаз сильно замутнен.



серицитовый агрегат, не действующий на поляризованный свет. В слабо измененных кристаллах по симметричному углу угасания удалось определить состав плаггиоклаза (An_{9-12}). Низкое содержание анортитового компонента можно объяснить процессом деанортитизации при серицитизации и эпидотизации (сосюритизации). Форма выделений часто затусована вторичными процессами, но все же угадываются призматические очертания. Размер кристаллов достигает 3,5–4,0 мм по длинной оси.

Пироксен (10–31%) представлен призматическими кристаллами и зернами неправильной формы. Минерал бесцветный, иногда буроватого цвета. С краев кристаллов, а также по трещинам спайности и отдельности происходит замещение авгита зеленой роговой обманкой, актинолитом и уралитом. Замещение идет иногда до полного псевдоморфного превращения, но в большинстве случаев остаются реликты пироксена в центральной части новообразованной роговой обманки. В ряде шлифов отмечена опацизация пироксена. По химическому составу и оптическим свойствам пироксен отвечает авгиту. Размер кристаллов не превышает 5 мм по удлинению.

Хлорит (пеннин и реже клинохлор) составляет 0,5–21,5% породы, развиваясь по роговой обманке (главным образом) и реже по пироксену. Эпидот (0–23%) замещает плаггиоклаз. Иногда образует радиально-лучистые сростания. Минерал желто-бурого цвета с заметным плеохроизмом. Редко присутствующий кварц явно гидротермального происхождения. Он заполняет интерстиции между породообразующими минералами. Из рудных минералов отмечен лейкоксен (до 1,5 мм в поперечнике), развивающийся по ильмениту. Редко встречаются зерна магнетита. Акцессорные минералы представлены зернами сфена и призмочками апатита.

Вулканокластические породы представлены литокластическими, кристаллокластическими и агломератовыми туфами серо-зеленой, зеленовато-серой, зеленовато-желтой окраски. Основная масса первых двух типов туфов состоит из альбита, хлорита, эпидота, кальцита, кварца и имеет лепидогранобластовую, блас-

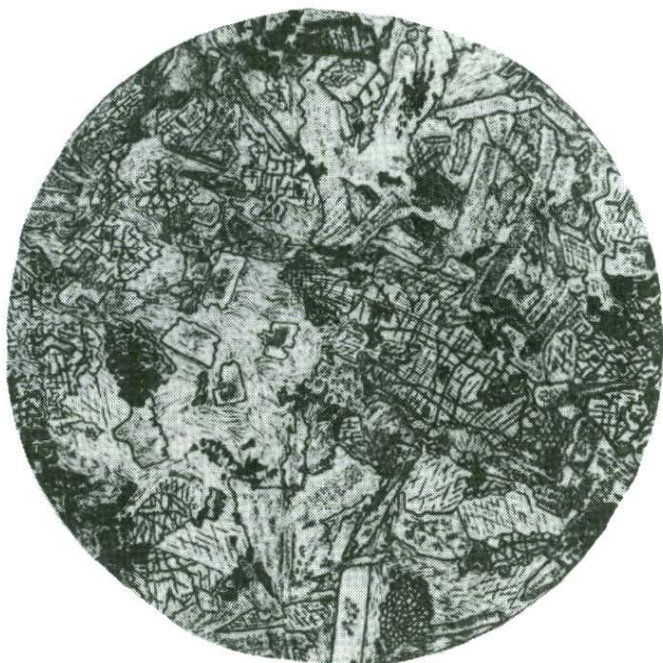


Рис. 17. Габбро. Без анализатора. Шл. 1553е, $d=15$ мм.

Структура габброофитовая. В центре - спутанно-волоконистый хлорит. Плагноклаз замутнен.

гоалевритовую и микрофельзитовую структуры. Кластический материал представлен обломками фенокристаллов плагноклаза и кварца различной формы и величины, а также обломками эффузивов с гиалопелитовой, пилотакситовой, грахитовой и нематобластовой структурами (рис. 18, 19, 20). Основная масса, а иногда обломки пород, насыщена рудной пылью, основная концентрация которой наблюдается у контактов с кластическим материалом.

В агломератовых туфах основная масса нематогранобластовой и лепидогранобластовой структуры состоит из довольно крупных выделений (до 0,2 мм) авгита, плагноклаза, рогульчатых и остроугольных осколков вулканического стекла. Очень интенсивно развит процесс карбонизации. Карбонат (кальцит бесцветный и буроватый, окрашенный гидроокислами железа) заполняет пустоты и трещинки в породе и, кроме того, равномерно распределяется по всему мезостазису. Осколки вулканического стекла нацело замещены зелено-ваго-желтым хлоритом. Неравномерно, в виде вкрапленников отдельных кристаллов и гнездообразных (значительно реже) скоплений, распределяется в основной массе пирита. Чаще всего тонкозернистый пирит оконтуривает тонкой каемкой все кластические образова-



Рис. 18. Туф смешанного состава. Без анализатора. Шл. 766, $d = 15$ мм.

Структура лигокластическая.

Вверху – большой обломок кварцитовидного песчаника. Внизу и слева – обломки андезитов. Цемент кристаллокластический, сложенный обломками плагиоклаза, кварца и пылевидного рудного материала.

ния и подчеркивает флюиальность породы. Основой кластического материала являются вулканические бомбы грушевидной формы (рис. 21). Они состоят из микролитов плагиоклаза и мельчайших зерен пироксена. Структура их микроделеритовая. Стекловатая масса бомб полностью карбонатизирована. Кальцит развивается и в трещинах, и в мелких пустотах; значительно слабее развита хлоритизация. Все бомбы насыщены равномерной вкрапленностью пирита. Однако ближе к периферии и в трещинах вблизи края наблюдается более густое скопление пирита.

Нярминский комплекс

Базальты и андезигобазальты эффузивной фации – плотные, серые, темно-серые с зеленоватым оттенком, зеленые с фиолетовым оттенком породы, массивные,

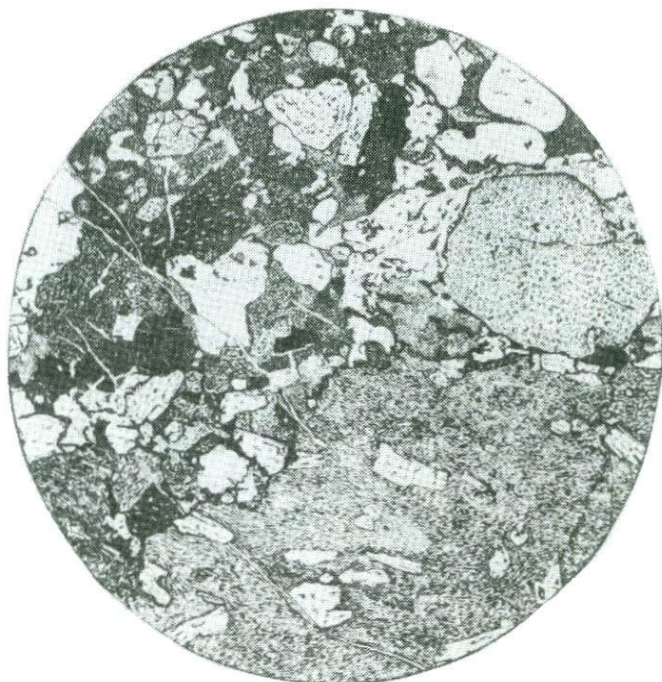


Рис. 19. Туф смешанного состава.

Структура литокластическая. Без анализатора. Шл. 811, $d=15$ мм. Вверху справа – округлый обломок липарита фельзитовой структуры. Почти всю нижнюю половину рисунка занимает обломок андезита. Цемент, сложенный обломками плагиоклаза, реже – кварца, сильно гематитизирован и карбонатизирован.

с глыбовой отдельностью. Вблизи зон разломов они сильно расслоены и заохрены. Местами сохраняются такие признаки эффузивного происхождения, как миндалекаменная текстура. Миндалины – шарообразной или эллипсоидной формы (до 1 см) и выполнены хлоритом, карбонатом, эпидотом и пренитом. Широко распространена афирровая разновидность базальта. Иногда макроскопически устанавливаются отчетливые порфиновые выделения полевого шпата (1–4 мм по удлинению) и зеленого (различных оттенков) пироксена (до 2 см). Вкрапленники в среднем составляют до 25% объема породы и представлены призматическими, реже – таблитчатыми кристаллами альбитизированного плагиоклаза (An_{5-14}) и короткопризматическими кристаллами бесцветного микроскопически авгита ($n_q - n_p = 0,031$, $C : N_q = 41-45^\circ$). Порфиновые выделения плагиоклаза замещены сосюритоподобной массой и альбитом. Вкрапленники авгита замещаются зеленой роговой обманкой и хлоритом. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза размером $0,02 \times 0,1$ мм, „погруженных“ в свет-

Рис. 20. Кристаллокластический туф дацитового состава. Без анализатора. Шл. 794, $d=15$ мм.

Неправильной формы осколки кварца распределены в пепловом цементе. Некоторые осколки замещены хлоритом. Рудный материал у границ кварцевых обломков концентрируется в виде плотной массы.



ло-зеленый, желто-зеленый хлорит (продукт разложения вулканического стекла). Встречаются редкие иголки апатита и циркона. Среди рудных аксессуарных минералов преобладает пирит, реже наблюдается пирротин.

Д и а б а з ы эффузивные — темные, зеленовато-серые порфировые породы. Вкрапленники размером 4 мм составляют 20–25% объема породы и представлены интенсивно соскюригизированным плагиоклазом ($А_{N_{10}}$) и хлоритизированным авгитом ($2V=65^{\circ}$, $c:Nq=50^{\circ}$). Основная интерсергальная и микродиабазовая масса состоит из беспорядочно расположенных длиннопризматических индивидов альбита, в промежутках между которыми размещаются авгит, хлорит, кальцит, эпидот и рудные, представленные ильменитом, гематитом, лейкоксеном и лимонитом. Размер зерен основной массы достигает 0,05 мм.

П и р о к л а с т и ч е с к и е породы комплекса представлены мелкообломочными туфами серовато-зеленого и темно-зеленого цветов. По вещественному составу обломков и цементирующей массы выделяются туфы основного смешанного состава. Структура туфов кристалло- и литокластическая, текстура — кластолавовая и брекчиевая. В основной массе, имеющей гранолепидобластовую и витрокластическую структуры, наблюдаются обломки базальтов, андезитобазальтов, диабазов, липаритов и фенокристаллов полевых шпатов, пироксена и кварца. Форма обломков неправильная, угловатая с размерами от 1 мм до 2–3 см в поперечнике. Обломочный материал составляет 50–80% объема породы. Аксессуарные минералы пород основного состава в туфах — рутит, апатит, лейкоксен и ильменит. Туфы в значительной степени хлоритизированы, серицитизированы и карбонатизированы (кальцитизированы).

Д и а б а з ы и г а б б р о-д и а б а з ы субвулканической фации, образующие дайки и штокообразные тела, — это зеленые, темно-зеленые породы с бластопойкилитовой, гранолепидобластовой, нематобластовой, лепидогранобластовой структурами с реликтами офитовой и габбровой. Породы сложены беспорядочно расположенными кристаллами (до 2,5 мм по длинной оси) плагиоклаза (40–70%), промежутки между которыми выполнены агрега-

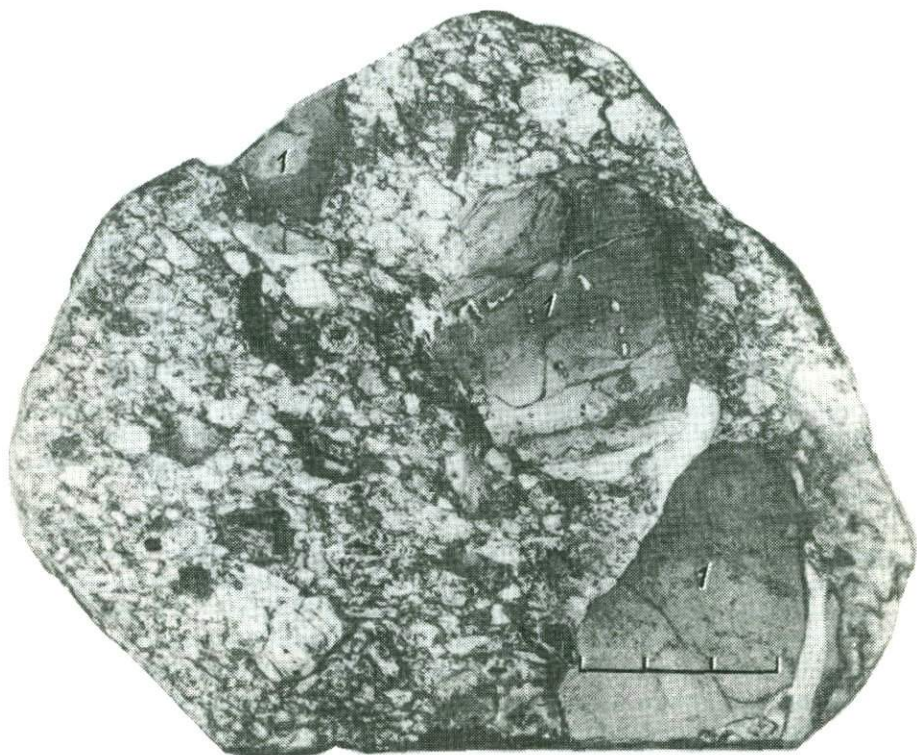


Рис. 21. Вулканические бомбы андезитового состава (1). Приполированный штаф. Обр. 677.

том, состоящим из хлорита, актинолита, минералов эпидот-цоизитовой группы, альбита и лейкоксена по ильмениту. Часто наблюдаются псевдоморфозы амфибола и хлорита по пироксену, составляющему 30–40% объема породы, размером до 3–5 мм. Плагиоклаз почти нацело сосюритизирован и эпидотизирован. Из аксессуарных минералов частыми являются сфен и апатит.

Борзовский комплекс

Среди кремнекислых вулканитов борзовского комплекса выделяются липариты, дацитолипариты и их туфы.

Л и п а р и т ы – светло-серые, розовато-серые, розовато-бурые и красно-бурые породы с микрофельзитовым базисом, на фоне которого видны порфиновые выделения водяно-прозрачного кварца (до 3 мм), плагиоклаза и калишпата (1–7 мм) и редкие миндалины овальной и округлой формы. Порфиновые вкрапленники составляют 7–30% объема породы. Наиболее распространенные структуры

основной массы — сферолитовая, гиалопилитовая, фельзитовая, в меньшей мере пойкилитовая. Флюидальные разности характеризуются полосчатой текстурой, обусловленной чередованием полос шириной от 1–2 мм до 1 см, различающихся тоном и интенсивностью окраски, и также имеют порфиристую структуру. Флюидальность характерна для наименее измененных пород и подчеркивается субпараллельным расположением тонких чешуек слюды (мусковита, серицита) вдоль линий течения лавы. Основными структурно-петрографическими разновидностями являются порфиристые и фельзитовые (афировые) липариты. Среди порфиристых разностей по составу вкрапленников и количественному их соотношению выделяются кварцевые, кварц-полевошпатовые и полевошпатовые. Плаггиоклаз образует призматические кристаллы с простыми и полисинтетическими двойниками. Зерна калишпата имеют таблитчатую форму и часто пелитизированы. Кварц представлен округлыми зернами, из которых наиболее крупные оплавлены и резорбированы. Основная масса (базис) липаритов состоит из кварц-полевошпатового агрегата, обычно перекристаллизованного. Сохранившегося вулканического стекла не наблюдалось. Процессы расстеклования (девитрификации) практически захватывают породы всего разреза и носят региональный характер (рис. 22).

В субвулканических образованиях породы отличаются большей однородностью структур и большим размером вкрапленников, имеющих тенденцию образовывать гломеросростки. В процессе девитрификации независимо от характера первичных структур формируются преимущественно фельзитовые и сферолитовые структуры. Сферолиты образуют скопления или располагаются в виде полос. Бурый оттенок липаритам придает адиагностируемая рудная пыль (вероятнее всего, гематитовая). Удлиненные зерна микроклина часто создают радиальнолучистые агрегаты. Из вторичных процессов наиболее распространенными являются серицитизация и карбонатизация (кальцизация).

Д а ц и т ы — серые, зеленовато-серые, реже розовато-серые породы с массивной текстурой и вкрапленниками плаггиоклаза размером до 2 мм, в среднем составляющего 3–8% объема породы и представленного двумя генерациями: первая ($Ап_{15-20}$) — наиболее крупные, таблитчатые или удлиненно-призматические, иногда оплавленные (или растворенные) интрателлурические выделения; вторая ($Ап_{25-30}$) — зональные кристаллы, по форме и размерам приближающиеся к таблитчатым вкрапленникам первой генерации или образующие короткопризматические кристаллы (0,3×0,5 мм), которые нередко, постепенно уменьшаясь в размерах, как бы растворяются в основной массе. Кварц в виде ксеноморфных зерен занимает интерстиции между кристаллами плаггиоклаза. Второстепенные минералы представлены магнетитом, пиритом, цонзитом, серицитом, калишпатам, лейкоксеном.

Структуры основной массы довольно разнообразны: наибольшее распространение получили микролитовая, пилотакситовая, микропойкилитовая, очень редко фельзитовая и сферолитовая. Интенсивно

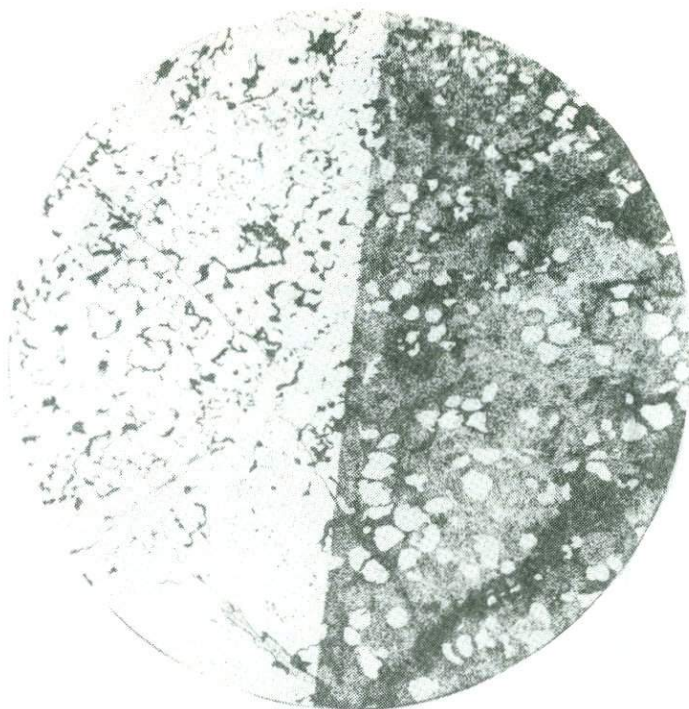


Рис. 22. Липарит. Шл. 1662-1, $d=15$ мм.

Структура микрофйлобластовая. В скрещенных николях (правая половина рисунка) отчетливо наблюдается процесс девитрификации вулканического стекла.

развиты процессы перекристаллизации. Широкое распространение имеют такситовые структуры с преобладанием какого-либо одного типа.

Пирокластические образования кремнекислых пород развиты довольно ограниченно (горы Борзова, Лымбатопэ, хр. Кызыгейнырд). По составу это липаритовые, дацитовые и смешанные липаритодацитовые туфы. В окраске преобладают лиловые оттенки. Размеры обломочного материала варьируют от псаммитовых до агломератовых (до 10 см в поперечнике). Обломки (10-50% породы) остроугольной, реже неправильной и округлой формы, обычно несортированные по крупности. Структуры описываемых туфов кристаллокластическая и литокристаллокластическая. Преимущественно развиты туфолавы и брекчиевые лавы. В кристаллокластических туфолавых обломки представлены рогульчатым кварцем с мозаичным строением, зернами неправильной формы калиево-натриевого полевого шпата, корродированного и альбитизированного с краев, часто с пятнистыми пертитами. Калишпат разбит трещина-

ми, по которым развивается кальцит, в дальнейшем способный заместить все зерно. В промежутках между обломками развита гранобластовая, лепидогранобластовая, витрокластическая, участками лепловая масса, сложенная кварцем, альбитом, эпидотом, хлоритом, серицитом с примесью кальцита и гематита. В аксессуарных количествах присутствуют циркон, пирит, сфен, ортит, лейкоксен.

В литокластических туфах обломки того же состава, что и цементирующая масса. Размер их от долей миллиметра до 10 см. Обломки имеют угловатые формы, но все же преобладают оплавленные. Часто основная (цементирующая) масса бывает пересыщена порфиrowыми вкрапленниками калишпата и плаггиоклаза (до 80%). В обломках пород вкрапленников обычно меньше и преобладают афировые разности.

Изяхойский комплекс

Базальты и андезитобазальты эффузивной фации — массивные, серо-зеленого и темно-зеленого цвета породы, часто рассланцованные, с согласными сланцеватости кварцевыми прожилками. Встречаются как афировые, так и порфиrowые разности. Количество вкрапленников достигает 25%, но обычно значительно меньше. Базальтоиды сложены плаггиоклазом (15-45%), клинопироксеном (10-30%) и продуктами разложения вулканического стекла (20-60%). Основная масса состоит из криптозернистого альбитового агрегата и минералов группы хлорита. Последние придают породе зеленоватый цвет. Вкрапленники плаггиоклаза, представленные таблитчатыми и призматическими зернами длиной 1-3 мм, по составу варьируют от андезина до лабрадора. Вкрапленники пироксена (авгита) представлены зернами неправильной формы и таблитчатыми кристаллами (до 3 мм). Миндалины базальтов, округлой, овальной, реже неправильной формы, выполнены хлоритом, эпидотом, пренитом, пумпеллитом.

Породы, утратив свой первоначальный облик, обнаруживают все переходы зеленокаменного перерождения с сохранением первичных структурно-текстурных признаков и реликтов главных породобразующих минералов до полного преобразования в актинолит-хлорит-альбитовые сланцы. Наиболее сохранились реликты интерсергальной, гиалопилитовой и порфиrowой (рис. 23) структур.

Среди аксессуарных минералов преобладают гематит, магнетит, пирит, галенит, лейкоксен, сфен, апатит. Вторичные минералы, развитые по вкрапленникам и основной массе, представлены хлоритом, кальцитом, эпидотом, серицитом, актинолитом, и редко вторичным кварцем.

Габброиды и базальты субвулканической фации, представленные силлами и дайками, реже — штокообразными телами (Мизин, 1972а), — зеленовато-серые среднезернистые массивные породы с габбро-офитовой структурой. Наиболее раскрытгаллизованные разности по структуре отвечают габбро-диабазам. Плаггиоклаз — двойникового строения, представленный таблитчатыми и призматически-

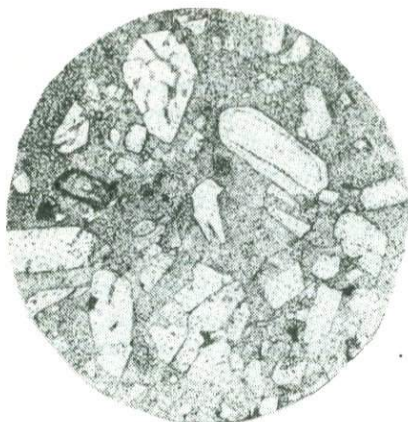


Рис. 23. Андезитобазальт,
Шл. 514а, $d=15$ мм.

Структура сериально-порфировая, овоидофировая. Многочисленные чешуйки стильпомелана развиваются как по основной массе, так и порфировым вкрапленным плагиоклаза. Без анализатора.

ми кристаллами размером 0,5–6,5 мм по длинной оси и 0,1–1,5 мм шириной, — имеет состав андезина (An_{31-44}) и лабрадора (An_{69}) и обычно замещен эпидотом, серицитом, вторичным альбитом, сосюритовым агрегатом. Кроме того, изредка наблюдается микроклиннизация плагиоклаза, которая захватывает зерно как с краев, так и с центральных частей (по-видимому, по трещинам спайности). Пироксен (30–40%), образуя зерна короткопризматической и неправильной формы размером до 6 мм, представлен авгитом (по оптическим свойствам), часто с содержанием пойкилитовых вростков плагиоклаза и пластинками ильменита. Типичным минералом, замещающим пироксен, является роговая обманка, а из других вторичных минералов развиты актинолит и хлорит, иногда ассоциирующие с эпидотом, кальцитом и лейкоксеном. Акцессорные минералы — апатит, пирит, циркон, сфен, рутил, анатаз, сфалерит и ильменит.

Структурные особенности вулканитов

Активная вулканическая деятельность в исследуемом районе привела к образованию различных ассоциаций вулканогенных пород — в виде лавовых излияний и пирокластических образований. Широко развиты комагматичные эффузивам и туфам интрузии жерловые и субвулканические фации. Условия кристаллизации всех этих фациальных разновидностей отличны друг от друга, что проявляется в разнообразии структур.

Позднепротерозойские вулканогенные породы Полярного Урала, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации, испытали бластез и кристаллизационную сланцеватость. Ранее принимаемые за ортосланцы, порфириты, порфиритоиды, порфиroidы, они на эффузивы и субвулканики не расчленились. Однако в большинстве случаев удается установить первичную природу вулканитов, выяснить особенности их минерального состава и структуры для различных субфаций зеленых сланцев. При слабом метаморфизме (рассланцевании) проявляются дезинтеграция и бластез, что приводит к образованию

бластопорфировых и бластофитовых структур. Кварц-альбит-хлоритовая субфация вызывает общую перекристаллизацию основной ткани (базиса) и появление зеленого амфибола и хлорита. Характерной структурой является бластопорфировая с гранонематобластовой основной тканью.

Петрографическое изучение вулканитов показало, что они обладают структурами порфирового типа. Однако степень порфировости пород различна. Петрогенетическое значение порфировых структур на Урале неоднократно подчеркивалось в работах Д.С. Штейнберга (1964, 1969, 1979) и Т.И. Фроловой (1970). У базальтов и андезитобазальтов нярминского и энганэпэйского комплексов примерно одинаковая степень порфировости (количество вкрапленников составляют 25–20% объема породы, соответственно). Для андезитобазальтов изъяхойского комплекса характерно афировое и даже афанитовое сложение. Порфировые вкрапленники плагиоклаза и пироксена в эффузивах нярминского комплекса имеют размеры в 1–4 мм и 2 см, соответственно, а энганэпэйского – 2–4 мм те и другие. Это может свидетельствовать о различии в условиях кристаллизации магматического расплава и длительности его транспортировки. Фенокристаллы липаритов борзовского комплекса достигают размеров 0,2–0,5 мм и составляют 8–12% объема породы, а нередко – значительно меньше, вплоть до образования афировых разностей.

Поскольку все кислые породы кристаллизуются из расплавов, близких к кварц-полевошпатовой эвтектике (Таттл, Боуэн, 1952, 1958) в условиях сравнительно низких температур, величина вязкости расплава, по-видимому, будет зависеть от содержания в нем летучих компонентов, и в частности воды. При значительном переохладении линейная скорость роста кристаллов становится максимальной и резко увеличивается количество центров кристаллизации, т.е. степень порфировости пород возрастает. Таким образом, очевидно, что различие в отношении объема вкрапленников является результатом не только показателя длительности первого этапа кристаллизации пород, но и различий в физико-химических свойствах их расплавов, а именно – вязкости и содержания летучих компонентов. Наличие слабо порфирового типа структур в кислых породах связано с невысоким парциальным давлением воды в расплаве и значительной вязкостью последнего, что подтверждается широким развитием среди них субвулканических образований. В то же время это свидетельствует и о некотором перегреве кислой магмы, что не благоприятствует ранней кристаллизации вкрапленников.

Структура основной массы базальтов нярминского и энганэпэйского комплексов – гиалопилитовая, а андезитобазальтов изъяхойского комплекса – интерсертальная. Более разнообразны в структурном отношении андезиты энганэпэйского комплекса (микролитовая, микрофельзитовая, микролепидогранобластовая). Среди вулканитов энганэпэйского комплекса значительно чаще, чем в других комплексах, отмечается миндалекаменная текстура. Все основные горные породы после кристаллизации претерпели значительные изменения, поэтому мы в большинстве случаев обнаруживаем только релик-

ты первичных структур. Наименее измененными являются вулканытты энганэпэйского комплекса.

Наряду с вязкостью большое влияние на характер структур оказывает скорость охлаждения расплава, которая меняется в зависимости от условий формирования центральной и краевой части потоков, эффузивных, субвулканических, наземных и подводных фаций. Отличие субвулканических пород от лав заключается лишь в образовании несколько более крупных и более четко кристалломорфологически оформленных вкрапленников, а также в более частом присутствии гломеропорфириновых сростаний.

Различия между эффузивами и субвулканическими образованиями наиболее резко проявлены в первичных структурах основной массы пород, сохранившихся в виде реликтов. Первичные структуры субвулканических пород отличаются большей степенью раскристаллизации и большим однообразием по сравнению с эффузивными, что объясняется медленным остыванием расплава при постоянном давлении летучих (паров воды). В результате в субвулканических породах наиболее широко развиты сферолитовые, гранофировые и фельзитовые структуры.

Первичные структуры эффузивов (лав) более многообразны и отличаются обилием стекловатых разностей, что связано с повышенной вязкостью расплава в поверхностных условиях при потере летучих компонентов. В лавах широко развиты реликты витрофировой, гиалопилитовой, микропйкилитовой, сферолитовой и микрофельзитовой структур. Наиболее мощные потоки лав в центральных частях отличаются более высокой степенью раскристаллизации основной массы и аналогичны субвулканическим породам, что, по-видимому, связано с их более медленным остыванием по сравнению с поверхностными зонами. Наземные образования отличаются очень высокой степенью перекристаллизации с формированием типичных микропйкилитобластовых и гранобластовых структур, в которых реликты первичных структур не сохраняются. По мнению Е.Б. Яковлевой (1963), субэффузивные лавы кислого состава обнаруживают большую склонность к процессам собирательной перекристаллизации по сравнению с породами, формирующимися в водных условиях. Отсюда бластический характер структур и неравномерная зернистость кварц-полевошпатового агрегата, сформировавшегося по стеклу. Вулканыты подводного происхождения отличаются большим однообразием. Для них характерно широкое развитие сферолитовых структур.

Таким образом, изучение структурных особенностей вулканических пород всех комплексов позволяет сделать следующие петрологические выводы: интрателлурическая стадия кристаллизации характерна для эффузивов нярминского и энганэпэйского комплексов и почти отсутствует в изъяхойском комплексе; слабо порфириновый характер структур свидетельствует о незначительной роли интрателлурического этапа кристаллизации расплава и, следовательно, о возможном перегреве его; увеличение содержания летучих компонентов вероятнее всего связано с контаминацией расплава веществом гранитно-метаморфического слоя.

Породообразующие минералы

Главными породообразующими минералами вулканогенных пород являются плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, пироксен, роговая обманка, кварц.

Полевые шпаты входят во все породы изучаемых нами комплексов, поэтому изучение „записи“ хранения и преобразования генетической информации в них является надежным критерием для познания природы породообразования (Голдин и др., 1976; Мизин, 1971). Особенно широко развит плагиоклаз. Он входит как в базитовые, так и кислые, гранитного состава породы и относится к минералам ранней стадии кристаллизации. Для сравнения привлекались химические и оптические свойства полевых шпатов из липаритов пайпудынского комплекса, охарактеризованного Б.А. Голдиным (1973).

В базитовых интрузивных породах (изьяхойский комплекс) плагиоклаз образует идиоморфные по отношению к другим породообразующим минералам кристаллы. Иногда наблюдается слабо выраженная зональность: большая основность центральной части зерна и более кислая периферия. Внутренняя часть зональных кристаллов всегда мутная и замещена сосюритом, кальцитом и эпидотом. Содержание плагиоклаза колеблется от 33 до 66, в среднем составляя 46 объемных процентов. Согласно определению на Федоровском столике (табл. 1) и измерениям главных показателей преломления в иммерсионных жидкостях ($n_g=1.553$, $n_p=1.545$) с последующим определением номера по диаграмме Трегера (1958), плагиоклаз принадлежит андезину с колебаниями в пределах 31–44% аноргитовой составляющей. И только в одном случае определен лабрадор (An_{69}). Отмечаются как простые, так и полисинтетические двойники по периклиновому, альбит–карлсбадскому, альбит–эстерельскому и реже альбитовому законам. Степень упорядоченности, определенная по диаграмме А.С. Марфунина (1962), равна в среднем (21 определение) 0,5 с колебаниями от 0 до 1.

В эффузивных основных породах нярминского и изьяхойского комплексов плагиоклазы имеют хорошо выраженное двойниковое строение чаще по карлсбадскому и альбитовому (очень редко по периклиновому) законам (табл. 1). Плагиоклазы составляют 7–25% объема породы, образуя интрателлурические вкрапленники, гломеросростки и многочисленные микролиты и лейсты основной массы. Интрателлурические вкрапленники (до 1–2 мм) встречаются довольно редко и обычно резорбированы. Гломеросростки сложены несколькими зернами плагиоклаза, как правило, совместно с пироксеном. Некоторые лейсты, микролиты и фенокристаллы искривлены, равно как и двойниковые швы. Перекристаллизации зерен, характерной для пород, подвергшихся механическим деформациям, нигде не обнаружено. Эти факты свидетельствуют о том, что искривления кристаллов альбита происходило в магматический период. Очень

Т а б л и ц а 1

Результаты измерений на столике Е.С. Федорова составов плагиоклазов из пород вулканических комплексов севера Урала

Номер шифра	Координаты Р, D ₀			Закон двойникования	2V, °	An, %	Δ ₀
	N _g	N _m	N _p				
Енганэпэйский комплекс							
121	16	76	83	Бавенский	66	53	1.0
122	13	78	88	Альбитовый	80	10	-
123	15,5	75	87	Периклиновый	84	31	1.0
136	17	73	85	Бавенский	90	48	1.0
669	21	72	82	Альбитовый	78	43	-
670	18	73	88	"	86	38	1.0
695	13	79	84	Бавенский	86	50	-
698	15,5	77	84	"	-87	47	-
708	19	71,5	90	"	86	36	0,5
720	18	75	81	"	-	53	-
728	16	75	82	"	-86	53	-
743	17	75	85	"	-86	51	-
743a	18	74	84	"	80	50	-
769	15	76	88	Альбитовый	79	35	0,9
771	17	74	88	"	-83	37	0,3
806a	83	21	71	Периклиновый	82	34	1,0
Нярминский комплекс							
540	18	72	86	Альбитовый	88	1	0,2
541	75	17	82	Карлсбадский	-	5	0,8
558	85	16	80	"	-	15	-
577	15	75	87	Альбитовый	88	7	0,5
592	79	16	81	Карлсбадский	-	8	1,0
598a	72	27	72	Альбит-экстерельский	-	6	0,0
604	12	79	88	Альбитовый	80	10	1,0
621	15	75	88	Периклиновый	75	0	0,5
Изъяхойский комплекс							
451-4	15	76	87	Альбитовый	84	8	0,5
484a	75	16	82	Карлсбадский	88	5	0,8
488b	16	74	88	Альбитовый	80	5	0,6
491a	76	18	79	Карлсбадский	82	8	0,7
512a	15	77	89	Альбитовый	88	9	1,0
1553e	77	18	82	Периклиновый	85	31	0,8
1554a	72	32	62	Альбит-экстерельский	80	69	-
1558g	76	16	84	Альбит-карлсбадский	-	33	-
1558д (ядро)	30	60	88	Периклиновый	-88	44	0,1
1558д (периферия)	12	78	88	"	-	30	0,6

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Номер шлифа	Координаты Р, D ₀			Закон двойникования	2V, °	An, %	Δ ₀
	Ng	Nm	Np				
1567а	15	75	86		-76	32	0,2
3а	16	74	86	Альбитовый	82	37	0,0
4б	75	19	84	Периклиновый	-84	33	0,8
5а	75	19	75	"	86	31	0,5
6в	78	13	86	Альбит-карлсбадский	-	32	-
6д	15	75	88	Периклиновый	76	33	0,5
13	71	20	86	Альбит-эстерельский	-	37	-

Борзовский комплекс

1111а	16	76	88	Периклиновый	76	0	0,1
1191	17	73	88	Альбитовый	71	2	0,5
1192	15	78	83	Периклиновый	84	0	-
1191а	15	76	82	Периклиновый	84	0	-
76214	17	73	87	Альбитовый	80	2	0,3
76215	14	76	87	"	77	9	0,2
76229	19	72	88	"	-	1	0,4
76232	15	75	89	"	81	5	0,8
1121	83	18	73	Манебахский	74	8	0,9
1127	73	20	85	Карлсбадский	76	2	0,7
1188	70	20	88	"	76	0	-

П р и м е ч а н и е. Енганэпейский комплекс: 121, 122, 695, 720, 728, 769 - андезит; 669, 670, 697, 698, 771 - андезитобазальт; 708, 743, 743а - базальт; 123, 136, 806а - габбро-диабаз. Няминский комплекс: 540, 541, 621 - грахиандезит; 558, 577, 598а, 604 - андезит; 592 - диабаз. Изъяхойский комплекс: 451-4, 484, 488б, 491а, 512а - андезит; 1567а, 1558г, 1554а, 1553е, 3а, 4б, 5а, 6в, 6д, 13 - габбро-диабаз. Борзовский комплекс: 1111а, 1191, 1192 - туф липарита; 1191а - милонитизированный липарит; 76214, 76215, 76229, 76232 - липарит; 1188 - лавобрекчия липарита; 1121, 1127 - грахилипарит. Здесь и далее номера образцов соответствуют номерам на геологических схемах.

часто наблюдаются кристаллы с обломанными и оплавленными краями (ребрами). По составу плагиоклазы отвечают либо чистым альбитам, либо альбит-олигоклазам (An₅₋₁₅). Вторые преобладают.

Оптическая степень триклинности в плагиоклазах няминского комплекса очень неустойчива (колеблется от 0 до 1,0), в среднем составляя 0,5, а в плагиоклазах эффузивов изъяхойского комплекса - более стабильна (0,5-1,0) и равна в среднем 0,7.

В породах энганэпейского андезитового комплекса плагиоклазы по составу относятся к андезиту, андезин-лабрадору и очень редко к альбиту. Наиболее распространенный закон двойникования - бавенский, реже отмечается альбитовый. Широко развиты порфиновые вкрапленники таблитчатой, слегка удлиненной формы с оплавленными

Т а б л и ц а 2. Химический состав полевых шпатов

Окислы	Борзовский комплекс		Изяхойский комплекс				Пайпудынский комплекс
	586	1221	21436	1	425а	434	Б
SiO ₂	68,18	66,52	68,88	64,74	66,90	67,51	67,47
TiO ₂	-	0,03	-	-	-	-	0,12
Al ₂ O ₃	18,92	19,19	19,29	17,98	18,76	19,11	15,41
Fe ₂ O ₃	-	0,50	-	-	-	-	Не опр.
FeO	-	0,19	0,06	-	-	-	Не опр.
MnO	-	0,02	0,01	-	-	-	Сл.
MgO	-	-	-	0,11	0,04	0,06	0,02
CaO	0,06	0,93	0,12	2,81	0,06	0,03	0,35
Na ₂ O	12,65	8,81	10,78	10,99	12,75	12,75	0,30
K ₂ O	0,05	2,39	0,08	0,44	0,04	0,03	14,32
H ₂ O	Не опр.	0,65	0,44	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,10
BaO	0,04	Не опр.	Не опр.	0,02	-	-	Не опр.
Пш.	0,28	Не опр.	Не опр.	2,46	1,20	0,44	Не опр.
Сумма	100,18	99,23	99,65	99,55	99,75	99,93	98,09

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Окислы	Пайпудынский комплекс			Зайствованные из литературных источников			
	А-15	А-27	1598а	10	20	30	40
SiO ₂	68,26	64,90	68,64	53,56	67,37	65,61	64,96
TiO ₂	-	0,05	0,06	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	18,84	17,63	16,57	28,42	19,59	20,42	19,01
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0,73	0,29
FeO	-	-	0,21	-	-	-	0,08
MnO	-	-	-	-	-	-	0,01
MgO	0,06	0,04	0,10	-	0,07	0,09	0,13
CaO	0,06	0,03	0,31	10,83	0,66	1,45	0,58
Na ₂ O	12,23	0,67	3,77	4,27	6,27	7,91	2,92
K ₂ O	0,03	15,42	9,64	0,84	5,70	3,82	11,68
H ₂ O	Не опр.	Не опр.	0,24	-	0,40	-	0,27
BaO	-	0,58	Не опр.	-	0,62	-	0,03
П.п.п.	Не опр.	0,28	Не опр.	-	-	-	-
Сумма	99,80	99,60	99,58	97,92	100,68	100,03	99,96

П р и м е ч а н и е. 586 - липарит, хр. Оченырда, кол. В.И. Мизина; 1221 - микропегматитовый гранит, хр. Оченырда, кол. В.И. Мизина; 21436 - кварц-полевошпатовый (Кв-Пш) жила, р. Няньворгаож, кол. Б.А. Голдина; 1 - андезит рассланцованный, хр. Изяхой, кол. В.И. Мизина; 425а - андезит, хр. Изяхой, кол. В.И. Мизина; 434 - Кв-Пш жила в серицит-хлорит-кварцевом сланце, хр. Изяхой, кол. В.И. Мизина; Б - граносиенит-порфир, хр. Изяхой, кол. Б.А. Голдина; А-15 - Кв-Пш жила в измененном липарите, хр. Изяхой, кол. В.И. Мизина; А-27 - Кв-Пш жила в липарите, хр. Изяхой, кол. В.И. Мизина; 1598а - липарит, хр. Б. Пайпудынский, кол. Б.А. Голдина; 10 - базальты, диабазы, мелафиры (ср. из 60 ан.) (Чирвинский, 1953); 20 - трахилипарит, гора Бештау (Чирвинский, 1953); 30 - вулканические породы или их туфы (ср. из 30 ан.) (Соловьев, 1970); 40 - граниты и гранит-пегматиты (ср. из 106 ан.) (Там же). Анализ образца № 1598а выполнен Н.А. Мальковой, все остальные образцы проанализированы Э.Г. Бабушкиной (обе из лаборатории аналитической химии ИГ Коми филиала АН СССР).

краями (гранями) и микролиты основной гкани. Причем состав микролитов и вкрапленников идентичен.

На основании проведенного сравнения степени упорядоченности плагиоклазов различных вулканических комплексов и принимая положение о том, что высокотемпературные плагиоклазы отличаются полной неупорядоченностью $Al-Si$ -тетраэдров и катионов Ca и Na в кристаллической решетке, установлено, что самыми высокотемпературными являются плагиоклазы эффузивных пород нярминского комплекса; самыми же низкотемпературными – видимо, плагиоклазы энганэлэйского комплекса. Как показали исследования, структурная упорядоченность плагиоклазов существенно не зависит от геологического возраста (Мизин, 1971), а является лишь указанием на температуру формирования минерала.

Плагиоклаз в кислых породах представлен исключительно интра-теллурическими вкрапленниками, составляющими 3–5% объема породы. Обычно это широкие таблицы с очень четкими прямыми ограничениями, иногда корродированные основной массой. Размер вкрапленников колеблется от 1 до 5 мм. Представлен высокоупорядоченной низкотемпературной разностью альбита (An_{1-9}). Наиболее частые законы двойникования – альбитовый и периклиновыи, реже встречаются карлсбадский и манебахский. Показатели преломления близки к стандартным: $n_g = 1.537$, $n_p = 1.528$.

При сравнении химических составов плагиоклазов из средних (изъяхойский комплекс), кислых (борзовский комплекс) пород и кварц-полевошпатовых жил этих же комплексов (табл. 2, 3) отмечено следующее: содержание SiO_2 в них колеблется от 64.74 (измененный андезин изъяхойского комплекса) до 68.88% (кварц-полевошпатовая жила в породах этого же комплекса и пайпудынского), причем самое низкое среднее содержание SiO_2 в плагиоклазах из андезитов изъяхойского комплекса, а самое высокое – в кварц-полевошпатовых жилах пайпудынского комплекса; Al_2O_3 меньше в плагиоклазах изъяхойского комплекса. Сравнение результатов анализов наших плагиоклазов с рядом химических составов других районов страны выявило бoльшую „кислотность“ и заниженное содержание Al_2O_3 у первых.

Для всех плагиоклазов, кроме интра-теллурических вкрапленников кислых пород, характерна интенсивная серицитизация. Очень часто наблюдается насыщение плагиоклаза пылевидными включениями, замутняющими его. Это замутнение следует отнести на счет привноса железистого вещества из зерен ильменита или прилегающих к плагиоклазу зерен пироксена.

Щелочной полевой шпат встречен только в кислых породах, особенно в субвулканических телах преимущественно в виде фенокристаллов, имеющих таблитчатую, реже ксеноморфную форму, размерами от 0.5 до 3.0 мм в поперечнике. Кроме фенокристаллов, щелочные полевые шпаты составляют вместе с кварцем и плагиоклазом основную массу. Вкрапленники калинатриевых полевых шпатов имеют оплавленные контуры, корродируются основной массой и обтекаются микролитами, что указывает на их

Т а б л и ц а 3

Молекулярный состав полевых шпатов

№ образца	Количество ионов в пересчете на 8 атомов O							Молекулярный состав, %			T, °C по Баргу
	Si	Al	Mg								
	Борзовский комплекс										
568	3,00	0,97	-	-	-	1,08	-	-	100,0	-	
1221	2,98	1,07	-	0,016	0,05	0,76	0,13	5,32	80,85	13,83	700
	Изъяхойский комплекс										
2143б	3,02	1,00	-	-	0,005	0,92	-	0,54	99,46	-	
1	2,95	1,00	0,008	-	0,14	1,00	0,02	12,07	86,21	1,72	
425а	2,98	0,98	0,003	-	0,003	1,10	0,004	0,27	99,37	0,36	
434	2,98	0,98	-	-	-	1,09	-	-	100,00	-	
	Пайпудынский комплекс										
Б	3,14	0,84	0,003	-	0,02	0,03	0,85	2,22	3,33	94,45	400
А-15	3,01	0,97	-	-	-	1,04	-	-	100,00	-	
А-27	3,03	0,97	0,003	-	-	0,06	0,91	-	6,19	93,81	400
1598а	3,25	0,73	0,007	-	0,01	0,27	0,47	1,33	36,00	62,67	620

магматическое происхождение. В основной массе калишпаты встречаются в виде мелких (0,05–0,12 мм) линейно ориентированных микролитов, ксеноморфных („лапчатых“) образований и иногда радиально–лучистых сростков. Значительно реже индивидуальных вкрапленников встречаются гломеросростки. Количественное содержание минерала в породе колеблется от 5 до 35% объема породы.

Для основных разностей полевых шпатов, выделенных по оптическим свойствам, были получены дифрактограммы. Рентгеновская триклинность определялась по расщеплению отражений 131–131. Присутствие пертитового альбита, наблюдаемого в окрашенных шлифах, контролировалось по положению отражения 201 калишпата. По оптическим и структурным параметрам были выделены максимальные микроклины и реже триклинные ортоклазы (2V превышает 80°, а степень рентгеновской триклинности около 1,00). Для максимальных микроклинов характерны простые двойники (по Бавенскому закону) и реже микроклиновая решетка. Значительно распространен „шахматный“ тип двойникования: прямоугольные или квадратные блоки образуют подобие шахматной доски. Иногда калишпат содержит пятнистые, слоистые, веретеновидные и ключевидные обособления пертитового альбита. Нередко встречаются и микропегматитовые сростания калишпата с кварцем. Показатели преломления колеблются в очень узком интервале: $n_g = 1.526–1.521$; $n_p = 1.519–1.514$.

Температура кристаллизации пород, по данным двуполевошпатового термометра, была близка 700 °С.

К л и н о п и р о к с е н ы встречаются во всех фациальных разновидностях базитов. В габбро и габбро–диабазе они составляют 3–32 (Мизин, 1972а, 1976), в эффузивных основных и средних породах – 7–47 и в субщелочных базальтах – 5–24% объема пород. В интрузивных породах пироксен образует зерна размером до 6,0 мм, слабо ксеноморфные по отношению к плагиоклазу. Форма зерен коротко– и неправильнопризматическая. В эффузивных же породах кристаллы пироксена достигают 1,0 см по удлинению и даже больше. Обычно это призматические кристаллы четкого кристаллографического габитуса с хорошо развитой призмой и пинакоидами. Окраска пироксенов во всех разновидностях пород зеленая с различными оттенками. В шлифах пироксен большей частью бесцветен, но иногда имеет буроватые оттенки; в базальтоидах с щелочным уклоном – розовато–лилового цвета. Весьма характерны полисинтетические двойники. В эффузивных породах вкрапленники пироксена представлены либо одиночными кристаллами, либо гломеросростками. Одиночные кристаллы имеют призматические и восьмигранные срезы с развитыми гранями призмы и пинакоидов. Пироксен гломеросростков представлен несколькими кристаллами также с кристаллографическими очертаниями. По кристаллооптическим свойствам те и другие идентичны. Только в эффузивных породах встречаются пироксены со слабо выраженной зональностью.

Пироксены интрузивных пород подвергнуты значительным вторичным преобразованиям. По плоскостям спайности и трещинам отдель-

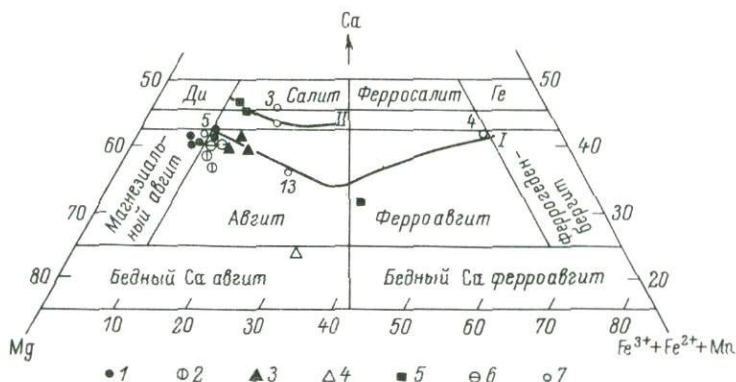


Рис. 24. Диаграмма $Ca-Mg-(Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn)$ для пироксенов магнезиально-железистых рядов (Гинзбург, 1970).

1-5 - комплексы (1 - нярминский андезитобазальтовый, 2 - изьяхойский базальтовый, 3 - пайхойский габбродиабазовый, 4 - сивьягинско-манарагский габбро-монзонит-сиенитовый, 5 - лорцемпейский трахиандезитобазальтовый); 6 - пироксены из габбро Норильской интрузии; 4 - пироксены по литературным источникам (номера у кружков соответствуют номерам табл. 5). 1 - путь кристаллизации моноклинных пироксенов Скаергаардской интрузии; П - то же силла Гарб-Эйлин о-ва Шайант.

ности в них развивается бурая роговая обманка, в свою очередь замещающаяся (последовательно) синевато-зеленой роговой обманкой, тремолитом, уралитом и хлоритом. В эффузивных же породах пироксен практически не изменен. В редких случаях наблюдается узкая каемка бесцветного тремолита. Как в интрузивной, так и в эффузивной разновидностях пород мягкие кристаллы пироксена содержат пойкилитовые вроски плагиоклаза и пластинки ильменита, которые сосредоточены вдоль плоскостей спайности и трещин отдельности. Образование микровключений ильменита в пироксенах интрузивных пород можно, вероятно, объяснить привнесом железа из контактирующих с пироксеном рудных минералов или отложением железистого материала при процессах его амфиболитизации. Включения пластинок ильменита во вкрапленниках пироксена эффузивных пород встречаются только в том случае, если основная масса эффузива насыщена или самим ильменитом, или продуктами его разрушения - лейкоксеном.

По химическим и молекулярным составам (табл. 4), оптическим свойствам (табл. 5) изученные пироксены относятся к авгиту и реже - к магнезиальному авгиту (рис. 24).

Сравнение химических составов наших клинопироксенов с пироксенами из габбро Магнитогорской габбро-гранитной интрузии (Ферштатер, 1966), габбро-диабазов Среднего Урала (Плошкина, Фоминых, 1963), рудных диабазов Пай-Хоя (коллекция Н.П. Юш-

Т а б л и ц а 4

Результаты химических анализов клинопироксенов некоторых основных пород

Окислы	578	1116	1130	1134	2090а	1550ж	6-1	1864б	1020б
SiO ₂	52,08	51,44	50,78	51,90	51,12	49,78	50,56	52,60	47,28
TiO ₂	0,14	0,13	0,28	0,13	0,33	0,76	0,85	0,42	0,60
Al ₂ O ₃	2,78	2,75	3,70	2,27	3,75	5,19	4,85	3,15	6,69
Fe ₂ O ₃	0,62	0,78	0,99	1,42	1,07	1,51	1,19	1,43	5,52
FeO	5,38	4,88	5,89	3,84	5,50	6,43	5,60	15,80	2,25
MnO	0,12	0,13	0,13	0,12	0,15	0,18	0,18	0,48	0,14
MgO	17,61	17,77	16,09	17,77	16,53	16,71	16,62	14,94	14,94
CaO	19,82	19,75	19,96	20,51	20,03	16,85	17,66	10,68	21,80
Na ₂ O	0,13	0,13	0,27	0,09	0,27	0,27	0,27	-	0,75
K ₂ O	0,04	0,04	0,02	-	-	0,30	0,21	-	0,07
CO ₂	-	0,51	0,68	0,39	0,06	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,08	0,13	0,13	-	-	-	-
H ₂ O	1,21	1,34	1,19	1,18	0,97	1,54	1,60	-	-
Сумма	100,12	99,79	100,06	99,75	99,91	99,52	99,59	99,50	99,62

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

Окислы	13	X	Ю-803	130	2	3	4	5
SiO ₂	47,14	48,70	50,60	51,53	51,64	49,20	48,18	51,89
TiO ₂	0,06	1,51	0,65	0,60	0,64	1,25	0,70	0,33

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

Оксиды	13	X	Ю-803	130	2	3	4	5
Al ₂ O ₃	5,24	3,84	6,24	3,10	3,39	4,50	1,06	3,45
Fe ₂ O ₃	7,26	3,23	1,66	1,41	1,67	2,76	1,46	2,44
FeO	6,30	8,39	6,97	6,53	4,78	8,10	26,08	4,16
MnO	0,72	0,19	0,21	0,29	0,35	0,30	0,53	0,20
MgO	13,02	12,88	13,23	16,86	17,13	12,30	3,52	16,73
CaO	16,01	19,88	16,41	19,47	19,54	20,40	18,90	19,70
Na ₂ O	2,67	0,59	1,21	0,35	0,36	0,93	0,23	0,44
K ₂ O	0,55	0,07	0,23	0,09	0,07	0,314	0,04	0,14
CO ₂	-	0,22	0,03	0,18	0,69	0,03	-	0,15
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	-	0,96	2,02	-	-	-	-	0,34
Сумма	100,10	100,46	98,89	100,40	100,26	99,97	100,70	90,97
Образец	Кристаллохимические формулы							
578	(Ca _{0.79} Mg _{0.21}) _{1.00} (Mg _{0.76} Fe ²⁺ _{0.17} Fe ³⁺ _{0.02} Al _{0.05}) _{1.00} (Si _{1.93} Al _{0.07}) _{2.00} O _{6.00}							
1116	(Ca _{0.79} Mg _{0.20}) _{0.99} (Mg _{0.79} Fe ²⁺ _{0.15} Fe ³⁺ _{0.02} Al _{0.04}) _{1.00} (Si _{1.92} Al _{0.08}) _{2.00} O _{6.00}							
1130	(Ca _{0.80} Na _{0.02} Mg _{0.18}) _{1.00} (Mg _{0.72} Fe ²⁺ _{0.18} Fe ³⁺ _{0.03} Ti _{0.01} Al _{0.06}) _{1.00} (Si _{1.90} Al _{0.10}) _{2.00} O _{6.00}							
1134	(Ca _{0.82} Mg _{0.17}) _{0.99} (Mg _{0.81} Fe ²⁺ _{0.12} Fe ³⁺ _{0.04} Al _{0.03}) _{1.00} (Si _{1.93} Al _{0.07}) _{2.00} O _{6.00}							

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

Образец	Кристаллохимические формулы
2090а	$(\text{Ca}_{0.80}\text{Na}_{0.02}\text{Mg}_{0.18})_{1.00}(\text{Mg}_{0.73}\text{Fe}^{2+}_{0.17}\text{Fe}^{3+}_{0.03}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.10})_{1.00}(\text{Si}_{1.89}\text{Al}_{0.11})_{2.00}\text{O}_{6.00}$
1550	$(\text{Ca}_{0.67}\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.02}\text{Mg}_{0.29})_{1.00}(\text{Mg}_{0.64}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}^{2+}_{0.20}\text{Fe}^{3+}_{0.04}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{0.09})_{1.00}(\text{Si}_{1.86}\text{Al}_{0.14})_{2.00}\text{O}_{6.00}$
6-1	$(\text{Ca}_{0.71}\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.01}\text{Mg}_{0.25})_{0.99}(\text{Mg}_{0.67}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}^{2+}_{0.17}\text{Fe}^{3+}_{0.03}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{0.1})_{1.00}(\text{Si}_{1.89}\text{Al}_{0.11})_{2.00}\text{O}_{6.00}$
1864	$(\text{Ca}_{0.44}\text{Mg}_{0.55})_{0.99}(\text{Mg}_{0.29}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}^{2+}_{0.50}\text{Fe}^{3+}_{0.04}\text{Al}_{0.14}\text{Ti}_{0.01})_{1.00}\text{Si}_{2.00}\text{O}_{6.00}$
1020	$(\text{Ca}_{0.86}\text{Na}_{0.05}\text{Mg}_{0.08})_{0.99}(\text{Mg}_{0.72}\text{Fe}^{2+}_{0.07}\text{Fe}^{3+}_{0.15}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{0.04})_{1.00}(\text{Si}_{1.75}\text{Al}_{0.25})_{2.00}\text{O}_{6.00}$
13	$(\text{Ca}_{0.64}\text{Na}_{0.20}\text{K}_{0.03}\text{Mg}_{0.13})_{1.00}(\text{Mg}_{0.59}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}^{2+}_{0.20}\text{Fe}^{3+}_{0.19})_{1.00}(\text{Si}_{1.76}\text{Al}_{0.23}\text{Fe}^{3+}_{0.01})_{2.00}\text{O}_{6.00}$
X	$(\text{Ca}_{0.81}\text{Na}_{0.04}\text{Mg}_{0.15})_{1.00}(\text{Mg}_{0.58}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}^{2+}_{0.27}\text{Fe}^{3+}_{0.09}\text{Ti}_{0.04}\text{Al}_{0.01})_{1.00}(\text{Si}_{1.84}\text{Al}_{0.16})_{2.00}\text{O}_{6.00}$
Ю-803	$(\text{Ca}_{0.66}\text{Na}_{0.09}\text{K}_{0.01}\text{Mg}_{0.22})_{0.98}(\text{Mg}_{0.52}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}^{2+}_{0.22}\text{Fe}^{3+}_{0.04}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.20})_{1.00}(\text{Si}_{1.93}\text{Al}_{0.07})_{2.00}\text{O}_{6.00}$
130	$(\text{Ca}_{0.76}\text{Na}_{0.03}\text{Mg}_{0.20})_{0.99}(\text{Mg}_{0.72}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}^{2+}_{0.20}\text{Fe}^{3+}_{0.04}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{0.01})_{1.00}(\text{Si}_{1.88}\text{Al}_{0.12})_{2.00}\text{O}_{6.00}$
2	$(\text{Ca}_{0.77}\text{Na}_{0.03}\text{Mg}_{0.20})_{1.00}(\text{Mg}_{0.73}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}^{2+}_{0.15}\text{Fe}^{3+}_{0.05}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{0.04})_{1.00}(\text{Si}_{1.89}\text{Al}_{0.11})_{2.00}\text{O}_{6.00}$
3	$(\text{Ca}_{0.82}\text{Na}_{0.07}\text{K}_{0.01}\text{Mg}_{0.10})_{1.00}(\text{Mg}_{0.58}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}^{2+}_{0.25}\text{Fe}^{3+}_{0.08}\text{Ti}_{0.04}\text{Al}_{0.04})_{1.00}(\text{Si}_{1.84}\text{Al}_{0.16})_{2.00}\text{O}_{6.00}$
4	$(\text{Ca}_{0.82}\text{Na}_{0.01}\text{Mg}_{0.17})_{1.00}(\text{Mg}_{0.04}\text{Fe}_{0.83}\text{Fe}_{0.05}\text{Ti}_{0.02}\text{Mn}_{0.01})_{1.00}(\text{Si}_{1.95}\text{Al}_{0.05})_{2.00}\text{O}_{6.00}$

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

Молекулярный состав (Wo, En, Fs)

578	Wo _{39.5} En _{48.5} Fs _{8.5}	1116	- Wo _{41.1} En _{51.6} Fs _{7.3}	1130	- Wo _{42.6} En _{47.9} Fs _{9.5} ;
1134	- Wo _{42.7} En _{51.0} Fs _{6.3}	2090a	- Wo _{42.3} En _{48.7} Fs _{9.0}	1550	- Wo _{37.2} En _{51.7} Fs _{11.1} ;
6-1	- Wo _{39.5} En _{51.1} Fs _{9.4}	1864	- Wo _{24.7} En _{47.2} Fs _{28.1}	1020	- Wo _{49.7} En _{46.2} Fs _{4.1} ;
13	- Wo _{41.0} En _{46.1} Fs _{12.9}	X	- Wo _{44.4} En _{40.6} Fs _{15.0}	Ю-803	- Wo _{40.0} En _{45.0} Fs _{15.0} ;
130	- Wo _{40.4} En _{49.0} Fs _{10.6}	2	- Wo _{41.6} En _{50.3} Fs _{8.1}	3	- Wo _{46.9} En _{38.9} Fs _{14.2} ;
4	- Wo _{43.0} En _{11.0} Fs _{46.0}				

П р и м е ч а н и е. 578 - базальт, гора Борзова, кол. В.И. Мизина; 1116 - базальт, руч. Тизнезашор, кол. В.И. Мизина; 1130 - базальт, хр. Оченырда, кол. В.И. Мизина; 1134 - базальт, хр. Оченырда, кол. В.И. Мизина; 2090a - базальт, гора Тизнезашор, кол. Б.А. Голдина; 1550ж - габбро-диабаз, р. Няю, кол. Б.А. Голдина; 6-1 - габбро-диабаз, р. Няю, кол. В.И. Мизина; 1864ж - габбро, р. Кожимью (Голдин и др., 1973); 1020б - трахизальтовый порфирит, р. Няргасюю (там же); 13 - габбро, Магнитогорская интрузия (Ферштатер, 1966); X - габбро-диабаз (среднее из 5 анализов), Средний Урал (Плошкина, Фоминных, 1963); Ю-803 - диабаз, хр. Пайхой, Н.П. Юшкин; 130 - габбро, г. Норильск (Генкин и др., 1970); 2 - габбро-диабаз, г. Норильск (Генкин и др., 1963); 3 - габбро, Кузнецкий Алагау (Кривенко, Гулешкая, 1968); 4 - ферро-габбро, Скаергаард (Соловьев, 1970); 5 - базальтовый порфирит, Магнитогорский прогиб (Фролова, 1970). Обр. Ю-803, 1864ж - аналитик Э.Г. Бабушкина; обр. 6-1, 1550ж - Л.М. Бер; обр. 578, 1116, 1130, 1134, 2090a - Н.А. Малькова; обр. 1020б - Л.П. Павлов (все из лаборатории аналитической химии ИГ Коми филиала АН СССР).

кина), габбро и габбро-диабазов габбро-долеритового интрузива Норильск-1 (Генкин и др., 1970), габбро Кузнецкого Алатау (Кривенко, Гулецкая, 1968), ферроавгита из ферроавгитита интрузии Скаергаард (Соловьев, 1970) и авгитом из базальтового порфирита Магнитогорского прогиба (Фролова, 1970) показало, что полярноуральским авгитам из интрузивных пород (изъяхойский комплекс) наиболее близкими по составу являются пайхойские авгиты, если не считать меньшего количества MgO и большего Al_2O_3 и Na_2O у последних. Клинопироксены интрузивных пород изъяхойского базальтового комплекса отличаются от магнитогорских, среднеуральских, алтайских и ферроавгита интрузии Скаергаард преобладанием содержания SiO_2 , MgO и значительно меньшим содержанием суммарного железа, MnO и Na_2O (последняя сопоставима с ферроавгитом). От норильских же пироксенов они отличаются меньшим содержанием SiO_2 и CaO . Пироксен из габбро сивьягинско-манарагского габбро-монцит-сиенитового комплекса выделяется среди всех сравниваемых пироксенов самым высоким содержанием SiO_2 и суммой железа и самым низким — CaO .

В отличие от пироксенов из интрузивных пород авгиты эффузивной фации Полярного Урала (нярминский андезитобазальтовый комплекс) имеют сравнительно высокое содержание SiO_2 , кроме норильских и приполярноуральских (в табл. 4 обр. 10206, лорцемпейский грахиандезито-базальтовый комплекс), и более низкое содержание TiO_2 , MnO , Na_2O . Пироксен (салит) из грахибазальта лорцемпейского комплекса имеет самое низкое содержание SiO_2 и самое высокое CaO .

Сравнение содержаний Al_2O_3 в авгитах из интрузивных пород показало, что максимальное количество глинозема характерно для пайхойских, минимальное — для полярноуральских, среднеуральских и норильских. Принимая положение о том, что количество глинозема, входящего в решетку клинопироксена, является функцией давления (Hess, 1960; Green 1964), следует полагать, что габбро-диабазы Пайхоя формировались в условиях наиболее высоких давлений. Габбро-диабазы Полярного Урала занимают промежуточное положение. Становление их по сравнению с пайхойскими происходило в условиях меньших давлений, но в более высоких, чем при формировании габбро и габбро-диабазов Приполярного и Среднего Урала. По термодинамическим условиям формирования габбро-диабазы Полярного Урала близки к габбро-Магнитогорской габбро-гранитной интрузии и габбро-Кузнецкого Алатау. Сопоставление содержаний Al_2O_3 в клинопироксенах из эффузивных пород показало, что базальты нярминского комплекса формировались в сходных термодинамических условиях с габбро трапповой формации Норильска и базальтовыми порфиритами Магнитогорского прогиба. Значительно высокими давлениями кристаллизации характеризуются грахибазальты лорцемпейского комплекса с повышенным содержанием вкрапленников пироксена.

Общая железистость авгитов колеблется от 14 до 40%, исключая ферроавгит Скаергаардской интрузии. Наиболее железистыми

Т а б л и ц а 5

Оптические свойства клинопироксенов

Образец	Общая железистость, атомн. %	Показатели преломления			c:Ng	2V	Степень окисленности атомн. %
		n_g	n_m	n_p	град		
578	16,1	-	-	-	-	30	9,6
1116	15,2	1,707	1,697	1,686	-	-	12,8
1130	19,2	1,708	-	1,685	-	70	12,8
1134	14,0	-	1,697	1,686	-	75	25,3
2090а	18,3	-	1,694	1,682	-	-	14,4
1550ж	21,0	1,709	1,698	1,687	42	51	16,8
6-1	18,7	-	1,693	1,680	46	49	15,2
18646	39,9	1,700	-	1,690	44	67	7,6
10206	21,9	-	-	-	-	-	68,0
13	37,3	-	-	-	-	-	51,1
X	33,3	1,709	-	1,688	38	48	25,4
Ю-803	27,2	-	-	-	-	-	18,5
130	20,5	1,715	1,691	1,685	41	-	16,7
2	18,1	1,714	1,690	1,684	40	-	24,7
3	33,3	1,719	1,698	1,693	-	46	23,1
4	81,7	-	-	-	-	-	4,7

П р и м е ч а н и е. Пояснения см. в примеч. к табл. 4.

являются клинопироксены Приполярного и Среднего Урала и Кузнецкого Алатау, а наименее – полярноуральские и норильские. Пироксены Пайхоя по железистости занимают промежуточное положение. Что касается железистости пироксенов из эффузивных пород, то здесь наиболее железистыми являются приполярноуральские, а наименее – полярноуральские авгиты. Железистость их в целом ниже, чем у пироксенов интрузивных пород и сопоставима с норильскими.

Согласно Дж. Кеннеди (Кеннеди, 1957), окисленность железа в пироксене при постоянной температуре функционально зависит от парциального давления кислорода в магме. Следовательно, при понижении температуры степень окисленности железа уменьшается. Из сравнения этого коэффициента в нашем случае можно сделать вывод, что наиболее высокое парциальное давление характерно для южноуральских габбро, более низкое – габбро Полярного Урала и промежуточное – диабазов Пайхоя. Самое низкое значение окисленности железа характерно для авгитов интрузивных пород сивьягинско-манарагского комплекса (обр. 18646). Среди пироксенов эффузивных пород окисленность железа наименьшая у нярминских, а наибольшая – у лорцемпейских. Из этого следует, что наиболее «сухой» была магма, давшая базальты Полярного Урала, а относительно богатая летучими – магма, образовавшая базальты Приполярного Урала.

Что касается присутствия воды во всех наших пироксенах, то надо полагать, что она полностью обязана наличию микроскопических продуктов замещения пироксена, представленных водосодержащими минералами: тремолитом, антигоритом, хлоритом. Исследования клинопироксенов методами инфракрасной спектроскопии (аналитик Е.Б. Бушуева, ИГ КФАН СССР) и термовесовым (аналитик А.Ф. Забоев, ИГ КФАН СССР) показали полное отсутствие воды в структуре пироксенов.

Результаты химических анализов авгитов нанесены на диаграмму пироксенов магнезиально-железистых рядов И.В. Гинзбурга (1970) (рис. 24). Фигуративные точки сравниваемых пироксенов ложатся в поле авгита, магнезиального авгита и салита. На эту же диаграмму нанесены линии пути кристаллизации клинопироксенов интрузии Скаергаард и силла Гарб-Эйлин (Дир и др., 1965). Большинство фигуративных точек ложится вблизи кристаллизации пироксенов начальной кристаллической фазы интрузии Скаергаард, представленной габбро-пикритом. Это может быть свидетельством того, что кристаллизация авгитов нярминского и изьяхойского комплексов и диабазов Пайхоя происходила в физико-химических условиях, сходных с начальными этапами кристаллизации Скаергаардской интрузии. Направление кристаллизации клинопироксенов лорцемпейского комплекса проходило по пути, господствующему при кристаллизации пироксенов в щелочных базальтоидах силла Гарб-Эйлин.

В пересчете на волластонитовую, энстатитовую и ферросилитовую молекулу состав пироксенов интрузивных и эффузивных пород колеблется в различных пределах. Причем как в той, так и в другой фациях аномально ведут себя пироксены лорцемпейского и сивьягинско-манарагского комплексов (Приполярный Урал). Для интрузивных пород в целом наименьшим колебаниям подвергнута волластонитовая молекула, а наименьшим — энстатитовая. Ферросилитовая составляющая всего больше у интрузивных пород (кроме сивьягинско-манарагских авгитов), чем у эффузивных.

Колебания величины светопреломления и угла угасания незначительны (табл. 5). Результаты определения общей железистости клинопироксенов по величине показателя преломления и химизму хорошо согласуются между собой.

Данные спектрального анализа (табл. 6) позволяют сравнить содержание элементов-примесей в авгитах из интрузивных пород исследуемого района и в пироксенах других районов страны и мира.

Все имеющиеся в нашем распоряжении данные говорят о том, что авгиты из основных эффузивных пород Полярного Урала кристаллизовались из магм, не насыщенных летучими, т.е. „сухих“, а Приполярного Урала (лорцемпейский комплекс) — из магм, насыщенных водой и летучими. Габбро-диабазы изьяхойского и енганэпейского комплексов сформировались в условиях более высоких давлений, чем габбро-диабазы Приполярного Урала, но более низких, чем диабазы Пайхоя.

А м ф и б о л встречается как в интрузивных, так и в эффузивных основных породах, несколько различаясь в зависимости от этого

Т а б л и ц а 6

Результаты приближенно-количественного спектрального анализа (в %) моноклинных пироксенов

Порода	Место взятия	Sc	V	Co	Cr	Ni	Cu	Zr
Базальты	Полярный Урал	0,005-0,02	0,01-0,03	0,004-0,007	0,2-0,0	0,006-0,02	0,003-0,01	-
Габбро	Полярный Урал	0-0,01	0-0,03	0,001-0,005	0-1,0	0-0,02	0-0,003	0,003-0,008
Траппы	Сибирь	-	0,02-0,05	0,005-0,008	0-0,2	-	-	-
Габбро	Скаергаард	-	0,04-0,06	0,04-0,06	-	-	-	-
Габбро	Норильск	0,003-0,1	0,01-0,07	0,005-0,01	0,05-0,6	0,01-0,02	0,001-0,006	-

Т а б л и ц а 7

Оптические свойства амфиболов из габбро-диабазов

Амфибол	Показатели преломления		2V, с:Ng град.	Железистость, %	Цвет плеохроизма по Ng
	n _g	n _p			
Синеваго-зеленая роговая обманка	1,670-1,698	1,647-1,672	59-85 4-17	37-65	Темный синеваго-зеленый
Среднее из 19	1,678	1,658	62 11	46	
Бурая роговая обманка	1,673-1,698	1,650-1,670	64-90 8-28	39-65	Красновато-бурый
Среднее из 8	1,679	1,657	70 16	47	

Т а б л и ц а 8

Химический состав роговых обманок

№№ образца	Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
801	Амфиболит, край Енганэпэ	43,43	0,65	8,60	3,18	11,70	0,24	16,79	8,97
1553г	Габбро-диабаз, р. Няю	42,67	3,60	7,85	6,07	16,00	0,33	7,91	12,16

по количеству и оптическим свойствам. Содержание амфибола в габбро-диабазе изъяхойского комплекса колеблется от 1 до 33 объемн. %, а степень его идиоморфизма не выдерживается даже в рамках одного и того же шлифа. Схема абсорбции и плеохроизм стандартны. Выделяется не менее четырех разновидностей амфибола: синевато-зеленая и коричневатобурая обыкновенные роговые обманки, бледно-зеленый до бесцветного актинолит и редко встречающаяся его разновидность — зеленоватый спутанно-волокнистый типа уралита.

Судя по приводимым здесь данным (табл. 7, 8), разноокрашенные разности обыкновенных роговых обманок обладают почти одинаковыми оптическими свойствами.

Все разновидности амфибола встречаются очень часто совместно, что представляет возможность наметить следующую последовательность их выделения: коричневатобурая-синевато-зеленая-бледно-зеленая (бесцветная)-спутанно-волокнистая зеленая. Значение железистости, определенное по светопреломлению (Соболев, 1950), составило в среднем 46–47% (табл. 7). Такая величина железистости присуща нормальным роговым обманкам. Связи железистости с величиной угла оптических осей не отмечены.

Внутри зерен роговой обманки первых двух генераций довольно обычны реликты клинопироксенов. Кроме того, наблюдается совершенно отчетливое замещение клинопироксена роговой обманкой с периферии зерен и по трещинам спайности и отдельности. Отмечается также венцовое обрастание пироксенов зеленой роговой обманкой нормально кристаллографическим граням первых. Вместе с тем значительное количество роговой обманки не носит следов образования по пироксену и ее можно считать магматической.

Среди включений в роговых обманках наиболее часты зерна неправильной и шестиугольной формы, удлиненно-призматические кристаллы и иголки апатита, а также пластинки ильменита. Отдельные зерна роговой обманки пойкилитово включают призмочки соссюритизированного плагноклаза.

В габбро-диабазе энганэпэского комплекса колебания в количестве амфибола 1–28% породы. Здесь весь амфибол вторичного происхождения. Он представлен бледно-зеленым и бесцветным актинолитом.

В эффузивных породах амфибол очень редок (0,3–2,7% объема породы). Он представлен бледно-зеленым или бесцветным актинолитом, который образует игольчатые, шестоватые, волокнистые и скелетные кристаллы большей частью с расщепленными концевыми гранями. Актинолит развивается по вкрапленникам пироксенов и основной массе базальтов и андезитобазальтов ($N_g=1.646-1.657$; $F=23-36\%$).

К в а р ц в основных породах (кварцсодержащее габбро, амфиболит) встречается редко, выполняя интерстиции между другими породообразующими минералами и составляя около 2% объема. В кислых вулканитах кварц развит довольно широко и кроме присутствия в основной массе образует порфировые вкрапленники, составляя от 5 до 20% объема породы. Встречается кварц либо в виде изометричных зерен, либо в виде кристаллов тригонально-призматического габитуса с развитыми гранями призмы. Размер вкрапленников от 1 до 3, а иногда 6 мм в поперечнике. Контуры их резкие, четкие. Почти всегда трещиноватые, зерна иногда сильно оплавлены и корродированы основной массой, проникающей внутрь зерна в виде глубоких „карманов“. Погасание обычно волнистое, облачное или мозаичное. Характерны обильные газово-жидкие включения. По микротрещинкам часто наблюдается скопление рудного вещества. Порфировые выделения во множестве шлифов окружены как бы „рубашкой“ из тонкозернистого кварцевого агрегата, что объясняется абсорбцией кремнистого вещества из основной массы в процессе роста „материнского“ кристалла.

Вторичные минералы

Вторичные минералы развиты преимущественно в основных породах.

Л е й к о к с е н, наиболее характерный для базальтов нярминского и изьяхойского комплексов, в отдельных пробах достигает содержания 3000 г/т; тесно ассоциирует с эпидотом, цоизитом, ильменитом, гематитом, магнетитом, пиритом и сфеном; представлен округлыми, пластинчатыми, изометричными ксеноморфными зернами размером 0,1–0,5 мм; развивается по титаносодержащим минералам – сфену, ильмениту, рутилу.

Л и м о н и т, представленный гетитом, лепидокрокитом и их гидратированными разностями, широко развит как в основных, так и кислых вулканитах, преобладавая в липаритах борзовского комплекса; развивается главным образом по пириту – от тончайших поверхностных пленочек до полных псевдоморфоз.

Х а л ь к о з и н, встреченный в липаритах пайпудынского и кварц-карбонатных жилах изьяхойского комплексов, в липаритах ассоциирует с эпидотом, баритом, гематитом, галенитом, сфалеритом, апатитом, пиритом и флюоритом; в жилах – с серебром, галенитом, халькопиритом, борнитом, гематитом, баритом и эпидотом; иногда наблюдается замещение галенита халькозином по плоскостям спайности. В жилах халькозин образуется по борниту и халькопириту.

Я р о з и т, встреченный в двух пробах пород борзовского комплекса, образуется при окислении сульфидов.

М а л а х и т, встречаемый крайне редко, развивается по халькопириту в виде тонких корочек и примазок.

А н г л е з и т и **ц е р у с с и т**, столь же редкие, как и малахит, образуются при гипергенном изменении галенита; в виде включений присутствуют в пирите и сфалерите кислых пород.

Э п и д о т, весьма широко распространенный во всех типах пород, особенно в основных, встречается преимущественно в виде мелкоагрегатных масс, иногда образуя таблитчатые кристаллы и радиально-лучистые агрегаты; бесцветный, желтый, буровато-желтый, характеризуется желтовато-синими и тускло-синими цветами интерференции; развивается по пироксену, амфиболу и полевому шпату, выполняет миндалины, удлинение отрицательное $n = 1.727-1.730$, $n_p = 1.715-1.718$, $n_g - n_p = 0.010-0.015$, $-2V = 85-88^\circ$. Такие значения оптических констант минерала позволяют отнести его к пистациту.

Ц о и з и т — характерный для базальтов вторичный минерал; ассоциирует с эпидотом, лейкоксеном, апатитом, ильменитом, гематитом и пиритом; представлен преимущественно ксеноморфными зернами агрегатного сложения, реже образуя таблитчатые и короткопризматические кристаллы (иногда встречаются мелкозернистые агрегаты, состоящие из цоизита и плагиоклаза); бледно-желтый до бесцветного.

Д е с м и н развит в базальтах, выполняя совместно с кальцитом прожилки и миндалины; образует сноповидные агрегаты с мозаичным строением; $n_g = 1.503$, $c: N_g = 0-2^\circ$.

Х а л ц е д о н слагает центральные части миндалин в основных эффузивах, образуя тонковолокнистые сферолиты.

К а л ь ц и т — вторичный минерал, обычно встречающийся во всех разновидностях пород; часто развивается по плагиоклазу и выполняет миндалины и трещины; иногда окрашен гидроокислами железа в бурый цвет.

Х л о р и т образует мелкочешуйчатые, розетковидные, радиально-лучистые агрегаты в основной ткани породы, выполняет миндалины, развивается по вулканическому стеклу, темноцветным (пироксену и амфиболу) минералам, в виде мелких отдельных чешуек — по плагиоклазу и крайне редко по кварцу; в основных разностях иногда играет существенную роль; в шлифе хлорит имеет зеленый или желто-зеленый цвет и плеохлорирует от почти бесцветного по N_p до зеленого или светло-оливкового по N_g ; двупреломление очень низкое и не превышает 0,005, удлинение то положительное, то отрицательное; интерференция аномальная — от тускло-бурого до тускло-фиолетового; по оптическим свойствам ближе всего соответствует диабаниту ($n_m = 1.620$); на принадлежность его к магнезиально-железистому ряду указывают также данные рентгеноструктурного анализа.

С е р и ц и т интенсивно развит по всем полевошпатовым породам ($n_m = 1.609-1.614$) в виде чешуек и табличек.

Актинолит и тремолит развиваются по роговой обманке и пироксену; образуют длиннопризматические и волокнистые кристаллы; актинолит зеленоватого цвета с заметным плеохроизмом; $n_g=1.665$, $n_p=1.645$; тремолит бесцветен и имеет более низкие показатели преломления ($n_g=1.635$, $n_p=1.620$).

Спутанно-волокнистая зеленая разновидность актинолита, развивающегося по пироксену, названа уралитом, к которому отнесен и подобный агрегат, замещающий роговую обманку.

Акцессорные минералы

При изучении акцессорной минерализации (ее качественных и количественных показателей, выделения главных ассоциаций в зависимости от концентрации и процента встречаемости) было проанализировано более 80 минералогических проб, охватывающих весь спектр петрографических разновидностей пород. В выделяемые ассоциации вошли акцессорные минералы со встречаемостью в определенных комплексах или разновидностях пород выше 50%.

Видовой состав акцессорных минералов вулканических пород западного склона Полярного Урала довольно разнообразен и изменяется как в различных петрографических типах пород, так и в однотипных породах разных комплексов (табл. 9).

Для андезитов и базальтов нярминского комплекса в целом ассоциацию акцессорных минералов определяют апатит-циркон-сфен-барит-гематит. Иногда в заметных количествах присутствуют пирит, монацит, пирротин, ильменит, хромит, оливин и турмалин. В андезито-базальтах верховий р. Бол. Кары дополнительно появляются шпинель (11 г/т), гранат (0.1 г/т) и единичные знаки кордуна. Для базальтов хребтов Кызыгейнырд и Оченырд, андезитобазальтов бассейна руч. Тизнезашор характерно наличие муассанита с содержанием от 0.2 до 5 г/т. В андезитобазальтах, кроме того, очень редко, но встречаются дистен (0.1 г/т) и монацит (11 г/т).

В липаритах борзовского комплекса основными акцессорными минералами являются сфен (0-12 г/т), апатит (до 360 г/т), гематит (до 4000 г/т) и циркон (от 0 до 56 г/т). Иногда в заметных количествах присутствуют обладающие меньшей частотой встречаемости галенит, халькопирит, магнетит, рутил, шпинель, ортит и турмалин; в единичных знаках - хромит, гранат, марказит, флюорит.

У каждого участка распространения пород изьяховского комплекса своя несколько отличная ассоциация акцессорных минералов. Так, например, базальты хр. Изьяхой характеризуются пирит-ортит-баритовой ассоциацией. В некоторых пробах, взятых вблизи контактов с дайками липаритов, встречается «давидит (до 42 г/т); в единичных знаках отмечается анатаз, гематит, сфен, рутил. В диабазах и базальтах хр. Бол. Пайпудынского ассоциация акцессориев представлена пиритом, апатитом, гематитом и цирконом, при этом пирит и апатит встречаются в 100% проб, а средние их содержания -

16 и 18 г/т соответственно. В единичных знаках присутствуют галенит и сфен. Давидит для базальтов является случайным минералом.

Липариты пайпудынского комплекса (материал заимствован у Б.А. Голдина) отличаются самым богатым видовым составом акцессорной минерализации. В целом пайпудынский комплекс характеризуется пирит-барит-гематит-циркон-сфен-апатитовой ассоциацией акцессориев. В разных участках распространения пород этого комплекса видовой состав ассоциаций немного варьирует. Так, для неизменных липаритов и их туфов хр. Изъяхой характерна пирит-гематит-барит-давидитовая ассоциация со средним содержанием составляющих минералов 198, 3021, 1031, 13 г/т соответственно. Измененные липариты имеют более широкий спектр акцессорных минералов: пирит (324 г/т), магнетит (2.4 г/т), гематит (2118 г/т), барит (872 г/т), апатит (9 г/т), сфен (7.5 г/т), турмалин (0.4 г/т). Иногда в заметных количествах присутствуют анатаз, галенит, ортит, сфалерит, халькопирит, халькозин. Для липаритов хр. Бол. Пайпудынского ассоциацию определяют гематит (416 г/т), апатит (3.5 г/т), циркон (17 г/т) и сфен (11 г/т). Если говорить о потенциальной рудоносности пайпудынского комплекса, то в первую очередь следует отметить постоянное присутствие в его породах редкоземельных минералов: торита (ед. зн.), ксенотима (ед. зн.), фергюсонита (ед. зн.), монашита (до 7 г/т), давидита (10-104 г/т), сфена (до 33 г/т), ортита 75 г/т), пирохлора (ед. зн.).

Андезиты и базальты энганэпэйского комплекса характеризуются циркон-сфен-ильменит-апатит-пиритовой ассоциацией. Значительно реже встречаются ортит, магнетит, рутил, турмалин и ряд сульфидов (пирротин, сфалерит, халькопирит).

Некоторые акцессорные минералы являются типоморфными.

Магнетит в качестве акцессорного минерала встречается только в борзовском и пайпудыском комплексах. Наибольшие его количества содержатся в более основных разностях пород - дацитопаритах и дацитах. Одной из причин повышенного содержания магнетита в породах является увеличение количества летучих компонентов и повышение кислородного потенциала в расплаве. По этому признаку (содержанию магнетита) липаритовый расплав более „сухой“, чем дацитовый. В процессе гибридизма содержание магнетита значительно возрастает.

Согласно произведенному химическому анализу, магнетит из липарита борзовского комплекса имеет следующий состав: $SiO_2=2.94$, $TiO_2=0.43$, $Al_2O_3=1.65$, $Fe_2O_3=67.83$, $FeO=26.72$, $MnO=0.04$, $MgO=0.10$, $CaO=0.44$, $Na_2O=0.23$. Судя по низкому содержанию TiO_2 , температура образования этого магнетита ниже 400 °С (Баддингтон, 1963).

Апатит относится к числу минералов, присутствующих в породах всех комплексов. Частота его встречаемости в основных эффузивах выше, чем в липаритах, где она не превышает 50%. Он образует призматические кристаллики гексагональной формы. По оптическим свойствам ($n_g=1.633$; $n_p=1.630$) минерал относится к фторапатиту. Максимальные количества апатита содержатся в поро-

Таблица 9. Содержание некоторых аксессуарных минералов (в г/т) в вулканических комплексах западного склона Полярного Урала

Минерал	Нярминский комплекс - андезиты, базальты (n=21)	Изъяхойский комплекс		Борзовский комплекс - липариты (n=14)	Пайпудынский комплекс - липариты и их туфы (n=33)
		базальты (n=9)	габбро (n=13)		
Муассанит	$\frac{0-9}{1}$ (43)	-	-	-	-
Пирит	$\frac{0-794}{90}$ (79)	$\frac{0-48}{8.2}$ (83)	$\frac{21-260}{121}$ (90)	259 (67)	$\frac{0-1434}{154}$ (86)
Сфалерит	$\frac{0-18}{0.1}$	-	-	83 (44)	$\frac{0-881}{27}$ (10)
Галенит	-	+(16)	$\frac{0-0.44}{0.12}$ (44)	$\frac{0-349}{22}$ (32)	$\frac{0-2020}{78}$ (30)
Халькопирит	$\frac{0-4.7}{0.3}$ (10)	-	$\frac{0-10}{0.8}$ (20)	$\frac{0-433}{32}$ (29)	$\frac{0-91}{4}$ (12)
Пирротин	250 (3)	-	$\frac{0-55}{7}$ (26)	-	-
Блеклая руда	0,01 (3)	-	-	-	-
Магнетит	-	-	735 (15)	$\frac{0-70}{12}$ (14)	$\frac{0-10}{0.4}$ (9)
Гематит	$\frac{0-2858}{179}$ (60)	1260 (58)	2000 (20)	1730 (34)	$\frac{0-8619}{2020}$ (90)
Ильменит	608 (3)	-	-	$\frac{0-14}{1}$ (7)	-
Рутил	$\frac{0-3}{0.2}$ (24)	$\frac{0-32}{5.5}$ (41)	-	$\frac{0-24}{1.7}$ (8)	+ (9)
Анагаз	-	+(25)	-	-	$\frac{0-41}{2.5}$ (18)

Давидит	-	$\frac{0-42}{10}$ (25)	-	-	$\frac{1-134}{7}$ (6)
Корунд	+(6)	-	-	-	-
Хромит	$\frac{0-18}{0.9}$ (19)	-	-	+(7)	-
Шпинель	$\frac{0-21}{2}$ (14)	-	-	$\frac{0-9}{0.7}$ (17)	-
Апатит	$\frac{0-228}{16}$ (47)	$\frac{+53}{9}$ (50)	$\frac{0-32}{1.6}$ (48)	$\frac{0-359}{28}$ (32)	$\frac{0-297}{10}$ (42)
Монацит	$\frac{0-68}{3}$ (4)	-	-	-	$\frac{0-7}{0.2}$ (1)
Оливин	$\frac{0-45}{2}$ (7)	-	-	-	+(1)
Гранат	$\frac{0-3.6}{0.2}$ (23)	-	-	-	$\frac{0-4}{0.1}$ (3)
Циркон	$\frac{0-108}{14}$ (71)	$\frac{0-1.2}{0.2}$ (34)	-	$\frac{0-56}{7}$ (78)	$\frac{0-21}{2.4}$ (52)
Сфен	$\frac{0-295}{21}$ (61)	$\frac{0-5}{0.8}$ (41)	$\frac{0-244}{18}$ (63)	$\frac{0-14}{3}$ (59)	$\frac{0-222}{12}$ (48)
Дистен	$\frac{0-0.4}{0.02}$ (7)	-	-	-	-
Ставролит	+(4)	-	-	-	-
Ортит	-	$\frac{0-267}{73}$ (66)	-	$\frac{0-1.4}{0.1}$ (7)	43 (27)
Турмалин	10 (22)	-	-	1008 (25)	$\frac{0-2}{0.1}$ (15)
Флюорит	-	-	-	+(7)	$\frac{0-10}{0.4}$ (8)

Примечание. В числителе - пределы содержаний минералов (в г/т), в знаменателе - средние значения, в скобках - частота встречаемости (в %).

дах нярминского и борзовского комплексов, особенно в гибридных и контаминированных их разностях. Рядом исследователей показано, что степень развития пинакоидальных граней на кристаллах апатита зависит от температуры минералообразования (Фишман и др., 1968). Так как в борзовских липаритах наиболее развиты таблитчатые кристаллы апатита, то можно говорить о сравнительно низкотемпературных условиях его кристаллизации.

Ц и р к о н — сквозной почти для всех разновидностей пород минерал. Средние содержания его в породах невелики, но частота встречаемости довольно высока. В изъяхойском комплексе присутствует только в диабазах и базальтах хр. Бол. Пайпудынского. Максимальные средние содержания характерны для пород нярминского комплекса. Представлен хорошо ограниченными кристаллами размером по удлинению 0.05–0.4 мм и окатанными зернами. Габитус кристаллов преимущественно тетрагонально- и дитетрагональнопризматический. Удлинение кристаллов циркона колеблется от 1.9 до 3–4, уплощение незначительное. Цирконы из липаритов борзовского комплекса характеризуются меньшим удлинением, чем цирконы пайпудынского комплекса. Кроме того отмечено, что цирконы субвулканической фации короче цирконов эффузивной фации вулканитов. Удлинение кристаллов циркона связано с химизмом вмещающей породы, вязкости магмы (Фишман и др., 1968). Поэтому можно предположить, что магма, из которой сформировались породы борзовского комплекса, была беднее летучими по сравнению с магмой, сформировавшей породы пайпудынского комплекса.

С ф е н отмечен во всех разновидностях пород. Одной из основных особенностей пород района является сфеновый тип ассоциаций аксессуарных минералов. Наибольшее количество сфена наблюдается в породах нярминского и изъяхойского комплексов. Ассоциирует сфен с апатитом, эпидотом, лейкоксомом. Представлен он ксеноморфными, пластинчатыми, чечевицеобразными, изометричными зернами, зернами агрегатного сложения, реже кристаллами клиновидной и конвертообразной формы (от 0.2 до 0.5 мм) желтоватого цвета. Сфен часто содержит включения апатита и магнетита. Наблюдения над взаимоотношениями аксессуаров показали, что основная масса сфена образовалась значительно позднее большинства других минералов.

Спектральным анализом в сфене устанавливаются примеси марганца, ниобия, ванадия, стронция, иттрия, олова.

В заключение необходимо отметить, что аксессуарно-минеральная специализация вулканитов, изученная еще слабо, требует постановки специальных работ.

Последовательность выделения минералов

Изучение последовательности кристаллизации минералов в породах вулканических комплексов и сравнение полученных результатов с экспериментальными данными позволяют выявить P–T-условия формирования вулканитов.

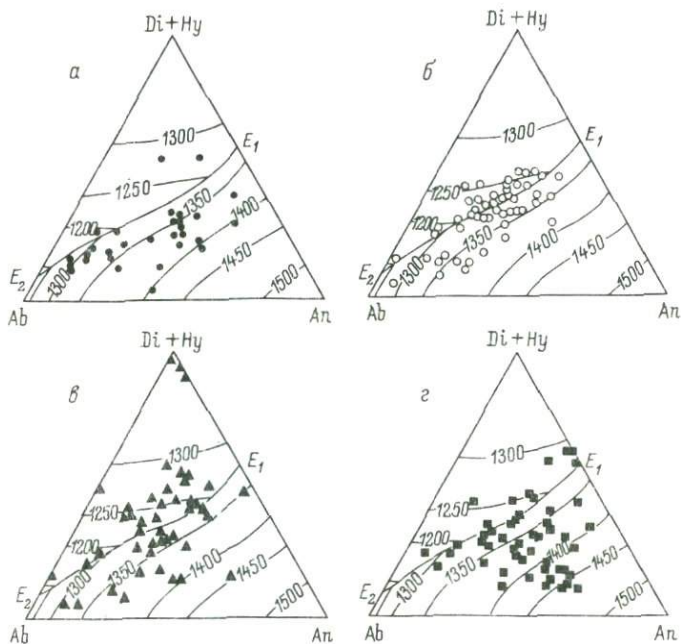
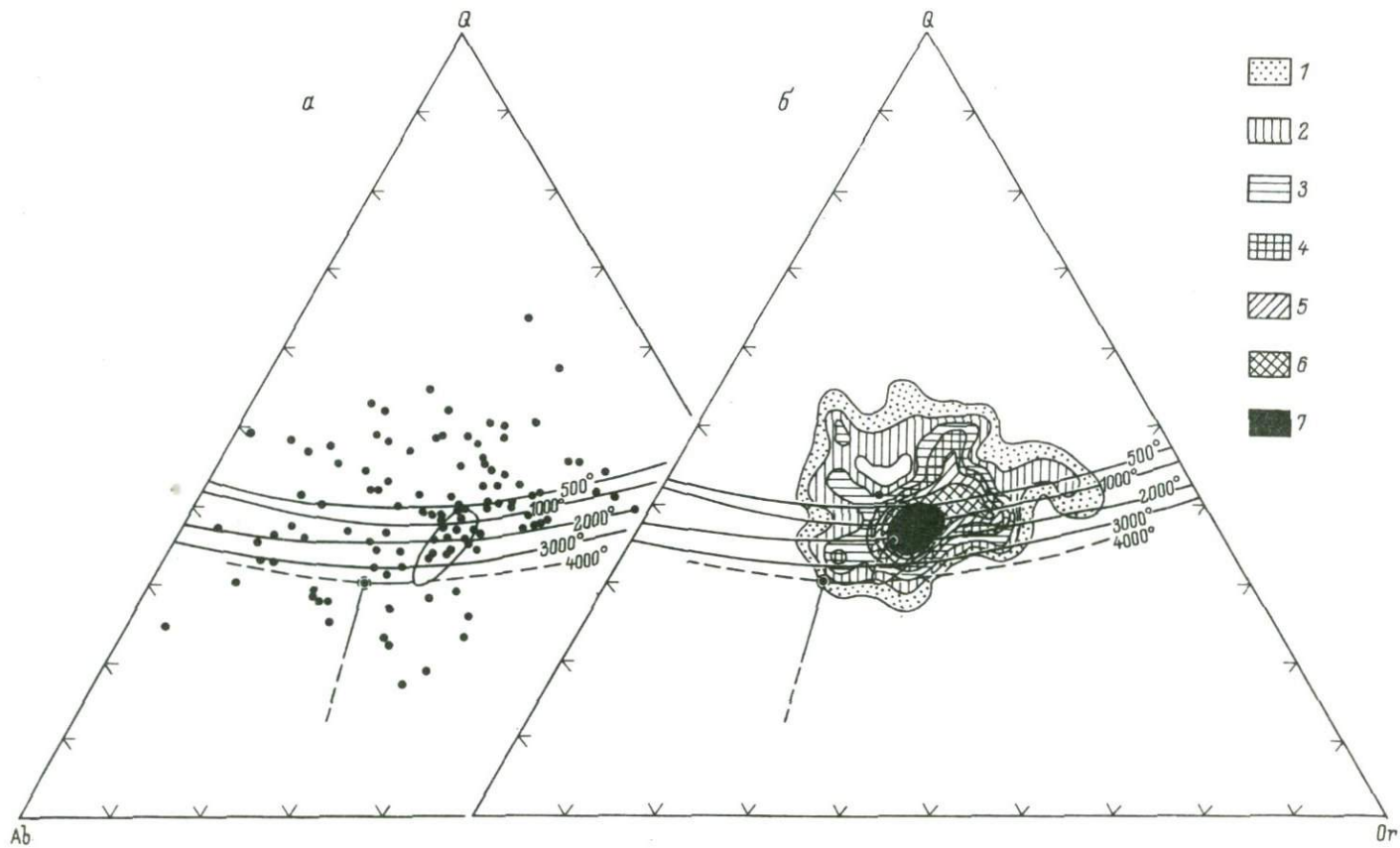


Рис. 25. Диаграмма плавкости системы $Ab-An-(Di+Hy)$ (по Боуэну).

а – нярминский андезитобазальтовый комплекс; б – изьяхойский базальтовый комплекс; в – энганэпэйский андезитовый комплекс; г – седьёуский комплекс щелочных базальтоидов.

В олигофировых и афировых базальтоидах нярминского, изьяхойского и энганэпэйского комплексов первым обычно кристаллизуется плагиоклаз, то хорошо согласуется с формулой Т. Барта (1956). Наблюдаемый в шлифах постепенный переход от порфировых выделений к основной массе свидетельствует о быстроте и непрерывности процесса кристаллизации (Фролова, 1970).

В породах с порфировой структурой наблюдается не менее двух поколений вкрапленников, интенсивная резорбция, реакционные взаимоотношения, обусловленные многоэтапной кристаллизацией. Довольно часто отмечаются близкие по времени выделения пироксена и плагиоклаза, что связано с локальным обогащением расплава летучими, способствовавшими сдвиганию котектики в базальтовой системе в сторону плагиоклаза (Йодер, Тилли, 1965). Это подтверждается расположением фигуративных точек на диаграмме альбит-анортит-диопсид+геденбергит (рис. 25) и ранней кристаллизацией магнетита. Кристаллизация ряда клинопироксенов в породах энганэпэйского комплекса начинается с диопсидового пироксена. Затем падение температуры приводит к появлению в расплаве авгита. В процессе эволюции в расплаве иногда увеличивается роль татан-



авгитовой и эшриновой составляющих. Эти особенности пироксенов и направление их кристаллизации характерны для ассоциации пород, связанных с дифференциацией щелочных базальтовых магм.

В габбро субвулканических фаций примерно одинаковый идиоморфизм плагиоклаза и пироксена, отсутствие реакционных взаимоотношений между ними могут свидетельствовать о одновременности их кристаллизации. Ильменит и титано-магнетит отчетливо ксеноморфны по отношению к пироксену и плагиоклазу. Нормативные составы габбро и эссектитового габбро на диаграмме (рис. 25) располагаются преимущественно в поле плагиоклаза. Следовательно, кристаллизация расплавов соответствующего состава начиналась с плагиоклаза. Интерпретация хода кристаллизации расплавов при помощи указанной диаграммы несомненно условна, так как ею не учитывается в полной мере влияние закиси железа и летучих. Часто наблюдаются отклонения от этой последовательности, на что указывают встречающиеся микропегматитовые срастания кварца и полевых шпатов, а также противоречивость идиоморфизма салических и фемических минералов, в силу которой, согласно К.Э. Тилли и Г.С. Йодеру (Tilley, Yoder, 1964), котектическая линия в системе $Di-Pl-H_2O$ при изменении давления водяных паров будет испытывать смещения, в результате чего из одного и того же расплава может выделяться то плагиоклаз, то пироксен (Лебедев, Богатиков, 1963).

Петрографическое изучение пород борзовского дацит-липаритового комплекса показало, что во всех парагенетических типах пород первым кристаллизуется минерал, содержание которого находится в избытке против котектики (либо кварц, либо плагиоклаз). Это подтверждается анализом диаграммы $Ab-Or-Q-H_2O$ (рис. 26).

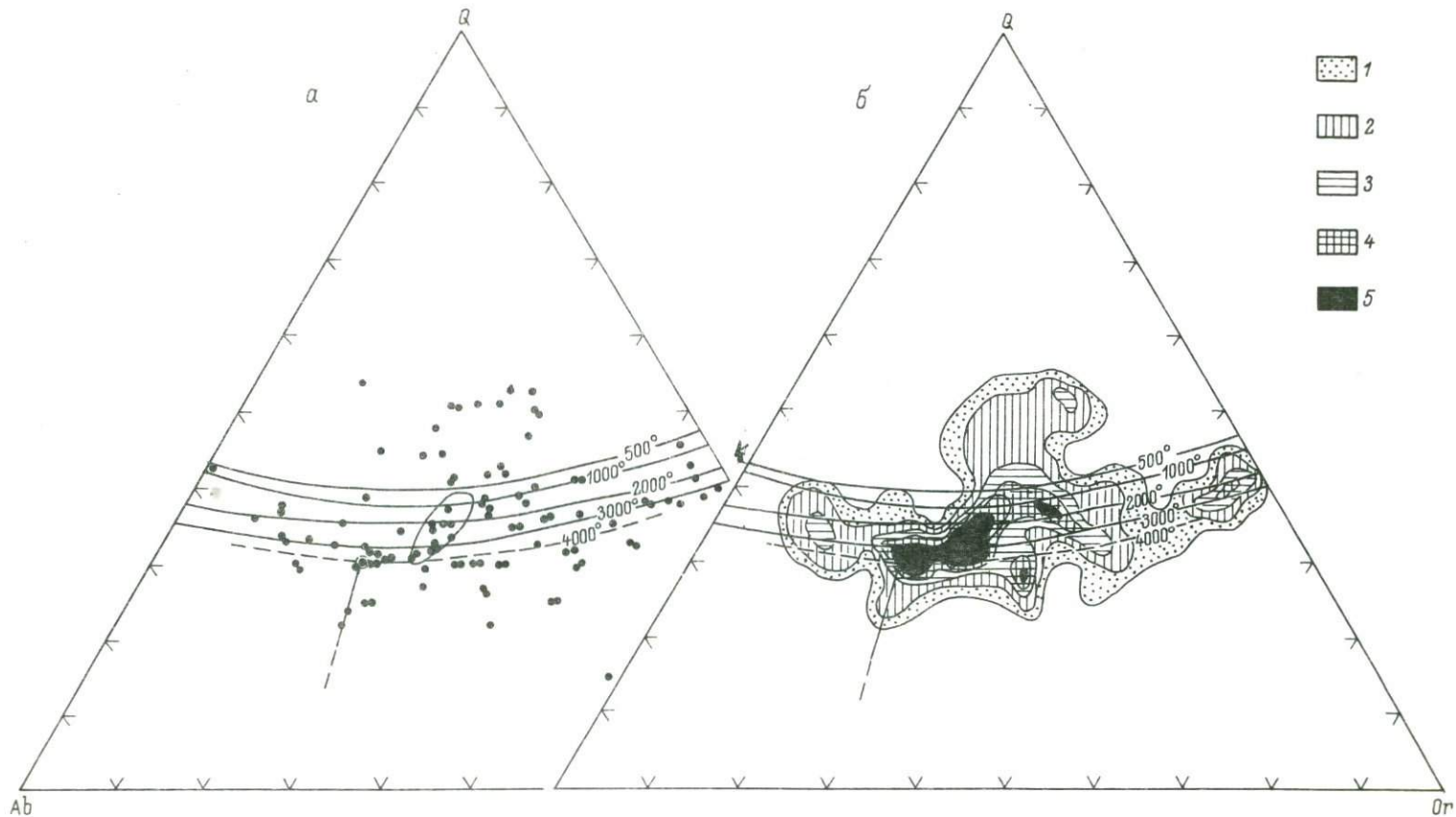
Нормативные составы дацитов смешаются относительно изобарического минимума гранитной системы влево, к ребру $Ab-Q$ ($P_{H_2O} = 0.5-2$ кбар), а липаритов сосредоточиваются в центре диаграммы, что соответствует эвтектике при $P_{H_2O} \approx 2-2.5$ кбар.

По-видимому, эти различия не столько связаны с особенностями минерального и химического составов липаритов и дацитов, сколько объясняются разными условиями генерации исходных магм.

Экспериментально установлено (Хитаров и др., 1969), что при давлении водяного пара от 0.5 до 3 кбар в расплавах дацитового состава первым кристаллизуется плагиоклаз, затем при давлении от 1 до 3 кбар начинают кристаллизоваться биотит и амфибол. При $P_{H_2O} = 1$ кбар образование их резко снижается (1-1.5%) и при дав-

Рис. 26. Диаграмма $Ab-Q-Or$ для валовых составов пород борзовского дацит-липаритового комплекса.

а - фигуративные точки липаритов и дацитов; оконтурена область наибольшего распространения пород гранитного состава (Tittle, 1955); б - контуры плотности (в % точек) распределения нормативных Q , Ab , Or : 1 - 1-2, 2 - 2-3, 3 - 3-4, 4 - 4-5, 5 - 5-7, 6 - 6-7, 7 - 7-10%.



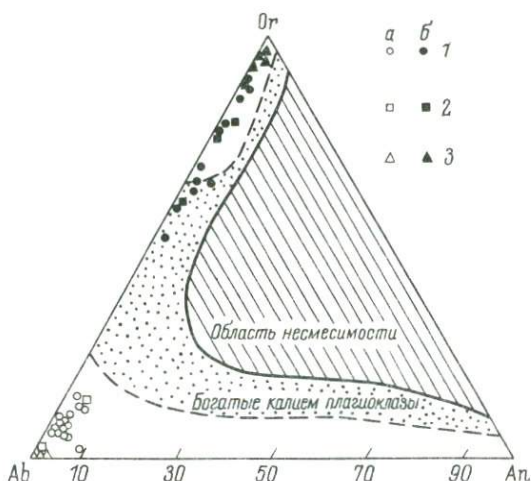


Рис. 28. Распределение нормативных полевых шпатов в системе $Or-Ab-An$ различных магматических комплексов севера Урала.

1-3 - калиевые полевые шпаты (а) и плагиоклазы (б) из гранитов, липаритов и жид в липаритах соответственно.

лении 0,5 кбар они практически не выделяются. При давлении $P_{H_2O} = 2$ кбар и ниже вслед за биотитом и плагиоклазом кристаллизуется магнетит. Отсутствие темноцветов свидетельствует о небольшой величине давления водяного пара (около 0,5 кбар) и расплаве при их кристаллизации. Это подтверждается и более поздним выделением магнетита. Иными словами, расплав дацитов формируется в относительно „сухих“ условиях.

Кислые расплавы липаритового состава кристаллизуются в той же последовательности, что и граниты (Харитонов и др., 1969). В условиях давления водяного пара от 0,5 до 3 кбар из обсидианового расплава первыми кристаллизуются плагиоклаз и биотит. В интервале давления 3-1 кбар после плагиоклаза выделяется кварц, а при давлении $P_{H_2O} = 0,5$ кбар после кристаллизации плагиоклаза начинает кристаллизоваться ортоклаз. Липариты обычно представлены кварц-полевошпатовой котектикой и очень редко содержат водосодержащие минералы, как, например, биотит. При дав-

Рис. 27. Диаграмма $Ab-Q-Or$ для валовых составов пород пайпудинского липаритового комплекса.

а - фигуративные точки; о контурена область наибольшего распределения пород гранитного состава (Tittle, 1955); б - контуры плотности (в % точек) распределения нормативных Q, Ab, Or : 1 - 1-2, 2 - 2-3, 3 - 3-4, 4 - 4-5, 5 - 5-7 %.

лении водяного пара от 3 до 1 кбар из расплава обсидиана первым кристаллизуется плагиоклаз, а затем кварц, что, вероятно, свидетельствует о значительно более высоком P_{H_2O} при формировании пород этого типа по сравнению с дацитами.

Петрографическое изучение пород пайпудынского липаритового комплекса показало, что все они отвечают по составу кварц-полевошпатовой котектике, образуя несколько максимумов (рис. 27). Изучение минеральных парагенезисов вкрапленников свидетельствует об их большом разнообразии. Сравнение этих парагенезисов показывает, что составы расплавов характеризуются относительно высоким химическим потенциалом щелочей. Повышенная активность щелочей (главным образом K_2O) является основной причиной появления в породах вкрапленников преимущественно калишпата. Повышенная активность калия отчетливо фиксируется и по расширению поля кристаллизации калишпата в системе $Ab-Or-Q$ (рис. 28).

Для всех пород характерна многоэтапная кристаллизация с наличием двух или трех поколений вкрапленников калишпата и кварца. Одним из первых наряду с калишпатом выделяется магнетит, затем кристаллизуется кварц, реже – темноцветные минералы. Согласно экспериментальным данным (Хитаров и др., 1969), наличие в кремнекислых эффузивных породах магнетита говорит о насыщении летучими компонентами (главным образом водой) магматического расплава в начале кристаллизации. При кристаллизации обсидианового расплава установлено, что магнетит кристаллизуется при давлении водяного пара 3 кбар вместе с ортоклазом или кварцем высокотемпературной модификации. При давлении водяного пара 2 кбар магнетит начинает кристаллизоваться немного позже, при $t=760-880^{\circ}C$. В условиях давления H_2O от 3 до 1 кбар после калишпата начинает кристаллизоваться кварц. В ходе кристаллизации кислой магмы состав остаточного расплава меняется в сторону повышения содержания окислов SiO_2 и Na_2O , в результате чего выделяется плагиоклаз. Подобный ход кристаллизации установлен в кремнекислых вулканитах пайпудынского комплекса, что отвечает условиям давления водяного пара около 3 кбар и свидетельствует о сравнительно большом содержании в исходном расплаве летучих компонентов и в первую очередь воды. Подтверждением этого является широкое развитие эксплозий, связанных с начальными фазами кислого вулканизма.

ХИМИЗМ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Обобщение имеющихся материалов по петрохимии вулканических комплексов позднего протерозоя Полярного Урала позволяет дать общую характеристику химизма вулканогенных пород и наметить общие закономерности эволюции магмы в процессе развития района. Наблюдаемые соотношения петротипов в каждом комплексе свидетельствуют о тесных пространственно-временных связях между ними, что указывает на них принадлежность к единым магматическим сериям. Для сравнения были привлечены материалы по пайпудынскому и седьюскому комплексам (Голдин и др., 1973).

В работе использовано 270 химических анализов вулканитов, из них 146 оригинальных. При отборе анализов были приняты следующие критерии: сумма 99,5–100,5%, содержание воды или ппп не более 5%. Кроме того, браковались анализы пород, подвергшихся гидротермальному изменению. Сравнение комплексов производилось преимущественно сопоставлением одноименных групп пород, выделяемых согласно „Классификации и номенклатуры...“ (1981): базальты (SiO_2 44–53%), андизитобазальты (SiO_2 53–57%), андезиты (SiO_2 57–64%), дациты (SiO_2 64–68%), липарито (риолито)–дацитовый ряд (SiO_2 68–78%). По результатам химических анализов рассчитаны: числовые характеристики – по методике А.Н. Заварицкого (1950), b^1 – по Д.С. Штейнбергу (1964), нормативные минералы – по американской системе CIPW.

Общие черты химизма

Енганэпэйский комплекс

Среди вулканитов ведущая роль принадлежит лавам андезитов и андезитобазальтов, которым подчинены базальтовые и дацитовые лавы, субвулканические тела липаритов и вулканокластические образования.

По химическому составу среди образований этого комплекса, как и по петрографическим данным, выделяется широкая гамма пород от кислого до основного составов почти со всеми переходными разностями (прилож. 1). Пересчет анализов на нормативный минеральный состав по CIPW (прилож. 2) выявил в преобладающей части проб (здесь не учитываются кислые породы) наличие кварца и гиперстена, что позволило отнести их к пересыщенным толеитам (Йодер, Тилли, 1965). В эффузивных породах в одном случае отмечен нормативный нефелин (2,7%) совместно с оливином (6,9%), позволившими отнести породу к щелочному оливиновому базальту. Среди нормативной полевошпатовой части во всех породах комплекса доминирует альбитовая составляющая. Из сравнения данных прилож. 2 с результатами подсчета минералов в шлифах видно, что основные породы комплекса содержат значительное количество виртуального кварца, существенно превышающее его реальное содержание. Это можно

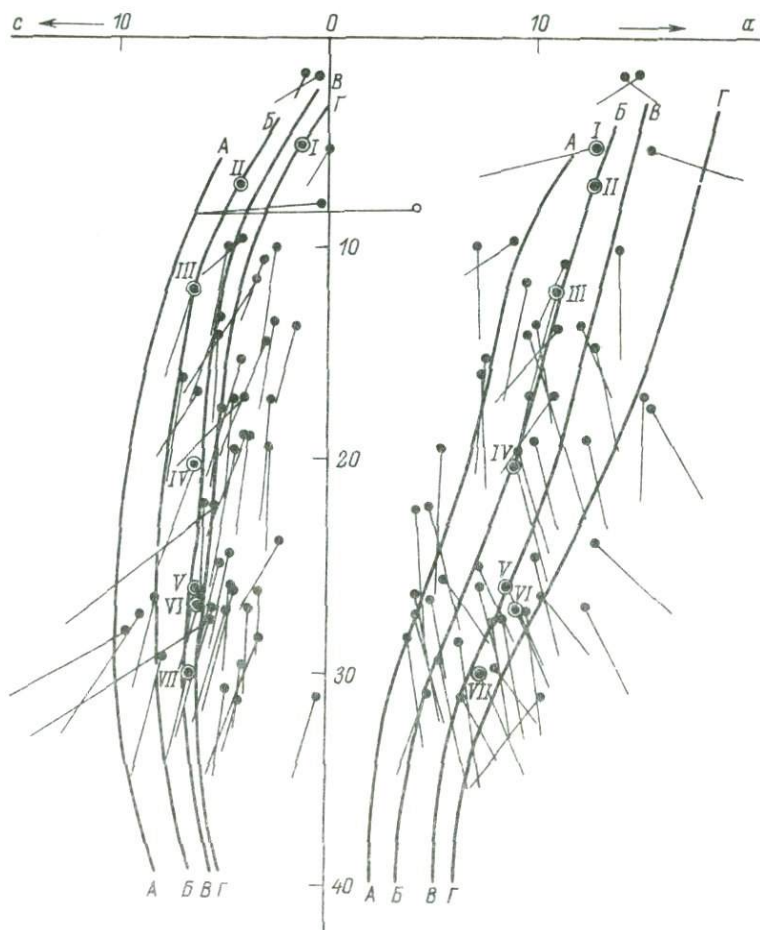


Рис. 29. Векторная диаграмма химизма пород энганэпейского комплекса.

I–IV – средние типы пород, по Р. Дэли (1936) (I – липарит, II – дацит, III – андезит, IV – кварцевый базальт, V – диабаз, VI – базальт, VII – оливиновый диабаз). Буквами обозначены вариационные линии (AA – Пеле, ББ – Лассен-Пик, ВВ – Йеллоустонский парк, ГГ – Этна).

объяснить тем, что большая часть кремнезема находится в связанном состоянии в основной массе породы. То же самое отмечается и при сравнении реального и виртуального содержания пироксена, т. е. значительное количество Mg и Fe не «связано» в минеральную форму.

По классификации А.Н. Заваришкого, базальты – насыщенные и слабо насыщенные SiO_2 породы, а по щелочности отвечают груп-

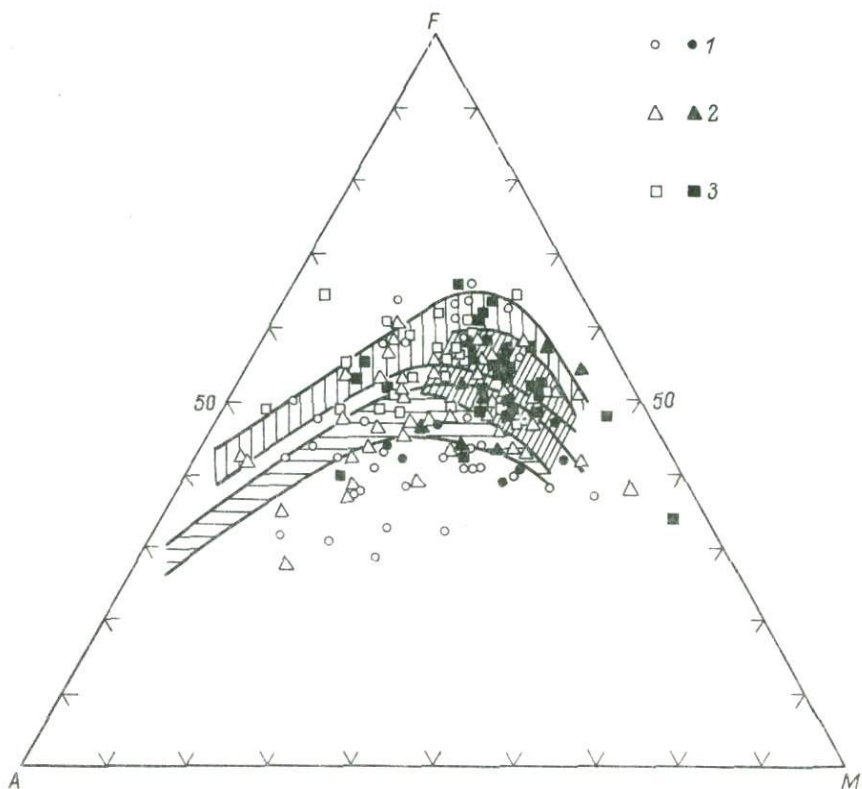


Рис. 30. Диаграмма АГМ для базитовых комплексов.

1-3 - вулканические комплексы (1 - енганэпэйский, 2 - нярминский, 3 - изъяхойский).

пам от очень бедных до богатых щелочами. Андезитобазальты относятся к классам слабо насыщенных и пересыщенных SiO_2 , к группам бедных и очень бедных щелочами пород. Андезиты входят в класс пород слабо пересыщенных и пересыщенных SiO_2 и в группы бедных и очень бедных щелочами. Субвулканические и гипабиссальные породы более кислого состава (дациты и тоналиты) относятся к насыщенному и пересыщенному SiO_2 классам, к группам от умеренно богатых до богатых щелочами. Кислые образования комплекса (липариты и аплиты), самые поздние по времени становления, относятся к классу пересыщенных SiO_2 и к группе пересыщенных щелочами пород.

В подавляющей массе пород преобладающую роль играет натрий (в эффузивах $n_{CP}=84.0$). Фемические минералы отличаются относительным преобладанием магния над кальцием и суммой железа в андезитах ($m' = 56.1$) и приблизительно равными содержаниями маг-

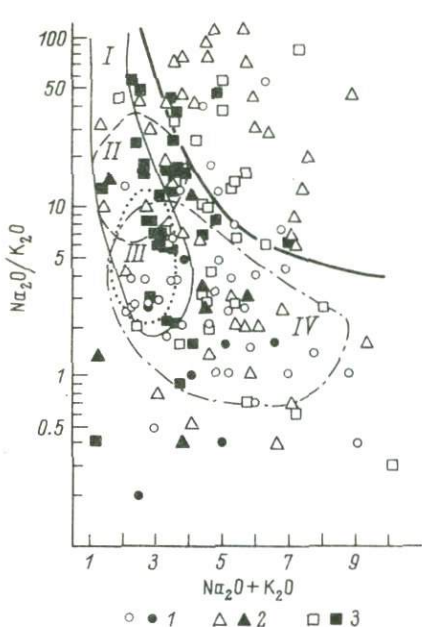


Рис. 31. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

I-IV - поля, по А. Мияширо (I - исландские толеиты, II - абиссальные толеиты, III - гавайские толеиты, IV - островодужные породы); 1-3 - вулканические комплексы (1 - энганэпэйский, 2 - нярминский, 3 - изъяхойский).

ния и суммы железа в андезитобазальтах и базальтах ($m' = 41.5$ и $f' = 42.5$ - в первых, $m' = 40.2$ и $f' = 40.6$ - во вторых). Полевошпатовая известь (c') в среднем для группы эффузивов составляет 4.4. Наиболее низкая величина окисленности железа (W) отмечена в стекле андезитобазальтового состава

(5.2), а большая - в сильно измененном андезитобазальте (47.4).

Габброиды комплекса по коэффициенту меланократовости b' (Белуосов и др., 1969; Белуосов, 1976) относятся к мезократовым габбро ($b' > 25$). Они имеют калиевый характер, что вызвано серицитизацией (весьма интенсивной по наблюдениям в шлифах) и вероятной калишпатизацией плагиоклаза в виде микроперитов.

На развернутом тетраэдре (по А.Н. Заварицкому) (рис. 29) фигуративные точки размещаются широкой полосой от базальта до ридолита. Из расположения точек отчетливо видна неустойчивость характера щелочности пород: точки отклоняются влево от известково-щелочной серии типа Пеле и вправо от щелочной серии Этны. Но все же преобладающая часть составов укладывается между этими крайними сериями. На левой плоскости диаграммы большее число фигуративных точек ложится правее вариационной линии Этны, показывая невысокую полевошпатовую известковистость, что хорошо согласуется с данными нормативного пересчета.

Из приводимой здесь диаграммы $\text{AFM}[(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{Mg}]$ (рис. 30), обычно используемой для анализа масштабов дифференциации магм по совокупности наблюдаемых составов, видно, что точки пород энганэпэйского комплекса тяготеют к трендам дифференциации толеитовых и щелочных шливин-базальтовых магм, и, кроме того, существуют и промежуточные группы пород. На диаграмме А. Мияширо (рис. 31) фигуративные точки составов имеют также довольно широкий разброс, но большая их часть попадает в поля островодужных пород и исландских толеитов.

Таким образом, анализ петрохимических данных показывает, что энганэпэйский комплекс представляет собой ассоциацию переходного

типа пород – от известково-щелочной серии к щелочной. Весьма характерной его особенностью является пониженное содержание окиси титана и глинозема (в базальтах отмечается повышенное содержание титана) по сравнению со средними химическими составами, по Р. Дэли (1936) и С.П. Соловьеву (1970).

Тектоническая позиция становления комплекса оценивалась по эмпирическим „коэффициентам океаничности“ Н.Л. Добрецова (1975), которые, будучи нанесены на соответствующие диаграммы, размещаются в поле континентальных толеитов (траппов) и высокоглиноземистых базальтов андезитобазальтовых серий островных дуг. Петрохимический тип серии позволяет отнести всю совокупность горных пород комплекса к андезитовой формации (Кутолин, 1974, 1976), что подтверждается и явным преобладанием в них андезитов (Магматические формации СССР, 1979). Тесная пространственная и временная связь в нем вулканогенных пород различного состава дает основание рассматривать их как дифференциаты единой области генераций.

При анализе данных по распределению элементов-примесей во всех типах пород комплекса обращает на себя внимание факт неоднозначного их содержания (прилож. 3): выше кларка – в базальтах (Sc, Pb, Co, Zr, Cr – незначительно выше; Ba, Sr), андезитах (Sc, Mo, V, Cr), диабазах и габбро (Sc, Zr, Cr), липаритах (Sc, Mo, V, Ag, Co, Ni); кларковые – в базальтах (Ca, Mo, V, Y), андизитах (Ca, Cu, Co, Ni, Y), диабазах (Mo, V, Co, Ba), габбро (Pb, Nb, Ga, Cu), при этом во всех группах пород (Cr и Zr ниже кларка во всех петротипах. Все эти данные говорят о различии в геохимической специализации разных групп пород одного комплекса. Наличие единого спектра малых элементов в различных породах комплекса и характер их распределения является еще одним подтверждением единства источника происхождения. Изменения же содержаний отдельных элементов в направлении от основных разностей вулканитов к кислым свидетельствуют о процессах дифференциации магматического расплава.

Няринский комплекс

Ассоциация вулканитов этого комплекса представлена эффузивной (90%), субвулканической (5%) и пирокластической (5%) фациями. Среди эффузивных образований доминируют андезитобазальты и базальты, реже андезиты.

Химические составы вулканогенных пород этого комплекса приведены в прилож. 4, а средние составы по группам – в табл. 10. Для обсуждения общих черт химизма (прилож. 4) и его особенностей, а также сопоставления родственных петротипов разных комплексов, результаты каждого силикатного анализа были пересчитаны на нормативный состав по CIPW (прилож. 5). Этот пересчет выявил присутствие в большинстве вулканитов комплекса нормативного кварца и гиперстена, что позволило отнести их к пересыщенным и насыщенным толеитам (Йодер, Тилли, 1965); в 12 случаях отме-

Т а б л и ц а 10 Средние составы вулканических пород разных тектонических провинций

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	50.47	51.89	51.28	50.47	51.57	51.66	59.10	48.11	51.93	72.33	55.36	73.91	68.71	66.24
TiO ₂	1.18	1.21	0.97	1.09	0.96	1.15	0.45	1.19	0.69	0.35	0.73	0.27	0.34	0.43
Al ₂ O ₃	17.63	17.66	17.76	17.21	18.64	18.39	19.10	16.66	15.61	12.65	17.32	11.40	14.02	13.81
Fe ₂ O ₃	4.25	3.15	4.15	3.41	4.14	5.00		4.48	3.82	1.50	3.02	1.75	1.73	0.85
								6.26						
FeO	5.47	5.12	5.50	7.77	5.52	4.82		5.44	6.45	2.60	5.15	2.77	2.72	4.00
MnO	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	0.08
MgO	5.67	4.31	5.77	5.56	4.64	4.00	0.70	5.02	6.73	1.30	3.99	0.88	2.39	3.34
CaO	8.62	8.51	9.49	10.15	9.51	9.45	1.28	9.70	6.13	1.49	6.08	0.91	2.68	2.10
Na ₂ O	2.93	2.87	2.64	2.35	2.95	2.35	5.27	3.51	3.30	4.76	2.85	6.11	3.49	4.10
K ₂ O	0.65	0.80	1.17	0.64	1.39	1.26	4.71	0.80	0.60	0.76	0.89	0.21	1.25	1.82

Т а б л и ц а 10 (продолжение)

Окислы	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	61.12	54.49	50.32	58.51	59.90	53.25	49.83	47.96	54.26	47.77	46.41	70.19	74.34	74.39
TiO ₂	0.30	0.83	1.70	1.42	1.30	1.39	1.91	2.18	2.50	2.91	2.62	0.46	0.30	0.28
Al ₂ O ₃	12.70	11.84	14.56	15.79	15.23	16.62	16.00	16.05	13.71	14.66	14.72	13.16	11.49	11.92
Fe ₂ O ₃	1.61	2.19	2.59	3.70	4.07	3.22	5.40	3.88	7.24	7.39	4.84	3.66	2.40	1.80
FeO	5.19	8.97	8.35	4.02	4.73	5.49	5.57	6.77	4.10	6.35	8.44	1.91	1.54	1.53
MnO	0.10	0.17	0.20	0.16	0.16	0.16	0.17	0.20	0.12	0.20	0.29	-	-	-
MgO	8.58	6.17	5.94	2.96	2.71	4.68	4.40	7.29	2.98	4.43	6.57	0.53	0.25	0.46
CaO	5.16	6.16	6.77	2.55	2.45	6.11	6.10	8.29	4.41	4.65	6.19	0.82	0.69	0.53
Na ₂ O	2.94	3.10	3.53	6.08	4.98	4.24	4.63	2.96	5.67	4.34	3.56	5.19	3.05	3.26
K ₂ O	0.79	0.67	0.08	1.37	0.96	0.19	1.07	0.51	1.08	1.98	1.20	2.37	4.60	4.28

Примечание. Базальты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Белый, 1978): 1 - (внутренняя зона Охотского сектора) формация высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов; 2 - (внешняя зона Охотского сектора) андезитовая формация. Базальты андезитовой формации (Кутолин, 1972): 3 - Курило-Камчатская дуга; 4 - Япония; 5 - Индонезия; 6 - Карпаты; 7 - андезит из орогенных толщ девона центральной части Алтае-Саянской области (Белоусов и др., 1982).

Вулканогенные породы Тагило-Магнитогорского синклиория (Бородаевский и др., 1970): 8 - базальт недифференцированной вулканогенной формации; 9 - базальт контрастной формации; 10 - липарит контрастной формации; 11 - андезит слаבודифференцированной формации; 12 - липарит субвулканической контрастной формации; 13 - дацит субвулканической последовательно дифференцированной формации.

Вулканогенные породы западного склона Полярного Урала: 14-17 - енганэпский комплекс (14 - дацит, 15 - андезит, 16 - андезитобазальт, 17 - базальт); 18-22 - Няринский комплекс (18 - трахиандезит, 19 - андезит, 20 - андезитобазальт, 21 - трахитобазальт, 22 - базальт); 23-25 - Изъяхойский комплекс (23 - трахиандезит, 25 - базальт); 26-27 - Борзовский комплекс (26 - липарит, 27 - дацит); 28 - липарит пайпудынского комплекса.

чается нормативный оливин и гиперстен (оливиновые толеиты и оливиновые базальты), лишь в пяти – нормативный нефелин (щелочные оливиновые базальты). Наличие кварца в норме имеет прямую корреляционную связь со степенью окисленности железа, вызванную вторичными процессами. На вторичное перерождение базальтов и андезитов, в частности замещение первичных минералов хлоритами, что наблюдается при петрографических исследованиях, указывает и довольно высокое содержание конституционной воды.

На векторной диаграмме относительно оси Sb фигуративные точки растянуты от андезитов до поля основных базальтов, а относительно оси Ca – занимают положение от линии крайней известково-щелочной серии типа Мон-Пеле до линии, переходной к щелочным сериям, типа Этны, в единичных случаях выходя за пределы последней (рис. 32). Подавляющее большинство векторов группируется вдоль линии промежуточных известково-щелочных ассоциаций типа Лассен-Пик и Йеллоустонского парка, т. е. комплекс обладает в среднем невысокой (нормальной) щелочностью. Такая же картина наблюдается и в левой плоскости, но в области андезитов большинство точек располагается ближе к оси Sd (меньшие значения полевошпатовой извести). Эти особенности наглядно иллюстрирует также диаграмма $Q - a/c$, где точки составов смешены влево, к проекции Этны.

В общих чертах эффузивные образования комплекса относятся к породам нормального ряда, насыщенным кремнеземом и очень бедным щелочами, реже – умеренно богатыми щелочами (Заварицкий, 1950). Общими признаками всех разновидностей пород являются натриевый тип щелочности и лейкократовость. Часть из них по классифициционным признакам попадает к трахитам, что приближает их к субщелочным сериям.

Содержание SiO_2 в породах колеблется от 42.70 до 63.16%, а параметр Q – соответственно от -20.4 до +17.5. Содержание щелочных металлов в алюмосиликатах (параметр „а”) в значительном интервале: в нижней части диаграммы (после основных базальтов и базальтов) – в пределах 2.7–12.7, в верхней (поле базальтов-андезитов-трахиандезитов), где щелочность более высокая, – 9.9–20.0. Происходит закономерное увеличение щелочности от основных пород к более кислым. Судя по параметру „а”, в описываемых породах натрий в разной степени преобладает над калием (в молекулярных отношениях) и только в трех анализах отмечено обратное соотношение. Диапазон колебаний параметра велик и варьирует от 38 до 100%. Такие разбросы в значениях характеристики связаны с процессами альбитизации плагиоклазов, степень изменчивости которых в отдельных разновидностях значительно отличается друг от друга. Полевошпатовая известь („с”) в целом колеблется в широких пределах – 0.7–12.7. Наибольшей аортитовостью обладают породы гипабиссального фациального типа. Соотношение дополнительных параметров указывает на присутствие в цветной части железа ($f' = 29.6-73.5$), глинозема ($a' = 3.7-51.6$), магния ($m' = 17.0-58.3$) и кальция ($c' = 2.0-22.3$). Наличие „избыточного”

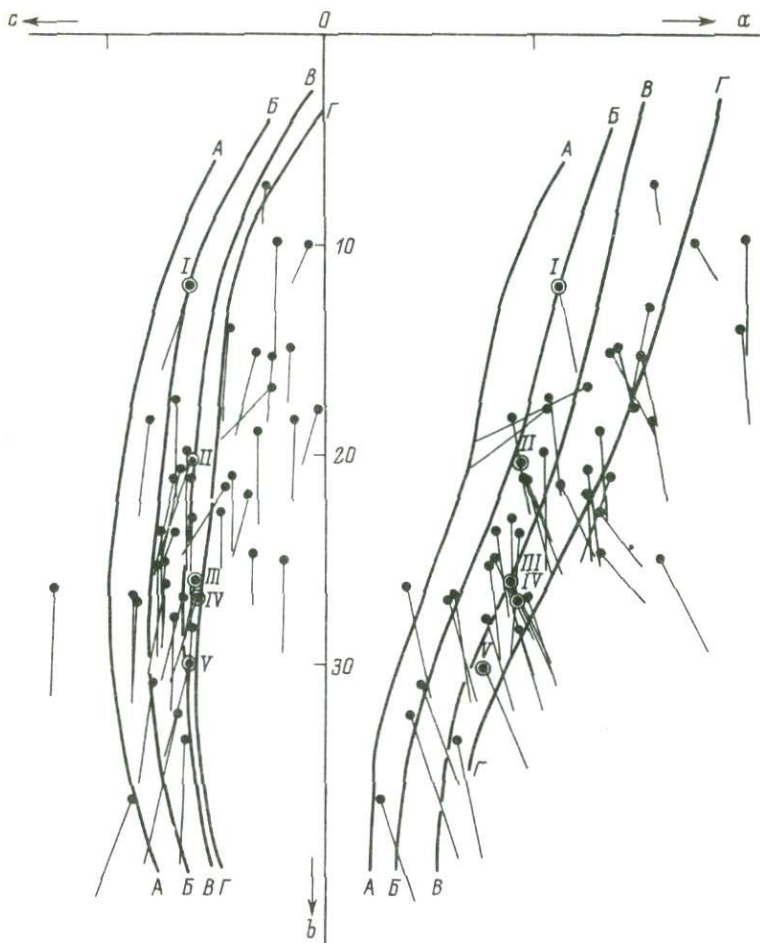


Рис. 32. Векторная диаграмма химизма пород няринского комплекса.

I–У – средние типы, по Р. Дэли (1936) (I – андезит, II – кварцевый базальт, III – диабаз, IV – базальт, V – оливиновый диабаз). Б у к в а м и обозначены вариационные линии (AA – Пеле, BB – Лассен-Пик, ВВ – Йеллоустонский парк, ГГ – Этна).

кальция (C') в породах объясняется вхождением в них порообразующих темноцветов, а также сфена, эпидота, цоизита и кальцита.

Учитывая петрографический состав пород комплекса и данные петрохимических исследований, можно наметить следующую закономерность в изменении химического состава эффузивов от базальтов к трахиандезитам: возрастание содержания кремнезема, щелочей и окиси железа и уменьшение содержания магния, закиси железа, кальция при стабильном содержании титана и глинозема.

Как показало сравнение средних химических составов пород комплекса (прилож. 12) со средними по СССР составами аналогичных пород (по С.П. Соловьеву), полярноуральские отличаются более низкими глиноземистостью, известковостью и калиевостью и повышенной натриевостью. Эта особенность характерна для всех разновидностей вулканитов комплекса.

На диаграмме АФМ (рис. 30) базальты, андезитобазальты и трахиандезиты тяготеют к полю дифференциации щелочных расплавов, хотя часть из них попадает и в поле эволюции толеитовых магм. Это относится как к эффузивной, так и субвулканической фациям. Диаграмма АФМ позволяет оценить общие параметры дифференцированности пород. На диаграмме А. Миярширо (рис. 31) фигуративные точки составов занимают поля островодужных пород и исландских толеитов. Обращает на себя внимание факт попадания значительного количества анализов в поле измененных базальтов. Это подтверждает широкое развитие вторичных процессов, отмечаемых выше. По „коэффициентам океаничности“ Н.Л. Добрецова вулканиты комплекса относятся к образованиям континентальных толеитов (траппы и платобазальты) и высокоглиноземистых базальтов андезито-базальтовых серий островных дуг. Изменения составов пород комплекса отвечают дифференциации базальтов внутри рифтовых зон, сходных по проявлению вулканизма с островодужной стадией.

Содержание Sc , Mo , V , Co , Cr , Zr в базальтах, андезито-базальтах и андезитах выше кларкового (прилож. 6), в туфах и субвулканических образованиях — близко к таковому в андезитах и базальтах. Специфичным является высокое содержание V (900 г/т) при 100%-ной встречаемости в породах субвулканической фации, а также повышенная концентрация меди в лавах базальтового состава.

Судя по развитию в рассматриваемой ассоциации преимущественно андезито-базальтов и базальтов, а также по явно выраженным натриевым типом щелочности, комплекс можно отнести к базальт-андезитовой формации, к разновидностям повышенной щелочности (Магматические формации СССР, 1979). По мнению детально изучавших ее В.Г. Криночкина и Ю.Ю. Эрвье, она характерна для эвгеосинклинальных условий развития района. Однако появление в ней трахиандезитов и трахибазальтов, а также структурные особенности базальтов и несколько повышенная титанистость свидетельствуют о накоплении этой ассоциации в островодужную стадию.

Борзовский комплекс

Породы борзовского комплекса образуют вариационную серию (рис. 33), на диаграмме А.Н. Заварицкого протянувшуюся от поля дацитов в нижней части до поля лейколипаритов вблизи щелочно-зельных типов в правой части, а в левой плоскости заполняют промежуток между линией липарит-дацит, по Р. Дэли, и осью Sb , иногда выходя за его пределы. По меланократовости породы соответствуют липаритам и дацитам.

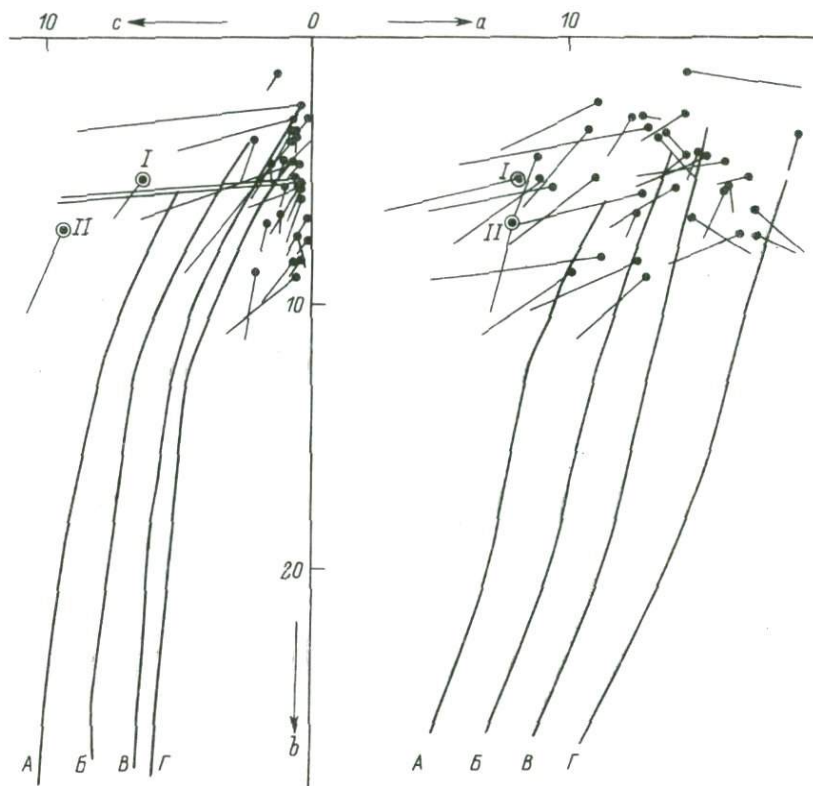


Рис. 33. Векторная диаграмма химизма пород борзовского комплекса.

I-II – средние типы, по Р. Дэли (1936) (I – липарит, II – дацит). Б у к в а м и обозначены вариационные линии (АА – Пеле, ББ – Лассен-Пик, ВВ – Йеллоустонский парк, ГГ – Этна).

Относительно вариационных кривых естественных ассоциаций фигуративные точки наших составов в правой плоскости располагаются преимущественно в диапазоне линий Пеле и Лассен-Пик и реже – вблизи линии Йеллоустонского парка. Единичные разности имеют более щелочной состав (векторы их приближаются к вариационной кривой типа Этны). В левой плоскости, напротив, абсолютное большинство точек сконцентрировано вблизи линии Этны или смещено в сторону еще более щелочных типов, отражая слабоизвестковый характер пород. Некоторым породам свойствен трахитовый уклон. Возможно, он отражает первичную трахидацитовую и трахилипаритовую тенденции лав.

По классификации А.Н. Заварицкого, породы комплекса независимо от фациальной принадлежности относятся к классам пересыщенным и реже сильно пересыщенным SiO_2 , к группам от пересыщенных (подавляющее большинство) до умеренно богатых щелочами (единич-

ные). Породы комплекса относятся к производным известково-щелочной магмы (Голдин и др., 1975).

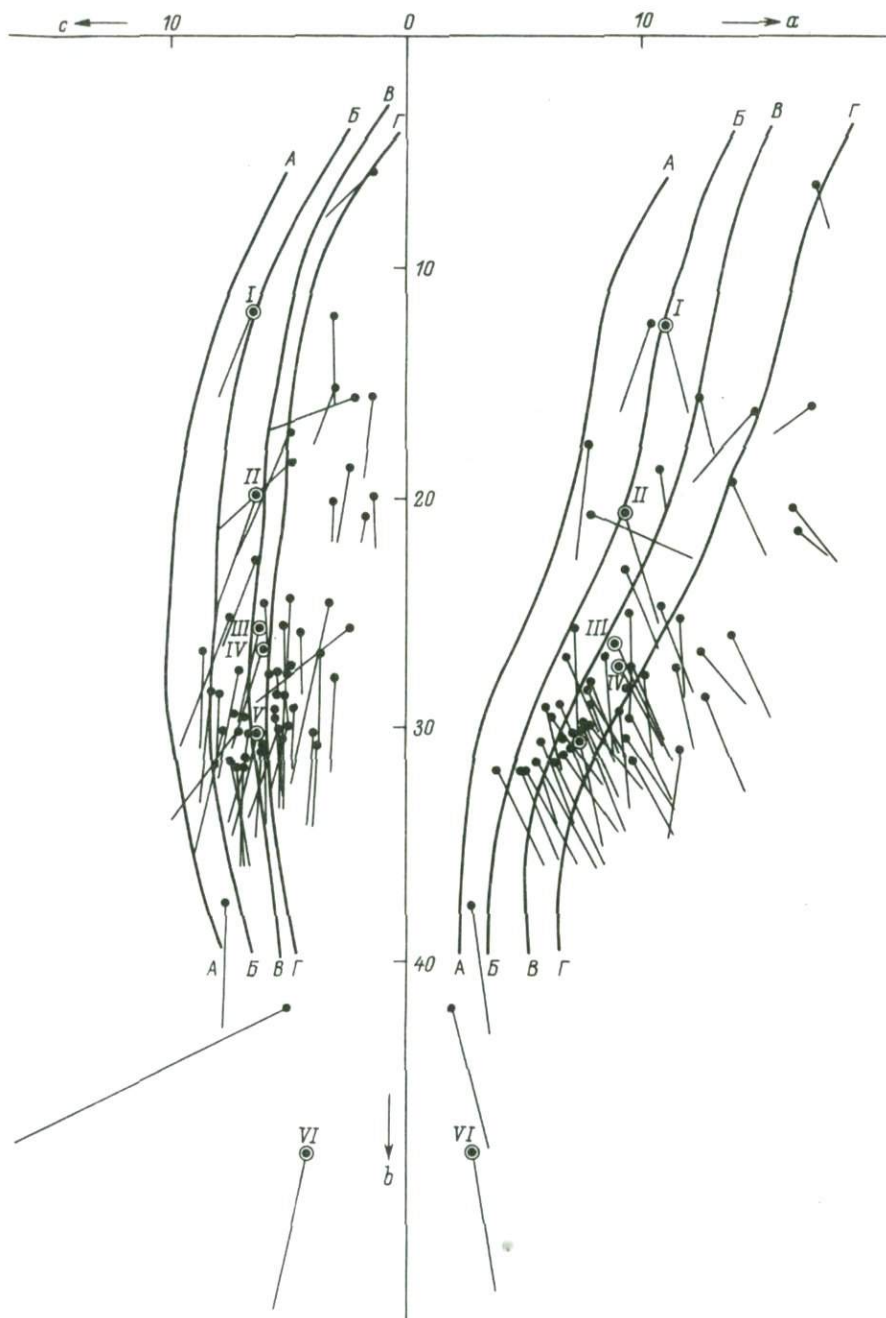
Среднее содержание SiO_2 в липаритах - 71.5% с максимумом в диапазоне 76-79%. Повышенная кислотность пород связана с первичным окварцеванием, т. е. интенсивным образованием высокотемпературных модификаций кремнезема (тридимита) еще стекловатых липаритов. Коэффициент Q укладывается в пределы 16.0-53.2. Величина b варьирует в диапазоне 1.3-8.9, в подавляющем же большинстве - в более узком интервале - от 3.5 до 6.5. Содержание щелочей в рассматриваемых липаритах также подвержено значительным колебаниям. Так, параметр a , характеризующий общую щелочность, колеблется от 8.8 до 18.6. Соотношение щелочей почти в 70% анализов показывает преобладание калия над натрием и в остальных - обратные соотношения. Параметр n в целом по всем анализам колеблется в пределах от 5.9 до 94.4. Возрастание его зависит непосредственно от степени процессов альбитизации. Высокое содержание K_2O определяет принадлежность этой группы пород к калиево-натриевому типу. Полевошпатовая известь (С) в липаритах содержится в незначительных количествах (от 0.1 до 2.1).

В составе "цветной части" наиболее высокое значение имеет параметр f' (от 13.0 до 93.6); параметр a' колеблется в пределах от 3.5 до 74.0, а m' - от 0 до 23.5. В минеральном составе кислых вулканитов темноцветных минералов не обнаружено.

От среднего липарита по Р. Дэли средний липарит по нашим данным отличается большим содержанием избыточной кремнекислоты ($Q=34.9$ против 33.4), значительно меньшим - полевошпатовой извести (параметр $C=0.7$ против 1.6), большей долей натрия в балансе щелочей ($n=56.3$ против 48.4), меньшей пересыщенностью глиноземом ($a'=12.3$ против 44.2) и большими значениями параметров m' и f' . Липариты и дациты рассматриваемого комплекса по сравнению со средними по Советскому Союзу проявляют отчетливую общность составов, за исключением большего содержания SiO_2 (прилож. 12).

Что касается элементов-примесей (прилож. 8), то в эффузивной и субвулканической фациях частота их встречаемости и содержание элементов-примесей также почти одинаковы. Отмечено, что Sb , Mo , V , Cd , Sn , Co , Ni , Zr , Cr , Y встречаются в вышекларковых концентрациях, причем V , Ni и Zr обнаружены в 100% (или близких к этому) проанализированных проб. Pb , Nb , Ca , Cu и Ag - близки кларковым содержаниям, а Sc , Co , Zn , Sr , Ba , La и Ce - ниже кларковых.

Присутствие в составе комплекса дацитов, довольно широкое их распространение и нередко позднее формирование, а также эффузивно-эксплозивный и экструзивный тип извержений, особенности петрографического и химического составов (прилож. 7) могут служить основанием для отнесения образований комплекса к дацито-липаритовой формации (Магматические формации СССР, 1979). Вместе с тем, судя по высокой роли калия в некоторых разновидностях липаритов и дацитов, есть основания отнести этот комплекс к трахилипаритовой формации, что по нашему мнению, более справедливо.



Изучение химических анализов и результаты их петрохимических пересчетов подтвердило обоснованность выделения отдельных разновидностей пород их минерально-петрографическому составу. Химические составы позволяют отнести всю совокупность вулканитов ассоциации к толеитовой и умеренно щелочной сериям (прилож. 9).

По классификации А.Н. Заварицкого, базальты в основном относятся к породам слабонасыщенным, насыщенным, реже – слабпересыщенным кремнекислотой; к группам от умеренно богатых до бедных щелочами; к подгруппам меланократовых пород. Почти для всей совокупности вулканитов характерен сравнительно высокий состав щелочности, причем практически всегда Na_2O преобладает над K_2O . Значение n в породах варьирует от 26 до 100%. Колебания этой величины (n) находятся в прямой зависимости от степени серицитизации плагиоклаза. Другой характерной особенностью вулканитов является повышенное содержание титана с колебаниями его в довольно широких пределах – от 0,82 до 4,70%. Высокие содержания титана могут отражать наличие в основной массе пород или во вкрапленниках титаномагнетита. Также весьма показательна низкая глиноземистость (прилож. 9), по нашему мнению, связанная с процессами альбитизации. Среднее суммарное количество железа редко выходит за пределы 10–14%, причем в породах с повышенной щелочностью содержание FeO превышает Fe_2O_3 , а в нормальных эффузивных и субвулканических образованиях обратные соотношения. В составе темноцветных компонентов железо значительно преобладает над магнием.

Пересчет пород на нормативный минеральный состав (прилож. 10) указывает на присутствие в более кислых разностях преимущественно нормативного кварца наряду с гиперстеном (насыщенные и пересыщенные толеиты, по Йсдеру и Тилли, 1965), а в наиболее основных разностях – оливина и гиперстена (оливиновые толеиты). Реже в породах присутствует нормативный нефелин, количество которого колеблется от 0,8 до 5,0% (щелочные базальты).

Фигуративные точки составов пород комплекса на диаграмме А.Н. Заварицкого (рис. 34) располагаются на плоскости между вариационными линиями Лассен-Пик и Этны в связи с их относительно высокой щелочностью. На левой плоскости подавляющее большинство точек размещается вдоль линии Этны и несколько правее ее, сви-

Рис. 34. Векторная диаграмма химизма пород изъяхойского комплекса.

I-U1 – средние типы, по Р. Дэли (I – андезит, II – кварцевый базальт, III – диабаз, 1У – базальт, У – оливиновый базальт, У1 – пикрит). Б у к в а м и обозначены вариационные линии (АА – Пеле, ББ – Лассен-Пик, ВВ – Йеллоустонский парк, ГГ – Этна).

детельствуя о невысокой полевошпатовой известковистости. На векторной диаграмме породы группируются в компактное поле с незначительным размахом дифференциации ($\bar{b} = 25-32$). Они образуют наклонную изогнутую линию, вдоль которой происходит закономерное увеличение щелочности и уменьшение известковости и цветного индекса. Базальты разных участков при некоторых вариациях характеристики \bar{b} обладают общими чертами химизма. Для эффузивных образований характерно невысокое содержание извести и высокая общая щелочность и титанистость при обратном содержании их в субвулканических породах.

Изредка встречающиеся андезиты характеризуются некоторым разнообразием химического состава. На диаграмме векторы их разбросаны и по горизонтали, и по вертикали, а также образуют различные углы наклона на обеих плоскостях. Это наблюдается и в поле основных базальтов.

Как показало сравнение средних химических составов по группам пород комплекса со средними составами по СССР (Соловьев, 1970), общим является более низкое содержание Al_2O_3 и CaO . В андезитобазальтах, базальтах и диоритах комплекса повышенное по сравнению с союзными, содержание титана. Сумма щелочей близка к стандартным либо несколько меньшая (андезитобазальты).

Наибольшее количество элементов-примесей в надкларковых концентрациях встречается в средних породах (прилож. 11). 100%-ная частота встречаемости (или близкая ей) характерна Sc , Ca , V , Co , Zr и Cr в андезитах и андезитобазальтах. В диабазах и габбро близки кларковые содержания Sn , Zr , Ca и Mo .

На диаграмме AFM (рис. 30) фигуративные точки составов распределяются примерно поровну между толеитовым и щелочно-оливинбазальтовым полями. Причем большая часть точек субвулканических пород сместилась в сторону более основных пород субпараллельно стороне FM-диаграммы, что указывает на значительную роль железо-магnezияльных минералов в их составе. По Н.Л. Добрецову, основная масса базальтов комплекса относится к континентальным толеитам (траппы и платобазальты). На диаграмме А. Мияширо вулканисты ложатся в поля исландских и абиссальных толеитов и в поле островодужных пород. Причем, к первым двум полям тяготеют преимущественно субвулканические образования. Таким образом, классификация составов различными методами показывает, что все выделенные разновидности попадают в группу собственно толеитов.

В соответствии с довольно ограниченным набором вулканогенных пород, их петрохимической и геохимической специфики ассоциация близка формации натриевых базальтов (Магматические формации СССР, 1979). Вместе с тем в ряде своих резервов она соответствует андезито-базальтовой формации, особенно в случаях появления в ее составе трахиандезитов и трахибазальтов. Большинство исследователей эти формации связывают с инверсионными и орогенными стадиями развития древних геосинклиналей, а с позиций актуалистических моделей — с островодужным образованиям.

Петрохимические особенности вулканических комплексов

Анализ имеющегося минералого-петрографического и петрохимического материала позволяет выявить некоторые общие и частные особенности выделенных комплексов.

Енганэпэйский комплекс является контрастной вулканической ассоциацией с резким преобладанием в группе эффузивов андезитов над базальтами и дацитами. Породы субвулканической фации представлены габбро-диабазами и липаритами. Андезиты слабо пересыщенные и пересыщенные SiO_2 , бедные и очень бедные щелочами. Андезитобазальты и базальты относятся к породам нормального ряда. Причем андезитобазальты слабо насыщенные и пересыщенные SiO_2 , бедные и очень бедные щелочами, а базальты – насыщенные и слабо насыщенные SiO_2 , от очень бедных до богатых щелочами. Ацидиты – пересыщенные SiO_2 и щелочами породы.

Нярминский комплекс в эффузивной фации представлен преимущественно андезитобазальтами и базальтами, а в субвулканической – диабазами. Для андезитобазальтов и базальтов характерна повышенная щелочность с натриевым уклоном. По петрохимическим и геохимическим данным доказывается комагматичность субвулканических диабазов эффузивным андезитобазальтам и базальтам.

Борзовский комплекс и в эффузивной и субвулканической фациях представлен дацитами и липаритами. Это пересыщенные и слабо пересыщенные щелочами породы, являющиеся производными известково-щелочной магмы.

Вулканогенные породы изъяхойского комплекса относятся к породам нормального ряда, слабо насыщенным, насыщенным SiO_2 и от умеренно богатых до бедных щелочами, к подгруппе меланократовых пород.

Из обобщенной вариационной диаграммы А.Н. Заварицкого (рис. 35) видно, что из базальтоидных комплексов наиболее дифференцированными по основности является нярминский андезитобазальтовый комплекс, в меньшей степени – энганэпэйский андезитовый и изъяхойский базальтовый комплексы. Отмечается относительно широкое развитие основных пород повышенной меланократовости в изъяхойском и нярминском комплексах. Вариационные линии указанных серий значительно вытянуты вниз. В области кислых пород, судя по протяженности линий в верхней части диаграммы, дифференциация в базальтоидных комплексах (енганэпэйском, изъяхойском) заходила наиболее далеко, вплоть до появления предельно кислых разновидностей, содержащих кремнезем до 70% и более. Общей закономерностью дифференциации изученных комплексов является обогащение щелочами при переходе от основных разновидностей к более кислым. На диаграмме это выражается в различном наклоне вариационных линий каждого из комплексов, что особенно заметно у нярминского изъяхойского.



Рис. 35. Общая вариационная диаграмма химизма вулканических комплексов.

1-6 - вариационные линии вулканических комплексов (1-1 - нярминский, 2-2 - борзовский, 3-3 - изьяхойский, 4-4 - енганэпэйский, 5-5 - пайпудынский, 6-6 - сedyюский).

Рассмотрение средних химических составов главных петротипов также позволяет выявить индивидуальные петрохимические особенности и эволюцию вулканических комплексов (прилож. 12). Нярминские вулканы из базитовых комплексов являются наиболее глиноземистыми ($Al_2O_3 = 11.70-16.88$). Лавы андезитового и андезитобазальтового составов по сравнению с основными обеднены окислами магния и кальция и обогащены щелочами при резком преобладании натрия над калием. Породы отличаются низкой железистостью ($FeO = 3.38-8.80\%$) при умеренном количестве титана ($1.09-1.88\%$). Однако характер рас-

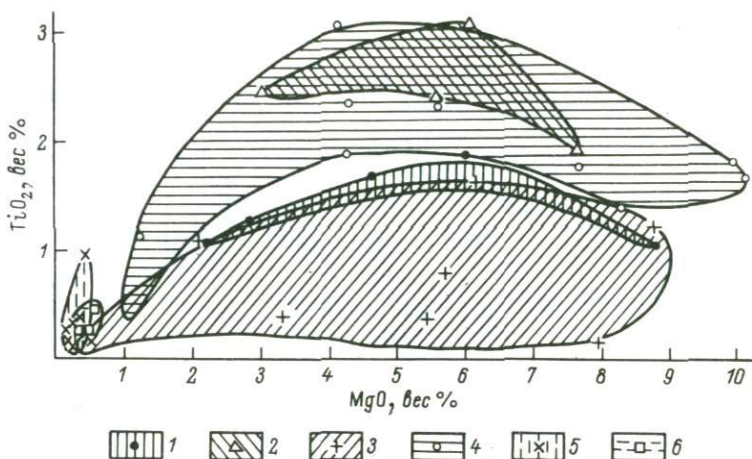


Рис. 36. Взаимоотношения содержаний MgO и TiO_2 в вулканических комплексах.

1-6 - вулканические (1 - нярминский, 2 - изьяхойский, 3 - энганэпэйский, 4 - седьюский, 5 - борзовский, 6 - пайпудынский).

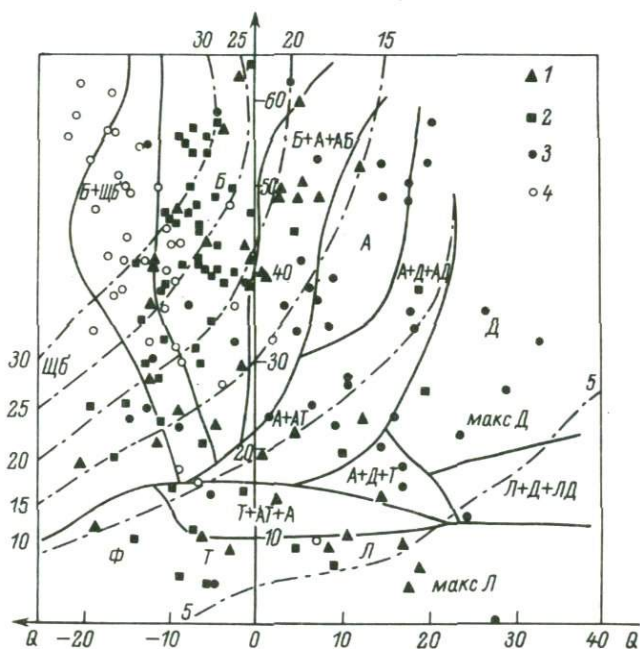
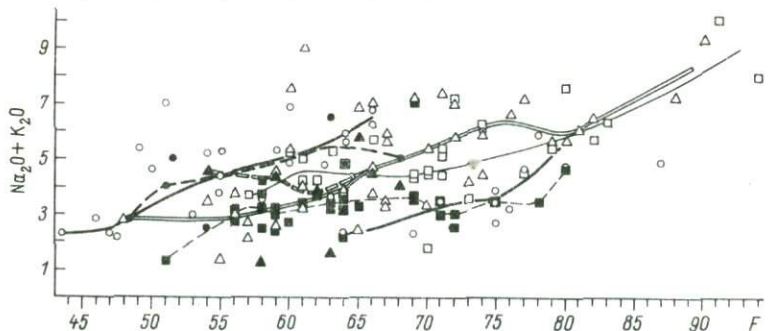
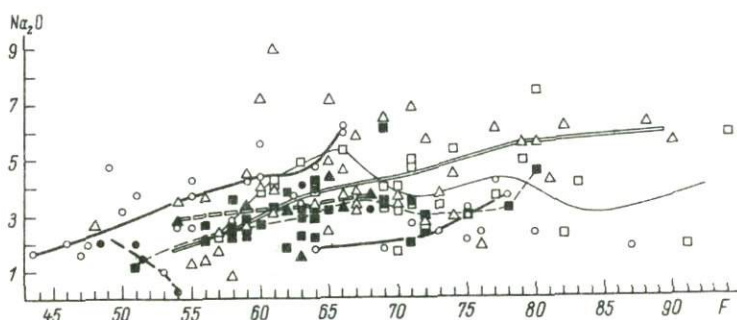
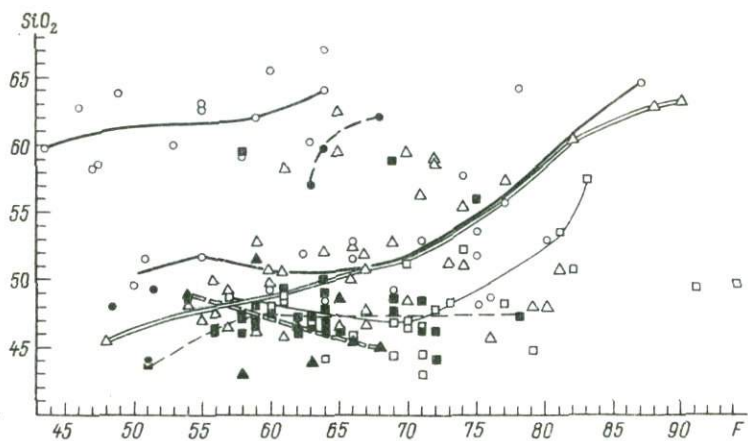


Рис. 37. Поля составов эффузивных пород вулканических комплексов в координатах $Q-A$ (Штейнберг, 1964).

1-4 - вулканические комплексы (1 - нярминский, 2 - изьяхойский, 3 - энганэпэйский, 4 - седьюский).



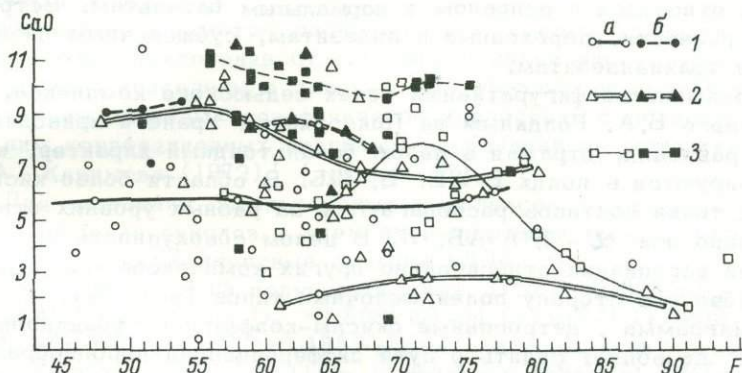
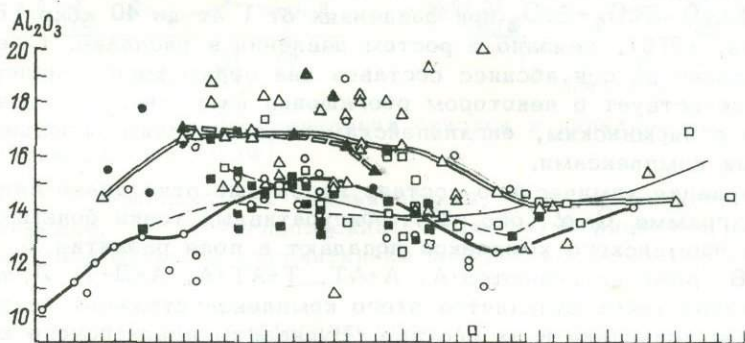
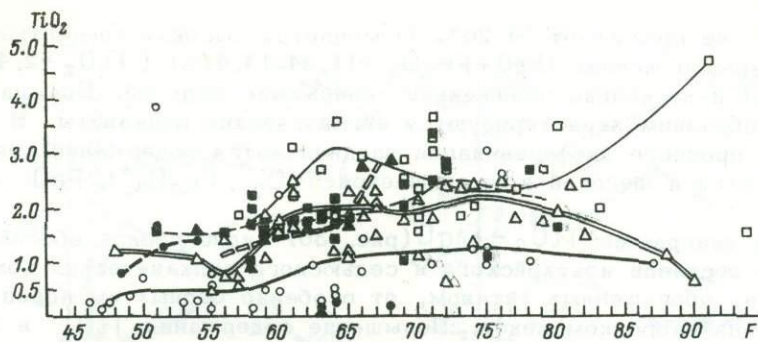


Рис. 38. Вариационные диаграммы „петрогенные окислы-коэффициент фракционирования (F)“ пород эффузивной (а) и суб-вулканической (б) фаций вулканических комплексов.

1-3 - вулканические комплексы (1 - енганэпэйский, 2 - нярминский, 3 - изьяхойский).

пределения окиси титана в вулканитах разных типов разрезов и по площади различен (прилож. 12). Породы изьяхойского комплекса существенно отличаются от вулканитов нярминского комплекса. Они, как правило, более основные: содержание

SiO_2 не превышает 54.26%. Отмечается высокая концентрация суммарного железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 11.34-14.41\%$) ($\text{TiO}_2 = 2.44-3.14\%$) и несколько пониженное содержание щелочей. Большим разнообразием характеризуются энганэпэйские вулканисты. В них в процессе дифференциации увеличивается содержание кремнекислоты и щелочей и уменьшается TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO и MgO .

На диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{MgO}$ (рис. 36) видно резкое обособление составов изъяхойского и седьюского вулканических комплексов, обогащенных титаном, от особенно бедных им пород энганэпэйского комплекса. Повышение содержания TiO_2 в базальтоидных комплексах, как свидетельствуют опыты в системной $\text{MgO} - \text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$ при давлениях от 1 ат до 40 кбар (Белоусов, 1976), связано с ростом давления в расплаве. Смещение вправо по оси абсцисс составов лав седьюского комплекса свидетельствует о некотором обогащении их магнием по сравнению с нярминским, энганэпэйским и изъяхойским базальтоидными комплексами.

Вариация химического состава пород еще отчетливее видна на диаграмме $Q - \alpha$ (рис. 37). Фигуративные точки большинства пород нярминского комплекса попадают в поля развития Б, Б+А+АБ, реже встречаются А, А+АТ, Т+АТ+А, А+Д+Т, Л, т. е. положение точек вулканистов этого комплекса отражает значительные колебания в их составе. Вулканисты изъяхойского комплекса относятся в основном к нормальным базальтам. Встречаются разности, переходные к андезитам, субщелочным базальтам и трахиандезитам.

Большинство фигуративных точек седьюского комплекса, выделенного Б.А. Голдиным на Приполярном Урале и приводимого для сравнения, отражая в целом базальтоидный характер, концентрируются в полях Б+ШБ, Б, ШБ. В области более кислых пород точки составов располагаются на разных уровнях относительно оси α - Б+А+АБ, Л. В целом совокупность точек данной ассоциации относительно других комплексов отклоняется влево - в сторону полей щелочных типов (рис. 37).

Диаграмма „петрогенные окислы-коэффициент фракционирования“ позволяет судить о пути дифференциации породообразующего расплава (рис. 38). Сейчас принимаются два возможных пути кристаллизации базальтовой магмы. Один из них связывается с дифференциацией, идущей по пути увеличения содержания железа по отношению к магнию в последовательном ряду темноцветных минералов с абсолютным уменьшением его в остаточном расплаве при общем росте кремнезема и щелочей (боуэновский тренд); другой - с дифференциацией магмы, ведущей к абсолютному накоплению железа в конечных продуктах (феннеровский тренд). На диаграмме видно, что тренды изменения петрогенных окислов относительно коэффициента фракционирования в энганэпэйском и нярминском комплексах отвечают

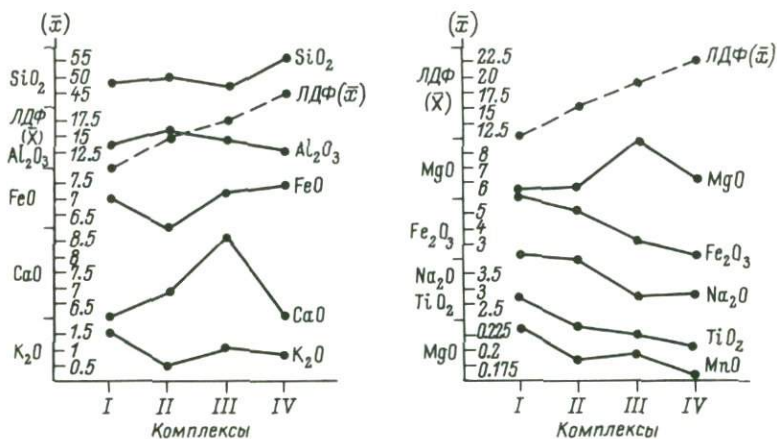


Рис. 39. Графики распределения окислов и линейной дискриминантной функции (ЛДФ).

I – IV – комплексы (I – изъяхойский, II – нярминский, III – седьюский, IV – энганэпэйский). ЛДФ (x̄) – линейная дискриминантная функция, рассчитанная по средним содержаниям.

боуэновскому типу дифференциации, а в изъяхойском – близки фернеровскому.

Основные параметры распределения (среднее содержание, стандартное отклонение от среднего и закон распределения) базальтоидов приведены в прилож. 13. Ассоциации выделялись вычислением линейных коэффициентов корреляции с последующим по ним корреляционных диаграмм ассоциаций по методике Н.А. Каримова (1972)¹ (прилож. 13).

Для сравнения базальтоидных комплексов по особенностям распределения окислов и элементов-примесей были использованы линейные дискриминантные функции (ЛДФ).

Для окислов ЛДФ получилась вида $D(x_i) = 0.323 \text{SiO}_2 - 2.22 \text{TiO}_2 + 0.24 \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.763 \text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.868 \text{FeO} - 24.97 \text{MnO} - 0.117 \text{MgO} - 0.814 \text{CaO} - 0.394 \text{Na}_2\text{O} + 0.185 \text{K}_2\text{O}$, а для элементов-примесей – вида $D(x_i) = 1.927 \text{Sc} - 0.11 \text{Mn} - 0.653 \text{Pb} - 6.458 \text{Nb} + 4.464 \text{Ga} + 0.849 \text{Tl} + 3.635 \text{Co} + 0.637 \text{Ni} - 0.408 \text{Zr} + 0.074 \text{Cr} - 0.088 \text{Ba} - 1.025 \text{Y}$. Пороги распознавания (D_0) соответственно равны 17.87 и 1.18. Обе ЛДФ разделили изучаемые комплексы таким образом, что по геохимическим свойствам оказались близкими изъяхойский и нярминский, энганэпэйский и седьюский (Голдин, Пучков, 1976).

По полученным ЛДФ были вычислены ЛДФ (x̄) для среднего содержания окислов и элементов-примесей. По возрастанию по-

¹ Статистическую обработку анализов произвел Н.А. Каримов (ПГО „Полярноуралгеология“, г. Воркута).

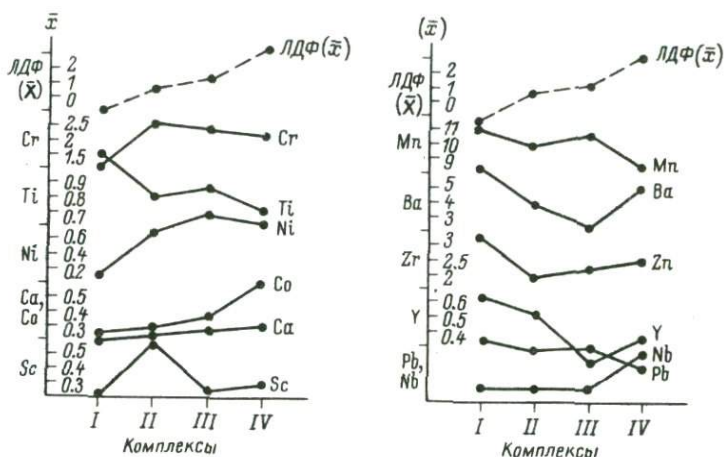


Рис. 40. Графики распределения элементов-примесей и линейной дискриминантной функции (ЛДФ).

Обозначения те же, что и на рис. 39.

лученных значений ЛДФ (\bar{x}) изучаемые комплексы располагаются в следующей последовательности: изъяхойский, нярминский, седьюский и енганэпэйский.

На графиках распределения окислов и элементов-примесей (рис. 39, 40) видны следующие особенности. Возрастаию ЛДФ (\bar{x}) от изъяхойских базальтоидов к енганэпэйским соответствует четкое убывание средних содержаний фемафильных окислов (Na_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO) и менее четкое увеличение средних содержаний SiO_2 , FeO , CaO . Параллельно с уменьшением указанных окислов идет увеличение средних содержаний Co , Ni , Cr , Ga . От изъяхойских к енганэпэйским базальтоидам постепенно распадаются ассоциации окислов и малых элементов, характерных для магматических пород, и в енганэпэйском комплексе остается только Y-Nb-Be-Zr -ассоциация.

Таким образом, очевидно усиление роли гибридизма от изъяхойских к енганэпэйским базальтоидам с уменьшением в этом направлении содержания фемафильных окислов и соответствующим увеличением фемафильных малых элементов (переход из породообразующих минералов в рассеянную форму). Повышенные содержания фемафильных малых элементов (Co , Ni , Cr , Ga) в базальтоидах енганэпэйского комплекса объясняются, видимо, процессами внутреннего перераспределения вещества под влиянием гибридизма, а повышенные концентрации Y , Nb , Be , Zr в базальтоидах изъяхойского комплекса связаны скорее с обогащенностью этими элементами материнской магмы, чем с наложенными процессами.

Как свидетельствуют параметры распознавания липаритовых комплексов (прилож. 14), наибольшая разница наблюдается в

средних содержаниях окислов Ti, Fe, Mg, Ca и Na. Большинство малых элементов имеют распределения, близкие к лог-нормальному типу. Судя по средним составам, породы борзовского комплекса по сравнению с пайпудынскими отличаются повышенным содержанием элементов-примесей, за исключением бария, циркония, титана и цинка, содержание которых, наоборот, выше в породах пайпудынского комплекса (прилож. 15). Согласно результатам статистической классификации липаритов методом построения ЛДФ (прилож. 15), наибольший вклад вносят Be, Nb, Zr, Y, Ba, La, Zn и в меньшей мере Ca и Cu. Корреляционный анализ позволил выделить следующие ассоциации элементов-примесей: для борзовского комплекса - 1) Zn-Ca-V-Zr-Y-Be-Ba, 2) Pb-Sn-Nb-Zr-Ni; для пайпудынского - 1) Zr-Y-Ca-Sn-Pb-Cu-Ni-V, 2) Ba-Y-La-Nb-Zn. Дискриминантное уравнение, разделяющее натровые и калиевые липариты, имеет следующий вид: $D(x_i) = 0.11SiO_2 - 3.34TiO_2 + 0.46Al_2O_3 + 0.10Fe_2O_3 - 1.66FeO - 0.71MnO + 0.56MgO + 1.55CaO = 2.43Na_2O - 0.48K_2O$.

Металлогенические особенности борзовского комплекса выражаются в положительной геохимической специализации ряда малых элементов - Be, Y, Nb, Mo, W, Sn, Zr. Их повышение концентрации связано с интенсивной гидротермально-метасоматической переработкой липаритов.

Сравнением рассматриваемых ассоциаций пород с представителями установленной формационной принадлежности (табл. 10), выявлено, что липариты Полярноуральских комплексов резко отличаются от эвгеосинклинальных липаритов с ультракислым составом повышенным содержанием щелочей ($Na_2O + K_2O = 7-8\%$ против 9% в энганэпэйском комплексе), отчетливым преобладанием калия над натрием и очень низким содержанием полевошпатовой извести ($CaO < 1\%$). По этим признакам изученные липариты близки кислым вулканитам комплексов липаритовой формации Дальнего Востока, Средней Азии и Казахстана. Липариты энганэпэйского комплекса, как было отмечено выше, близки трахилипаритовой формации.

По содержанию таких окислов, как SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , базальты няринского и изьяхойского комплексов близки базальтам континентальной оливин-базальтовой формации (по Кутолину, 1972), отличаясь от них большей суммой железа и ($Na_2O + 0.7K_2O$) меньшим количеством MgO , CaO . Базальты энганэпэйского комплекса по содержанию SiO_2 , TiO_2 , ($FeO + 0.9Fe_2O_3$), ($Na_2O + 0.7K_2O$) и CaO близки траппам молодых платформ (по Кутолину), в отличие от которых обладают значительно меньшим количеством Al_2O_3 и MgO .

По отношению $K_2O / (Na_2O + 0.7K_2O)$ породы няринского комплекса соответствуют натриевым типам, что дает возможность отнести их к формациям натриевых базальтов, но в отличие от последних они содержат продукты деанортизации. По это-

му параметру базальты энганэпэйского и изьяхойского комплексов соответствуют калиево-натриевым типам.

Андезиты энганэпэйского комплекса резко отличаются от андезитов как эвгеосинклиналиного, так и орогенного режима меньшими содержаниями Al_2O_3 и $Na_2O + 0.7K_2O$, но большими — Fe , CaO и MgO .

По ассоциациям петрографических и петрохимических типов вулканогенные породы Полярного Урала близки наложенным вулканическим поясам Дальнего Востока (Фремд, 1969, 1970), сформировавшимися в позднеорогенный этап в связи с активизацией глубинных разломов, возникающих на стыке разновозрастных тектонических структур.

О петрогенезисе вулканических пород

Происхождение базальтоидных пород Полярного Урала. Среди петрологов в настоящее время считается общепринятым факт, что базальтоидные породы являются продуктами выплавов из глубинных субстратов (материала верхней мантии) в присутствии воды (Белоусов, 1974; Шейнманн, 1969; Шейнманн и др., 1969 и др. Источниками выплавления базальтоидных магм могут быть различные глубинные породы — от глиноземистых ультрамафитов (лерцолитов, пироксенитов, меймечитов и др.) до пород базальтового состава (эклогитов и габбро). Это положение подтверждается массовыми экспериментами по плавлению и кристаллизации базальтоидных выплавов как в сухих условиях, так и в присутствии воды (Геншафт и др., 1970; Грин, Рингвуд, 1970; Йодер, 1979; Мак Грегор, Рингвуд, 1968; Пугин, Хитаров, 1978; Рингвуд, Грин, 1968; Хитаров, Пугин и др., 1972; Хитаров, Слуцкий и др., 1971; Green, 1973; Green, Ringwood, 1972; Kushiro et al, 1972; Nicholls, Ringwood, 1973; Nishikawa, Kushiro, Uyeda, 1971; Stern, Wyllic, 1973; Tilley, Yoder, 1964 и др.), показавшими возможность образования низкоплавких котектик и образования расплавов разного состава при изменении условий плавления даже одного и того же материала.

Для решения вопроса о составе исходных магм, давших вулканы западного склона Полярного Урала, использованы методы, основанные на применении различных теоретических и экспериментальных петрохимических диаграмм. Для установления родственных петрогенетических серий разнофациальных пород изученных комплексов использована диаграмма А. Ритмана (1964), которая показывает характер изменчивости шелочей в магматических сериях, образовавшихся в результате глубокой дифференциации магматических расплавов (рис. 41). В целом значение индекса Ритмана (σ) для пород нярминского, энганэ-

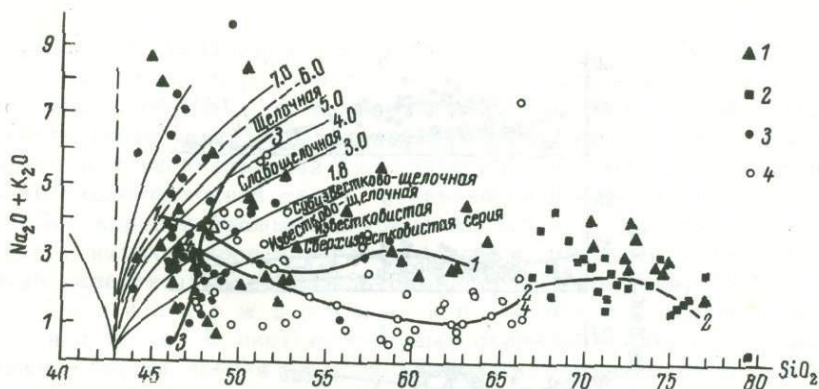


Рис. 41. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$, по А. Ритману (1964), для пород вулканических комплексов севера Урала.

1-4 - вулканические комплексы (1 - нярминский, 2 - изьяхойский, 3 - энганэпэйский, 4 - седьюский). Кривые - вариационные линии.

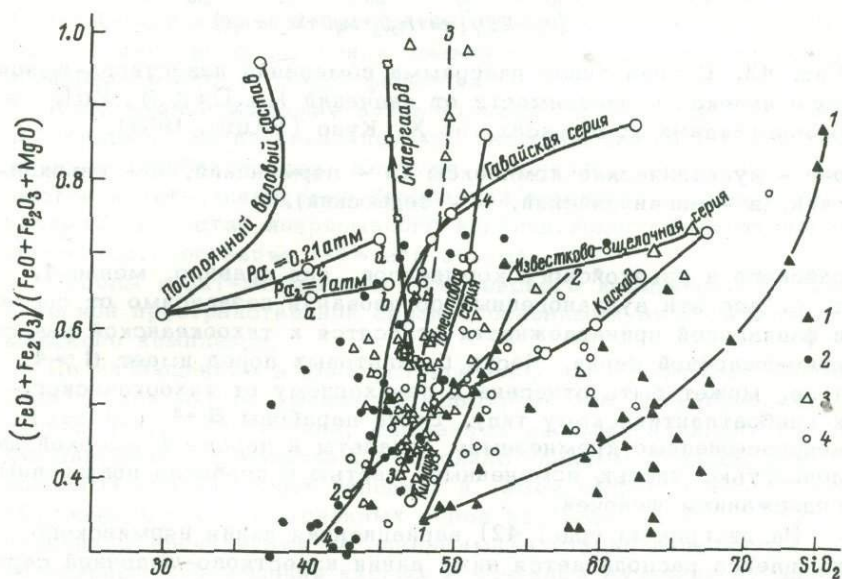


Рис. 42. Диаграмме зависимости $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ от содержания SiO_2 (Osborn, 1969) для базальтоидных комплексов севера Урала.

1-4 - вулканические комплексы (1 - нярминский, 2 - изьяхойский, 3 - энганэпэйский, 4 - седьюский).

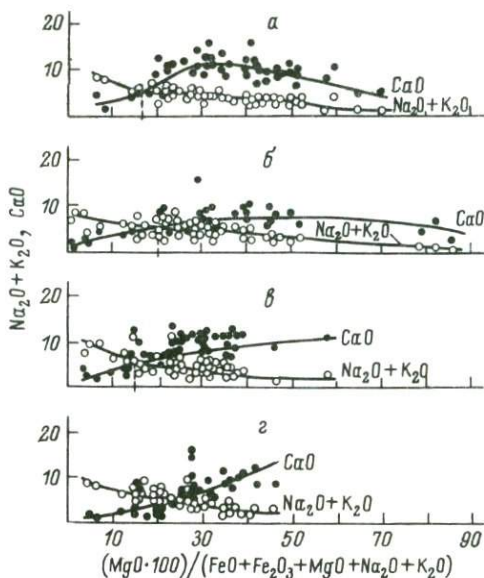


Рис. 43. Вариационная диаграмма изменения известково-щелочного индекса в зависимости от значений $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, CaO в базальтоидных комплексах, по Х. Куно (Куно, 1959).

а-г - вулканические комплексы (а - нярминский, б - изьяхойский, в - енганэпэйский, г - седьюский).

пэйского и изьяхойского комплексов, как правило, менее 4, т. е. все эти вулканогенные образования независимо от состава и фациальной принадлежности относятся к тихоокеанской известково-щелочной серии. Часть базальтовых пород имеет $\mathfrak{B} > 4$, т. е. может быть отнесена к переходному от тихоокеанского к слаботлантическому типу. Выше параболы $\mathfrak{B} = 4$ попадают недонасыщенные кремнеземом базальты и породы с высокой щелочностью, частью измененные, частью с первично повышенным содержанием щелочей.

На диаграмме (рис. 42) вариационная линия нярминского комплекса располагается ниже линии известково-щелочной серии, а изьяхойского комплекса - протягивается параллельно линии толеитовой серии, что подтверждает принадлежность этих вулканитов к последней. Толеитовый характер кривой говорит о том, что дифференциация в расплаве на первом этапе происходила в обстановке постоянства состава и падающего парциального давления кислорода. По более сложному пути шло формирование пород енганэпэйского комплекса. Здесь наравне с ассоциацией известково-щелочной серии отмечаются породы, образующиеся по толеитовому пути.

Для приблизительного расчета количества твердого вещества и состава кристаллизующихся магм был использован показатель затвердевания (S_L) Х. Куно (Kuno, 1959) и построены соответствующие диаграммы (рис. 43). Их анализ показал, что няринский и энганэпэйский вулканические комплексы соответствуют известково-щелочной серии, а изъяхойский — толеитовой.

По скорости насыщения кремнекислотой ассоциации няринского, изъяхойского и энганэпэйского комплексов попадают в поле развития толиет-базальтовых серий (Шейнманн, 1965).

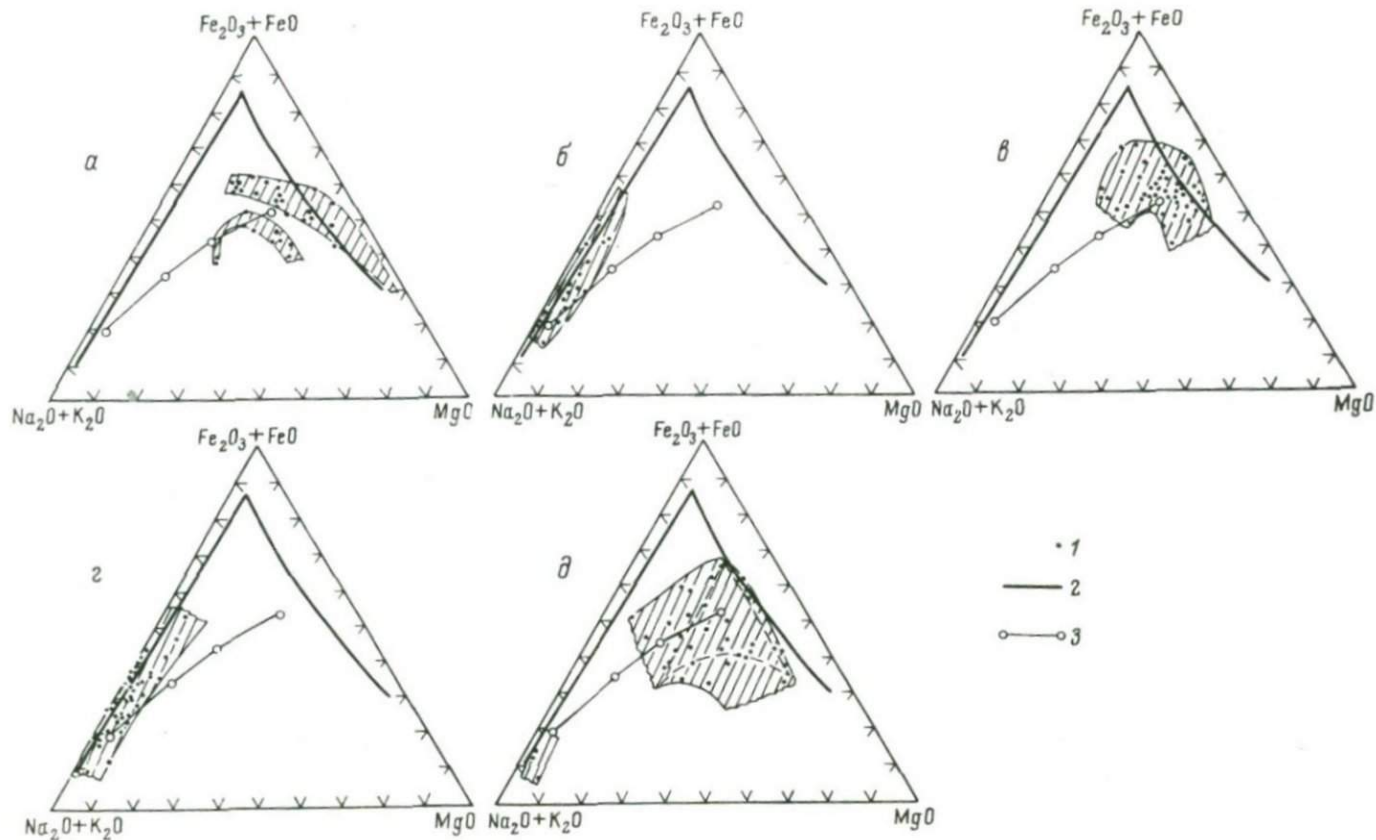
Происхождение кремнекислых вулканитов. В настоящее время существует две противоположных точки зрения на происхождение кремнекислых пород Урала. И. Д. Соболев и Д. С. Штейнберг (1964), М. Б. Бородаевская и др. (1970) рассматривают их как дифференциаты базальтовой магмы, выделяя контрастно-дифференцированные и последовательно-дифференцированные серии. Т. И. Фролова (1970) приходит к выводу, что в формациях контрастного типа вулканические породы основного и кислого составов являются гетерогенными по своему происхождению, и привлекает вслед за Ю. А. Кузнецовым и В. С. Коптевым-Дворниковым (1955) гипотезу палингенного плавления земной коры в качестве механизма образования кислых пород формации.

Комплексное изучение вулканических пород кислого состава на Полярном Урале показало, что они представляют собой гетерогенные образования. Как уже отмечалось, среди них выделяются дацит-липаритовый борзовский комплекс и группа пород, входящая в состав непрерывного энганэпэйского андезитового комплекса, составляя 1-5% его объема.

Породы дацит-липаритового борзовского комплекса находятся в тесной пространственной связи с основными вулканитами няринского комплекса.

По наблюдениям в поле установлено, что трещинные излияния базальтовой магмы сменяются формированием вулканических построек центрального типа, сложенных кислыми вулканитами. Формирование вулканитов происходило главным образом в мелководных или наземных условиях и, имея направленный характер, выражалось в смене основных пород кислыми, т. е. кислые вулканиты проявляются на завершающей стадии вулканизма. Непостоянные соотношения кислых и основных вулканитов, значительные объемы кислых пород, составляющих иногда более 50% разреза и т. п., не позволяют считать кислые образования прямыми дифференциатами базальтовой магмы. О независимости происхождения основных и кислых пород говорит и ряд других факторов.

1. На тройной диаграмме (рис. 44) совокупность фигуративных точек липаритов лежит изолированно от поля распределения составов дифференциатов базальтовой магмы, что указывает на существование автономных магматических камер в коре сили-



ческого типа (Бондаренко, Хотин, 1963; Фаворовская, 1966; Эрлих, 1973; Лапин, 1976).

2. Вулканы кислого и основного состава в ряде случаев чередуются (Петрова, 1969; Охотников, 1968а и др.), что свидетельствует о переменном излиянии одновременно существующих (основного и кислого) расплавов и плохо согласуется с гипотезой фракционирования базальтовой магмы.

Петрологическое изучение пород борзовского комплекса показало, что для кислых расплавов было характерно невысокое содержание летучих (главным образом паров воды) и перегрев расплавов, что однозначно доказывается: а) слабопорфировым обликом вулканитов, либо кварцевым составом вкрапленников; б) отличием средних составов от котектики, особенно резко выраженным сдвигом их в сторону кварца на диаграмме альбит-кварц-ортоклаз (рис. 45); в) дипирамидальной формой вкрапленников кварца, характерной для высокотемпературной модификации. Преобладание кварца над полевым шпатом во вкрапленниках связано с тем, что магма образовалась путем плавления либо кислого субстрата, обогащенного кремнеземом, либо субстрата с повышенным отношением плагиоклаза к щелочному полевому шпату.

Энергетическим источником для выплавления являлись, по видимому, внедрившиеся значительные объемы перегретой базальтовой магмы, которая была способна вызвать разогрев коры до 900° (450° - геотермический градиент на глубине 15-20 км). Не исключена возможность, что ведущим процессом, способным разогреть кору и вызвать палинггенное магмообразование, являются глубинные флюиды, обогащенные щелочами (Маракушев, 1971), или, как считает А.В. Аверьев (1966), „паровой разогрев“ за счет высвобождающихся при этом и проникающих во вмещающие породы легколетучих компонентов.

Липариты андезитового енганэпэйского комплекса находятся в близком генетическом родстве со всем спектром входящим в него пород, характеризующимся следующими особенностями. Весь ряд комплекса относится к лейкократовому типу с преобладанием полевошпатовых вкрапленников; темноцветные представлены пироксеном и амфиболом. Среди вкрапленников выделяются несколько генераций, что свидетельствует о многоэтапности кристаллизации и длительности интрателлурического этапа.

Рис. 44. Тройная диаграмма дифференциации вулканических комплексов.

1 - точки составов; 2 - ход дифференциации Скаергаардской интрузии; 3 - линии эволюции известково-щелочной серии, по Дэли (базальт-андезит-дацит-риолит). а-д - вулканические комплексы (а - нярминский, б - борзовский, в - изьяхойский, г - пайпудынский, д - енганэпэйский).

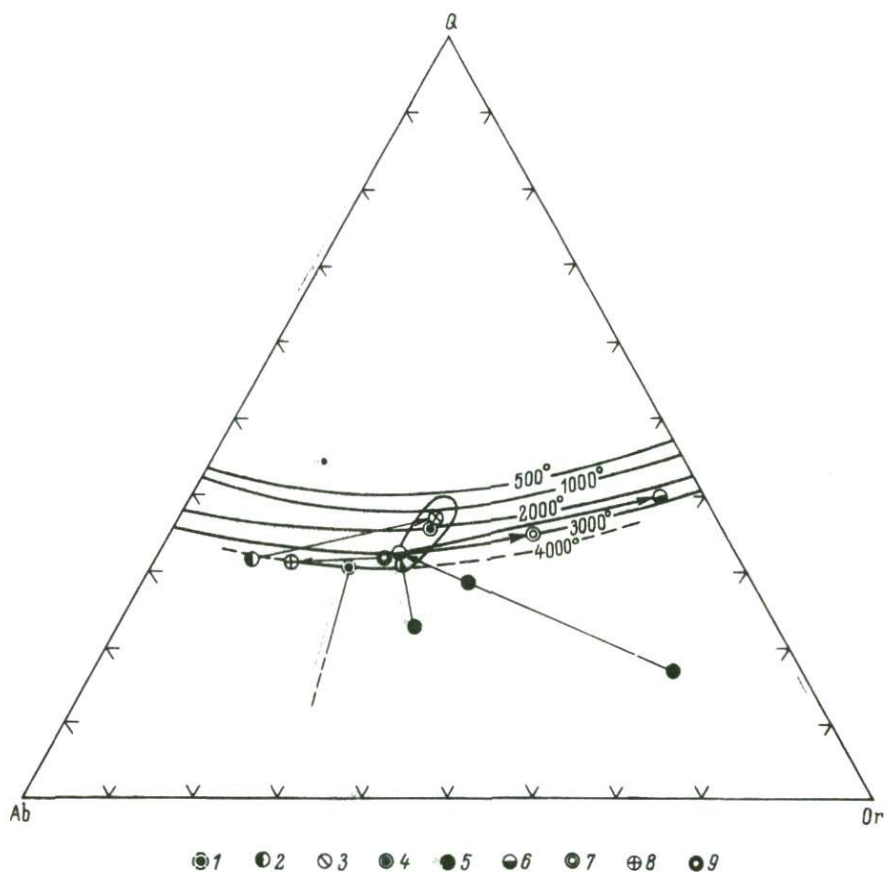


Рис. 45. Диаграмма $Ab-Q-Or$ для средних составов кислых эффузивов.

Борзовский комплекс: 1-2 - эффузивная фация (1 - дациты, 2 - липариты), 3 - субвулканическая фация (гранит-порфиры). Пайпудинский комплекс: 4 - субвулканическая фация (сиенит-порфиры), 5 - эффузивная фация (липариты, щелочные липариты). Енганэпэйский комплекс: 6 - дациты, 7 - аплиты, 8 - липариты, 9 - граниты. Стрелками показана последовательность формирования различных фаций одного и того же комплекса.

Вулканокластические и экструзивные фации преобладают над субвулканическими. Ранний магнетит, появление роговой обманки в породах среднего и кислого состава говорят о высоком потенциале летучих в магматическом расплаве, по крайней мере в начальный период кристаллизации. Петрохимический тип серии позволяет отнести всю совокупность вулканитов к андезитовой формации (Кутолин, 1974, 1978; Фролова, 1970), для которой характерны высокая глиноземистость, низкие содержания TiO_2 и MgO , несколько завышенное значение общей щелочности (с преобладанием Na_2O) и существенно полевошпатовый (плагиоклазовый) состав вкрапленников.

Тесная пространственная связь вулканитов различного состава, их принадлежность к единой изветстково-щелочной группе с высоким значением индекса затвердевания, по Х. Куно (около 2-5), позволяет рассматривать их как производные единой области генерации. Однако изменчивость количественных соотношений пород, различная основность вулканитов в разных участках Енганэпэйской структуры и левобережья р. Лядгей свидетельствуют о том, что магматический расплав был разобшен на отдельные очаги, каждый из которых впоследствии развивался самостоятельно. Наиболее вероятным является лейкобазальтовый состав исходный магмы. При этом общая схема развития вулканизма представляется следующей. Вначале процесс образования шел от основных к кислым. Позднее появляются липариты, сменяющиеся затем формированием ассоциации основных и ультрамафитовых пород, имеющих локальное распространение. Появление основных разновидностей вулканитов в конце магматического процесса обусловлено антидромным характером вулканизма этого заключительного этапа. Характерно, что поздний базальтовый вулканизм не наследует вулканических центров ранних фаз андезитовых извержений, а приурочен к депрессиям между ранними вулканическими постройками и тектоническим нарушением, ограничивающим эти зоны в субмеридиональном направлении. Оживление вулканической деятельности к концу орогенного (посторогенного) этапа можно связывать либо с поступлением в кору новых порций магмы из глубинных зон ее генерации, либо с мобилизацией наиболее глубинных, имеющих основной состав, порций того же очага, который являлся родоначальным и для кислых серий начала этапа.

Таким образом, анализ петрохимических особенностей вулканитов с учетом рассмотренных выше петрографических данных позволяет сделать следующие выводы.

1. Пестрота состава вулканических пород связана с широким развитием процессов эволюции магмы в коре, в разных районах идущих с различной интенсивностью.

2. Исходные магмы, непосредственно питающие из периферических очагов вулканические постройки разных структурных зон, различны. Они меняются от андезито-базальтов к андезитам в

енганэпэйском комплексе и от щелочных липаритов до ультракислых липаритов в пайпудынском. Эти различия в характере исходных магм отдельных зон приобретаются, по-видимому, с течением их жизни в коре, куда родоначальная магма поступила из области своей генерации.

3. Степень проницаемости коры обуславливает состав извергаемых продуктов. Более основные, близкие по составу к родоначальной магме, связаны с зонами интенсивного прогибания и соответствующего растяжения, в то время как более кислые типы магм характерны для более мобильных зон, характеризующихся глыбовыми и сколовыми перемещениями при преобладающем режиме поднятий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплекс проведенных геологических, петрографических, минералогических и петрохимических исследований, вулканитов западного склона Полярного Урала позволяет сделать ряд выводов, как теоретических, так и практических.

Ассоциации вулканогенных образований в соответствии с установленными взаимоотношениями их с осадочными толщами, возрастной последовательностью формирования, геологическим строением, петрографо-петрохимическими особенностями могут быть сгруппированы в четыре позднепротерозойских вулканических комплекса: анганэпэйский андезитовый, ньярминский андезитобазальтовый, борзовский дацито-липаритовый, изьяхойский базальтовый.

Петрологическое изучение этих комплексов и сопоставление их с вулканическими ассоциациями установленной формационной принадлежности из других районов Советского Союза позволило отнести их к группе формаций тектоно-магматической активизации континентальных окраин, соответствующих режиму эпиконтинентального рифтогенеза.

Каждому выделенному комплексу свойственны некоторые особенности химизма. Так, для андезитового комплекса характерны низкие содержания глинозема, титана, железа и щелочей. В процессе дифференциации вулканитов от основных к кислым идет заметное увеличение кремнекислоты и щелочей при одновременном уменьшении количества титана, железа и магния. В андезитобазальтовом комплексе низкая железистость и относительно высокое содержание глинозема, сумма щелочей (вплоть до появления трахитовых разностей). Базальтовому комплексу свойственны низкая известковистость и магнизиальность при несколько повышенных концентрациях суммарного железа, титана и большая основность по сравнению с андезитобазальтовым. Борзовский дацито-липаритовый комплекс принадлежит известково-щелочной серии пород с некоторым преобладанием K_2O над Na_2O . По отношению $K_2O / (Na_2O + 0.7K_2O)$ вулканиты соответствуют калиевым и калиево-натриевым типам. От них резко отличаются липариты анганэпэйского комплекса. Они более пересыщены кремнекислотой, глиноземом и щелочами; обладают самой низкой титанистостью, суммарной концентрацией железа,

содержанием магния и кальция. Эти петрохимические особенности обусловлены различиями условий их образования и отсутствием генетического родства. Вулканогенные породы являются продуктами кристаллизационной дифференциации толеит-базальтовой магмы в областях активной тектонической деятельности.

Главный фактор эволюции андезитобазальтового и базальтового комплексов — кристаллизационная дифференциация в относительно неглубоких (до 35 км) периферических очагах в пределах верхней части сиалической коры. Андезитовый комплекс является результатом кристаллизационной дифференциации толеит-базальтовой магмы в условиях накопления летучих компонентов, которые способствовали ассимиляции материала на глубину 15–30 км. Породы дацито-липаритового комплекса сформировались из магм, образовавшихся в процессе палингенного плавления вещества сиалической коры под воздействием тепла локализовавшейся в коре базальтовой магмы. Расплавы кислого состава формируются в условиях небольших глубин, образуя достаточно крупные очаги, с которыми связано возникновение значительных вулканических построек центрального типа. С этими очагами связан и процесс некоторой дифференциации расплавов, который характеризуется антидромной направленностью с образованием субвулканических дацитов, являющихся наиболее поздними образованиями. Кремнекислые вулканы андезитового комплекса сформировались в результате кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, осложненной ассимиляцией материала земной коры в условиях богатства летучими. Эволюция исходных магм была непрерывна при одновременном расслоении очага, что обусловило появление базальтового типа пород в андезитовой формации в конце вулканического цикла.

Режим вулканических извержений был весьма неустойчив. Наряду со спокойными излияниями трещинного типа широко проявился и эксплозивный вулканизм, давший большой объем пирокластического материала.

Установлена зональность в вертикальном (возрастном) ряду комплексов. Наблюдается возрастание роли основных вулканитов от самого древнего в районе энганзэпэйского комплекса в направлении к более молодым вплоть до изьяхойского, а от последнего к борзовскому растет доля кислых вулканогенных пород. Во времени фиксируется следующая смена комплексов: андезитовый → андезитобазальтовый → базальтовый → дацитолипаритовый.

Таким образом, анализ особенностей вулканизма в разных участках западного склона Полярного Урала позволяет сделать следующие выводы: 1) пестрота состава вулканических пород связана с разнообразием процессов эволюции магмы в коре, идущих с различной интенсивностью в разных районах; 2) исходные магмы, непосредственно питающие из периферических очагов вулканические постройки, в разных структурных зонах различны. Эти различия в характере исходных магм отдельных зон

приобретаются, по-видимому, в течение ее жизни в коре, куда родоначальная магма поступила из области своей генерации. Более основные магмы, близкие по составу к родоначальной, связаны с зонами интенсивного растяжения, в то время как более кислые типы магм характерны для более мобильных зон, характеризующихся глыбовыми и сколовыми перемещениями при преобладающем режиме вертикальных движений.

ЛИТЕРАТУРА

- А в е р ь е в В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М., 1966, с. 127-132 (Тр. II Всесоюз. вулканол. совещ. Т. 1).
- Б а д д и н г т о н А. Формирование гранитных тел. М., 1963, 108 с.
- Б а р т Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956, 414 с.
- Б е л о у с о в А.Ф. О природе связи между базальтоидными и сапидическими породами в эффузивных ассоциациях // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., 1972. С. 146-160.
- Б е л о у с о в А.Ф. Об основаниях петрохимической классификации эффузивных пород // Геол. и геофиз. 1974, № 3, С. 20-26.
- Б е л о у с о в А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций // Тр. Ин-та геологии и геофизики / Сибирск. отд. АН СССР, 1976. Вып. 246. 332 с.
- Б е л о у с о в А.Ф., К о ч к и н Ю.Н., П о л я к о в а З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салеирского края. М., 1969. 283 с.
- Б е л о у с о в А.Ф., К р и в е н к о А.П., П о л я к о в а З.Г. Вулканические формации. Новосибирск, 1982. 281 с.
- Б е л ы й В.Ф. Формация и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., 1978. 213 с.
- Б е л я к о в а Л.Т. Геосинклинальный рифей севера Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1972, 24 с.
- Б о н д а р е н к о В.Н., Х о т и н М.Ю. Неогеновый вулканизм, его петрохимические особенности и металлогения // Петрохимические особенности молодого вулканизма. Новосибирск, 1963. С. 43-55.
- Б о р о д а е в с к а я М.Б., К р и в ц о в А.И., К у р б а н о в Н.К. и др. Некоторые вопросы структурно-формационного районирования палеовулканических колчеданосных областей // Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М., 1970. С. 3-18. (Тр. ЦНИГРИ. Вып. 92).
- Б у р и к о в а И.А. Петрология кремнекислых вулканитов раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Южного Урала (на примере северной части Магнитогорского мегасинклинория): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1972. 30 с.
- В о й н о в с к и й - К р и г е р К.Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Сов. геология. 1945. № 6. С. 27-44.
- В у л к а н и ч е с к и е к о м п л е к с ы р и ф е я и н и ж н е г о п а л е о з о я с е в е р а У р а л а / Г о л д и н Б.А., Ф и ш м а н М.В., Д а в ы д о в В.П. и др., Л., 1973. 212 с.

Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизации на больших и малых глубинах / Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б., Пугин В.А. и др. // Геохимия, 1971. № 9, С. 1027-1040.

Генкина А.Д., Дудыкина А.С., Телешова Р.Л. Некоторые данные о составе породообразующих пироксенов и оливинов габбро-долеритового интрузива Норильск-1 // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., 1970. С. 40-55.

Геншафит Ю.С., Наседкин В.В., Фарберов А.И. и др. Плавление ксенолитов пород ультраосновного состава при высоких давлениях // ДАН СССР, 1970, Т. 195, № 2. С. 441-443.

Гинзбург И.В. Обзор систематики пироксенов // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., 1970. С. 5-39.

Голдин Б.А., Пучков В.Н. Тектоническая эволюция и вулканизм западного обрамления Уральской эвгеосинклинали на севере Урала // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1974, № 1. С. 59-69.

Голдин Б.А., Пучков В.Н. Общие черты тектоно-магматической эволюции севера Урала (западный склон и осевая полоса) // Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976. С. 79-89.

Голдин Б.А., Калинин Е.П., Мизин В.И. и др. Полевые шпаты как критерий информативности условий формирования гранитов и липаритов (на примере севера Урала) // Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976. С. 105-107.

Голдин Б.А., Мизин В.И., Калинин Е.П. Петрологические особенности кислого вулканизма осевой зоны Полярного и Приполярного Урала // Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976а. С. 19-29. (Тр. Ин-та геологии Коми ФАН СССР; Вып. 22).

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоком давлении // Происхождение главных серий изверженных пород, по данным экспериментальных исследований. М., 1970. С. 240-249.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы: Цепочечные силикаты. М., 1965. Т. 2. 405 с.

Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов // Геология и геофизика. 1975. № 2, С. 11-25.

Душин В.А., Макаров А.Б. Доордовикский вулканизм Полярного Урала // Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, 1984. С. 19-26.

Дэли Р. Изверженные породы и глубины Земли. М; Л., 1936. 572 с.

Евдокимов Ю.Б. Нижний палеозой западного склона Полярного Урала // Труды НИИГА. 1959. Т. 102, вып. 10. С. 104-115.

Евдокимов Ю.Б., Петрова И.А. Геолого-петрохимические особенности доордовикских вулканогенных образований Полярного Урала // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1965. С. 522-535. (Тр. УИ геол. конф. Коми АССР; Т. 1).

Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М; Л., 1950, 400 с.

Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., 1961. 383 с.

И в а н о в С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении геосинклиналей. Свердловск, 1979. 78 с. (Препринт ИГ и Г УНЦ „Научные доклады“).

И в а н о в С.Н. О байкалидах Урала и Сибири // Геотектоника. 1981. № 5. С. 47-63.

И в а н о в а А.М. Верхнекембрийские и ордовикские отложения Пай-Хоя и северной части Полярного Урала // Тр. НИИГА. 1959. Т. 96, вып. 8. С. 3-24.

Й о д е р Х. Образование базальтовой магмы. М., 1979. 238 с.

Й о д е р Г.С., Т и л л и Т.Э. Происхождение базальтовых магм: (Результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем). М., 1965. 248 с.

К е н н е д и Дж. О роли воды в магме // Земная кора. М., 1957. С. 505-519.

К л а с с и ф и к а ц и я и номенклатура магматических горных пород / Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. М., 1981. 160 с.

К о п т е в - Д в о р н и к о в В.С. Явления гибридизации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. - Тр. ИГН АН СССР. Петрограф. сер. 1955. Вып. 148, № 44. С. 112-155.

К о р р е д я ц и я магматических комплексов Европейского северо-востока СССР / Охотников В.Н., Мизин В.И., Белякова Л.Т. и др. Сыктывкар, 1985. 24 с. (Препринт серии „Научные рекомендации - народному хозяйству“. Вып. 53).

К р а с н о к у т с к и й В.И. Материалы к стратиграфии западного склона Полярного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1970. Сб. 6. С. 261.

К р и в е н к о А.П., Г у л е ц к а я Э.С. О составе пироксенов габбро-сиенитов формации плутона Большой Таскыл в Кузнецком Алатау // ДАН СССР. 1968. Т. 180, № 4, С. 958-961.

К у з н е ц о в Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 387 с.

К у з н е ц о в Ю.А. Магматические формации и тектоника // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., 1972. С. 43-44. (Тр. ИУ Всесоюз. петрограф. совещ.; Ч. I).

К у з н е ц о в Ю.А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях // Геол. и геофиз. 1973. № 8. С. 3-11.

К у т о п и н В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, 1972. 208 с. (Тр. ИГГ СО АН СССР; Вып. 189).

К у т о л и н В.А. К вопросу о глубинной дифференциации базальтов разных формаций // ДАН СССР, 1974. Т. 216, № 5. С. 1142-1145.

К у т о л и н В.А. Происхождение и глубинная эволюция базальтов разных формаций // Геохимия. Минералогия. Петрология: МГК, ХХУсес. Докл. сов. геологов. М., 1976. С. 435-442.

Л а п и ц Б.Н. Кембрийский вулканизм северо-востока Тувы // Палеовулканиогические реконструкции. Новосибирск, 1976. С. 73-82. (Тр. ИГГ СО АН СССР; Вып. 301).

Л е б е д е в А.П., Б о г а т и к о в О.А. Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточный Саян). М., 1963. 152 с.

Л и ц а р и т о в ы е комплексы осевой зоны севера Урала / Голдин Б.А., Давыдов В.П., Каримов Н.А. и др. // Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1975. С. 137-150. (Тр. ИГГ УНЦ АН СССР; Вып. 113).

Л у ч и н и н И. Л. Позднебайкальская гранит-липаритовая формация в северной части Центрально-Уральского поднятия // Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968, С. 25-41.

Л у ч и н и н И. Л. Нижнепалеозойская липаритовая формация Центрально-Уральского поднятия: - Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Свердловск, 1975, 38 с.

Л у ч и ц к и й И. В. Палеовулканологические реконструкции и некоторые вопросы палеоэнергетики // Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, 1966, С. 3-16.

Л ь в о в К. А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии // Сов. геология. 1957. Сб. 55. С. 51-77.

Л ь в о в К. А. Протерозой и нижний палеозой Урала (о возможности разработки унифицированной стратигр. схемы и корреляции разрезов древних отложений Урала). // Бюл. ВСЕГЕИ. 1958. № 1. С. 58-71.

М а г м а т и ч е с к и е формации СССР Л., 1979. Т. 1. 319 с. Т. 2. 279 с.

М а к Г р е г о р И. Д., Р и н г в у д А. Е. Природная система энстатит-пироп // Петрология верхней мантии. М., 1968. С. 289-291.

М а л а ш е в с к и й В. Н., П о п о в и ч Н. И. Структурно-формационные зоны Приполярного и Полярного Урала в кембрийском периоде // Материалы по геологии Урала. Л., 1961. С. 81-94. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 67).

М а р а к у ш е в А. А. Минеральные фации гранитоидов // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов: Материалы к симпозиуму. Свердловск, 1971, С. 44-53.

М а р ф у н и н А. С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение // Тр. ИГЕМ. 1962. Вып. 78. 275 с.

М и з и н В. И. Физико-химические свойства породообразующих минералов из пород байкальских и раннекаледонских вулканических комплексов // Материалы III Уральской конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1971. С. 128-130.

М и з и н В. И. Петрография габбро-диабазов вулканоплутонического комплекса Полярного Урала. Сыктывкар, 1972а. С. 54-69. (Тр. Ин-та геологии Коми ФАН СССР; Вып. 17).

М и з и н В. И. Типоморфизм пироксенов из габброидов западного склона Полярного Урала // Минералогия рудных месторождений севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976. С. 68-72. (Тр. Ин-та геологии Коми ФАН СССР; Вып. 20).

М и з и н В. И. Петрология верхнепротерозойско-нижнепалеозойских вулканических комплексов западного склона Полярного Урала // Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, 1984, С. 27-40.

М и з и н В. И., Г о л д и н Б. А. Позднепротерозойско-раннепалеозойский вулканизм западного склона Полярного Урала // Магматические формации северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1979. С. 13-24. (Тр. Ин-та геологии Коми ФАН СССР; вып. 29).

М и к л у х о - М а к л а й А. Д. Доордовикский вулканизм западного склона Полярного и Приполярного Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 199-204. (Тр. 1 Уральск. петрогр. совещ.; Т. 2).

Минералогия, типоморфизм и генезис аксессуарных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана - Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калицин Е.П. Л., 1968. 250 с.

Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам Урала. Свердловск, 1980. Ч. 1. 152 с.

Осборн Е.Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов // Химия земной коры. М., 1964. Т. II. С. 75-88.

Охотников В.Н. Древний вулканизм северной части Полярного Урала // Сов. геология. 1968. № 2. С. 75-88.

Охотников В.Н. Западный глубинный разлом Полярного Урала // Сов. геология. 1968. № 9. С. 103-108.

Охотников В.Н. Магматизм Центрально-Уральского поднятия на Полярном и Приполярном Урале // Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, 1972. С. 23-41. (Тр. ИГГ УНЦ АН СССР; Вып. 95).

Охотников В.Н. Геология рудных образований Полярного Урала. Л., 1975. 173 с.

Петрова И.А. Петрология доордовикских магматических формаций западного склона Урала и их металлогенические особенности. Свердловск, 1969. С. 100-111. (Тр. II Уральск. петрограф. совещ.; Т. 3).

Плошкина Е.А., Фоминых В.Г. О составе моноклиновых пироксенов некоторых пород Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1963. Т. 1. С. 463-466.

Подсосова Л.Л. Байкальский геосинклинальный этап в развитии структуры, магматизма и металлогении Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук, Новосибирск, 1977. 24 с.

Пугин В.А., Хитаров Н.И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М., 1978. 175 с.

Рабаев М.Е. Стратиграфия древних свит Полярного Урала // Тр. ГИН АН СССР. 1959. Вып. 35. 132 с.

Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы // Петрология верхней мантии. М, 1968. С. 78-117.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., 1964., 437 с.

Румянцев Н.А. Щелочной вулканизм западного склона Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980. С. 3-31.

Румянцев Н.А. Доордовикские вулканические формации Оченырдынского поднятия // Магматизм и метаморфизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, 1984. С. 19-35.

Сирин Н.А. Геолого-петрографические исследования Приполярного Урала // Тр. ИГН АН СССР. Петрограф. сер. 1945. Вып. 72, № 22. 177 с.

Сирин Н.А. Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном и Полярном Урале. М, 1962. 288 с.

Соболев В.С. Значение железистых феррических минералов // Минер. сб. Львовского геол. о-ва, 1950. № 4. С. 3-19.

Соболев И.Д. О гранитных формациях Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 31-38. (Тр. I Уральск. петрограф. совещ.; Т. 3).

Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л. 1970. 312 с.

С о ф р о н о в Г. П. Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала: Тез. докл. на совещ. по унификации стратиграф. схем Урала, проведенном в г. Свердловске в феврале 1956 г. Л., 1956. С. 30-33.

Т а т т л О. Ф., Б о у э н Н. Л. Высокотемпературный альбит и соседние полевые шпаты // Полевые шпаты. М., 1952. Сб. № 1. С. 117-133.

Т е к т о н и ч е с к а я карта Печорской плиты / Дедеев В. А., Юдин В. В., Богацкий В. И. и др. Сыктывкар, 1985. 12 с. (Преприят Коми ФАН СССР серии „Научные доклады“; Вып. 142).

Т р е г е р В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М., 1980. 208 с.

У с т и е в Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 4. С. 47-68.

Ф а в о р с к а я М. А. О некоторых особенностях тектонической активизации в пределах Тихоокеанского вулканического пояса // Вулканические и вулканоплутонические формации. М., 1966. С. 233-237.

Ф е р ш т а т е р Т. Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966. 288 с.

Ф р е м д Г. М. Опыт типизации вулканических поясов // Мезозойский тектогенез: Тез. докл. VII сес. НС по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1969. С. 194-196.

Ф р е м д Г. М. Вулканические пояса и зоны юга Дальнего Востока // Вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока: Мат-лы объедин. науч. конфер. по проблемам палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970. С. 5-12.

Ф р о л о в а Т. И. Геосинклинальный вулканизм: Некоторые проблемы размещения и происхождения вулканогенных формаций на примере восточного склона Южного Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 1970. 36 с.

Х а б а к о в А. В. Полярно-Уральская геолого-поисковая экспедиция 1937 г. // Проблемы Арктики. 1938. № 2. С. 179-182.

Х а и н В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований // Бюл. МОИП Отд. геологии, 1959. Т. 34. С. 3-17.

Х е р а с к о в Н. П. Тектоника и формации: Избр. тр. М., 1967. 404 с.

Х и т а р о в Н. И., Н а г а п е т я н Л. Б., Л е б е д е в Е. Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование) // Геохимия, 1969. № 3. С. 237-287.

Х и т а р о в Н. И., П у г и н В. А., С л у ц к и й А. Б. и др. Оливиновый толегат, его плавление и эволюция в Р-Т-условиях эксперимента // Геохимия. 1972. № 12. С. 1470-1482.

Ч и р в и н с к и й П. Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Харьков, 1953. 69 с.

Ш е й н м а н н Ю. М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии // Сов. геол. 1965. № 8. С. 3-25.

Ш е й н м а н н Ю. М. К проблеме генерации магм // Сов. геол. 1969. № 2. С. 10-26.

Ш м и д т А. И. Соотношение базальтоидных и гранитоидных формаций западного склона Полярного Урала // Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973. С. 257-258.

Ш м и д т А.И. Основные черты вулканизма и связанного с ним оруденения осевой зоны Полярного Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976. С. 107-117.

Ш м и д т А.И., К о г а н Б.С. Некоторые черты геологического строения и магматизма Оченырдского антиклинория (западный склон Полярного Урала) // Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, 1972. С. 65-88. (Тр. ИГГ УНЦ АН СССР; Вып. 95).

Ш т е й н б е р г Д.С. Интрузивные формации Урала // Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала. Свердловск, 1961. Вып. 8. С. 22-44.

Ш т е й н б е р г Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. Свердловск, 1964. 106 с. (Тр. ИГ Уф АН СССР; Вып. 72).

Ш т е й н б е р г Д.С. Базальтоидный магматизм Урала // Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, Свердловск, 1969. С. 5-14. (Тр. II Уральск. петрограф. совещ.; т. 3).

Ш т е й н б е р г Д.С. О классификации магматических горных пород на генетической физико-химической основе. Свердловск, 1970, с. 53-58. (Ежегодник-1969 ИГГ Уф АН СССР).

Ш т е й н б е р г Д.С., С о б о л е в И.Д. Магматические формации Урала // Тр. III Всесоюз. петрограф. совещ. Иркутск, 1964. С. 213-224.

Э р п и х Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, 1973. 242 с.

Я к о в л е в а Е.Б. Автомагматические брекчии Казахстана // Сов. геология. 1963, № 8. С. 119-123.

G r e e n D.H. The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lisard area // Cornwall J. Petrol. 1964. V. 5, N 1. P. 134-188.

G r e e n D.H. Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite // Earth. Planet. Sci. Lett. 1973. V. 17, N 2. P. 456-465.

G r e e n D.H., R i n g w o o d A.E. A comparison of recent experimental data on the gabbro-garnet granulite-eclogite transition // J. Geol. 1972. V. 34, N. 3. P. 277-288.

H e s s H.H. Stilwater igneous complex Montana a quantitative mineralogical Study // Geol. Soc. Amer. Min. 1960. V. 80. P. 62.

K e n n e d y W.Q. Crustal layers and the origin of magma // Bull. Volcanol. Ser. 2. 1938. Bd 3. P. 23-92.

K u n o H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas // Bull. Volcanol. Ser. 2. 1959. Bd XX. V. 5. P. 37-76.

K u s h i r o J., S h i m i z u N., N a k a m u r a Y. Compositions of coexisting liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and spinel Iherzolites at high pressures; A preliminary report // Earth. Planet. Sci. Lett. 1972, V. 14. P. 19-25.

N i c h o l l s I.A., R i n g w o o d A. Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the island-arc environment // J. Geol. 1973. V. 81, N 3. P. 285-300.

N i s h i k a w a M., K u s h i r o I., U y e d a S.
Stability of natural hornblende at high water pressures: Preliminary experiments // Jap. J. Geol. Geograph. 1971. V. 41, N 2-4. P. 41-50.

S t e r n C.R., W y l l i e P.J. Melting relations of basalt-andesite-rhyolite-H₂O and a pelagic red clay at 30kb // Contr. Mineral. and Petrol. 1973. V. 42, N 4. P. 313-324.

T i l l e y C.E. Some aspects of magmatic evolution // Quart. J. Geol. Soc. 1950, V. 106, P. 37-61.

T i l l e y C.E., Y o d e r H.S. Pyroxene fractionation in mafic magma at high pressures and bearing on basalt genesis // Carn. Inst. Wash., Year Book 63, 1964, p. 114-119.

Приложение 1

Химический состав пород энганэпэйского андезитового комплекса

Окислы	785а	748	96	664	133	132	718	717	692
SiO ₂	75.60	74.96	73.24	66.92	66.45	65.36	63.78	63.76	62.88
TiO ₂	0.05	0,10	0.20	0.30	0.50	0.48	0,40	0,35	0.155
Al ₂ O ₃	12.64	12.31	12.22	13.12	13.85	14.45	14.72	12,60	11.35
Fe ₂ O ₃	0,36	0,41	0,56	0,86	1,09	0,61	1,38	0,72	0,70
FeO	1,00	0,88	1,39	3,59	4,16	4,24	4,45	4,84	6,52
MnO	0,02	0,01	0,03	0,08	0,08	0,08	0,07	0,05	0,112
MgO	0,10	0,15	0,51	3,71	3,00	3,30	3,32	5,80	5,97
CaO	1,21	0,44	2,40	2,78	1,26	2,14	2,13	4,69	5,00
Na ₂ O	4,34	2,59	4,49	2,58	4,11	5,59	4,79	4,83	4,33
K ₂ O	3,43	6,51	4,35	2,60	1,56	1,29	1,21	0,60	0,11
H ₂ O ⁻	0,20	0,26	0,18	0,30	-	-	0,16	0,46	0,20
H ₂ O ⁺	0,52	0,97	0,20	2,67	-	-	2,84	1,81	2,42
CO ₂	-	-	-	0,21	-	0,55	0,29	0,03	0,18
SO ₃	-	-	-	-	0,1	0,1	-	-	-
P ₂ O ₅	0,03	Сл.	0,04	0,02	0,09	0,11	0,02	0,06	0,056
Пип	-	-	-	-	3,42	1,97	-	2,32	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0,009	0,007	-	-	-
NiO	-	-	-	-	0,04	0,05	-	-	-
Сумма	99,50	99,59	99,81	99,74	99,57	99,62	99,56	100,60	99,98
KF	93,2	89,6	79,5	54,4	64,0	60,0	64,0	49,2	55,1
F	-	-	-	33,1	37,4	31,5	38,0	32,5	40,6
M	-	-	-	27,8	21,6	22,1	22,0	35,0	34,3
A	-	-	-	39,1	41,0	46,4	40,0	32,5	25,1
Na ₂ O/K ₂ O	1,3	0,4	1,0	1,0	2,6	4,3	4,0	8,0	39,4

Примечание. Здесь и далее в аналогичных таблицах цифры в головке - номера образцов. Обр. 785а - аплит; 748 - липарит; 96 - аплит; 664, 133, 132, 718 - дацит; 717, 692, 681, 691, 131, 696, 733, 730, 734, 675, 731, 684, 791 - андезит; 672, 643, 771, 661, 648, 638, 764, 693 - андезитобазальты; 723, 683, 743, 687, 742, 765 - базальты; 766,

Приложение 1 (продолжение)

Окислы	681	691	131	696	733	730	734	675	731
SiO ₂	62.76	62.72	61.78	60.14	59.94	59.80	59.10	58.50	58.24
TiO ₂	0.53	0.245	0.52	0.29	0.25	0.28	0.14	0.26	0.17
Al ₂ O ₃	12.29	11.22	14.20	16.04	11.81	10.23	15.25	11.94	10.76
Fe ₂ O ₃	1.83	1.07	1.10	1.70	2.90	1.99	2.54	1.28	2.16
FeO	4.53	5.50	4.95	4.20	5.03	5.40	4.39	6.02	6.39
MnO	0.08	0.106	0.09	0.062	0.05	0.13	0.08	0.12	0.19
MgO	5.01	7.70	4.30	3.99	7.10	9.75	5.08	8.19	9.70
CaO	3.43	3.72	3.85	6.77	6.96	6.97	5.70	5.70	7.04
Na ₂ O	2.56	2.08	4.25	3.41	1.03	1.65	2.82	1.94	1.64
K ₂ O	1.24	0.74	1.08	0.28	2.00	0.65	0.73	0.14	0.67
H ₂ O ⁻	0.38	0.30	-	0.16	0.48	0.20	0.16	0.40	0.34
H ₂ O ⁺	5.38	3.76	-	2.35	2.69	2.21	3.41	4.68	2.07
CO ₂	0.53	0.26	-	0.07	0.02	0.01	0.26	0.48	0.01
SO ₃	-	-	0.1	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.12	0.079	0.13	0.085	0.06	0.25	0.024	0.08	0.25
Ппп	-	-	3.77	-	3.32	-	-	-	-
BaO	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	0.009	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	0.04	-	-	-	-	-	-
Сумма	100.74	99.50	100.069	99.55	100.32	99.52	99.66	99.72	99.63
KF	55.4	46.4	58.8	62.7	52.9	43.5	58.0	47.5	47.4
F	41.0	38.2	38.4	42.5	42.5	37.3	43.5	41.1	41.2
M	33.5	45.3	27.6	30.0	40.1	50.8	33.1	49.9	47.5
A	25.5	16.5	34.0	27.5	17.0	11.9	23.4	12.0	11.3
Na ₂ O/K ₂ O	2.1	2.8	3.9	12.2	0.5	2.5	3.9	13.9	2.5

759 - туфы дацита, 768 - туф андезитобазальта, 749 - туф базальта; 9а, 655, 784а - кварцевые диориты (тоналиты); 740 - диабаз, 721 - габбро-диабаз, 134 - габбро-диабаз, 674 - габбро. Все пробы из сборов автора (край Енганэц).

Обр. 734, 759, 764, 768, 693 - аналитик Э.Г. Бабушкина; 674, 681 - Л.М. Бер; 717, 721, 733, 740, 749 - Е.Ф. Малахова; 9а, 9б, 655: 664, 684, 718, 723, 730, 731, 742, 743, 748, 750, 765, 766, 771, 784а, 785а, 791 - И.А. Репина. Все из Института геологии Коми филиала АН СССР. Обр. 131, 132, 133, 134 - Тюменское геологическое управление.

Приложение 1 (продолжение)

Окислы	684	791	672	643	771	661	648	638	764
SiO ₂	55,96	55,64	53,46	52,86	52,66	51,94	51,66	51,63	51,51
TiO ₂	0,20	0,95	1,23	0,94	0,83	0,96	0,80	3,84	1,43
Al ₂ O ₃	9,99	12,35	11,95	13,06	18,86	14,24	16,38	13,08	17,40
Fe ₂ O ₃	1,30	0,73	3,05	3,66	3,68	2,53	1,54	1,20	2,09
FeO	5,85	10,36	10,89	8,78	3,74	8,13	7,47	3,66	6,58
MnO	0,13	0,19	0,174	0,20	0,12	0,184	0,145	0,106	0,137
MgO	11,58	3,31	4,61	5,17	3,88	6,50	7,58	4,71	4,51
CaO	5,09	6,43	5,76	7,34	7,31	6,13	0,42	11,38	3,46
Na ₂ O	2,18	4,45	3,04	2,71	6,20	3,67	3,77	3,81	5,96
K ₂ O	1,20	0,24	0,45	0,77	0,12	1,11	1,49	3,16	0,81
H ₂ O ⁻	0,26	0,22	0,26	0,32	0,40	0,42	0,08	0,18	0,10
H ₂ O ⁺	4,37	2,86	3,83	3,19	2,13	3,31	3,73	1,06	3,75
CO ₂	1,41	2,04	0,86	0,69	0,02	0,75	3,19	1,21	1,55
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,06	0,30	0,168	0,159	0,38	0,116	0,203	0,926	0,197
Pnn	-	-	-	-	-	-	8,58	2,50	-
BaO	-	-	-	-	-	-	0,07	0,20	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,58	100,07	99,73	99,85	100,33	99,99	100,108	100,202	99,59
KF	38,58	77,3	75,4	70,97	66,02	62,51	54,7	51,34	66,14
F	32,1	57,9	62,7	58,2	40,7	48,2	40,8	29,1	43,0
M	52,5	17,4	21,2	25,0	22,7	29,8	34,9	28,5	22,7
A	15,4	24,7	16,1	16,8	36,6	22,0	24,3	42,4	34,3
Na ₂ O/K ₂ O	1,8	18,5	6,8	3,5	51,7	3,3	2,5	1,2	7,4

Приложение 1 (продолжение)

Окислы	693	723	683	743	687	742	765	766	759
SiO ₂	51,48	49,50	49,24	49,20	48,67	48,26	48,04	64,04	64,56
TiO ₂	0,98	0,68	1,10	2,25	2,65	1,85	2,98	1,03	0,95
Al ₂ O ₃	13,08	14,79	13,04	15,22	11,15	15,39	12,14	14,29	14,14
Fe ₂ O ₃	3,89	1,16	2,60	0,91	5,09	3,61	2,77	4,25	2,51
FeO	8,72	7,83	12,56	9,05	12,26	8,25	11,93	2,27	3,59
MnO	0,18	0,19	0,129	0,19	0,213	0,19	0,27	0,11	0,08
MgO	4,30	9,07	6,76	6,78	5,48	6,66	5,08	1,87	0,88
CaO	9,17	6,34	3,69	8,18	7,87	8,57	8,77	2,63	3,32
Na ₂ O	2,13	3,18	1,84	4,45	2,38	1,75	3,27	2,66	1,85
K ₂ O	0,57	1,42	0,51	0,40	0,81	0,65	0,65	2,24	3,08
H ₂ O ⁻	0,06	0,32	0,24	0,22	0,30	0,42	0,50	0,18	0,08
H ₂ O ⁺	3,39	4,29	5,75	2,43	3,16	3,59	2,88	1,48	2,67
CO ₂	1,81	0,43	2,17	0,01	He обн.	0,01	0,15	0,16	2,13
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,08	0,35	0,059	0,37	0,209	0,36	0,54	0,30	0,213
Пшп	-	-	7,94	-	3,57	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	0,09	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,84	99,55	99,468	99,66	100,44	99,56	99,97	99,51	100,05
KF	74,84	50,3	69,34	59,75	76,21	64,40	74,66	78,0	87,0
F	63,5	39,4	62,1	45,8	66,0	55,6	61,5	43,9	50,0
M	22,4	40,3	28,3	31,8	21,5	32,7	21,8	13,7	7,8
A	14,1	20,3	9,6	22,4	12,5	11,7	16,7	42,4	42,2
Na ₂ O/K ₂ O	3,7	2,2	3,6	11,1	2,9	2,7	5,0	1,6	0,6

Приложение 1 (продолжение)

Оксиды	768	749	9а	655	784а	740	721	134	674
SiO ₂	57,63	52,68	61,86	59,66	57,04	49,18	47,96	47,37	44,24
TiO ₂	1,25	1,23	0,20	0,30	0,20	1,39	0,80	1,40	1,67
Al ₂ O ₃	16,09	15,67	14,90	13,36	15,10	14,74	15,55	16,50	17,83
Fe ₂ O ₃	5,38	6,79	1,04	1,63	2,26	3,13	2,38	2,20	1,33
FeO	3,34	4,14	5,89	7,26	6,39	6,21	6,72	7,93	7,54
MnO	0,12	0,07	0,10	0,13	0,12	0,09	0,07	0,16	0,13
MgO	3,06	2,80	3,28	5,01	5,15	8,89	9,74	8,65	8,50
CaO	3,23	4,66	4,97	5,06	4,79	7,12	8,97	9,42	9,14
Na ₂ O	2,36	2,43	3,19	4,04	4,14	1,55	2,01	0,26	2,02
K ₂ O	3,62	2,41	1,89	0,82	2,41	3,50	0,75	2,23	2,05
H ₂ O ⁻	0,08	0,51	0,30	0,20	0,28	0,50	0,48	-	0,24
H ₂ O ⁺	2,81	2,32	2,24	2,52	2,24	3,36	4,04	-	5,57
CO ₂	0,29	3,06	-	-	0,05	0,08	0,02	-	0,08
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-
P ₂ O ₅	0,202	0,33	Сл.	0,03	0,02	0,21	0,05	0,12	0,24
Ппп	-	6,43	-	-	-	3,82	4,59	3,58	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0,015	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	0,05	-
Сумма	99,56	99,66	99,86	100,02	100,19	99,95	99,54	99,885	100,58
кF	74,0	79,7	68,0	64,0	63,0	51,5	48,5	54,0	51,0
F	47,3	57,3	44,7	46,8	42,1	39,3	41,6	47,1	40,8
M	18,0	15,7	21,7	26,9	25,2	38,9	45,3	41,0	40,0
A	34,7	27,0	33,6	26,3	32,7	21,8	13,1	11,9	19,2
Na ₂ O/K ₂ O	0,7	1,0	1,7	4,9	1,7	0,4	2,7	0,1	1,0

Приложение 2

Нормативный минеральный состав пород энганэпэйского андезитового комплекса

Стандартные минералы	785a	748	96	664	133	132	718	717	692	681	691	131	696	733	730
Q	36.3	35.7	28.9	28.8	27.7	17.3	19.6	14.5	16.2	27.2	25.9	15.8	17.9	21.5	18.9
Or	22.1	40.9	28.7	16.1	10.0	7.9	7.5	3.4	0.6	7.6	4.1	6.8	1.6	12.1	4.0
Ab	41.6	23.4	42.4	22.8	36.0	48.2	42.0	41.4	36.3	23.4	18.7	36.5	35.8	8.7	14.6
An				14.4	6.7	7.1	11.0	11.6	11.7	17.1	18.4	16.8	22.2	22.7	18.9
Ne				-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C				0.8	3.0	1.2	1.7	-	-	0.9	0.6	-	-	-	-
Wo				-	-	-	-	5.1	5.1	-	-	1.0	4.0	5.5	6.2
En } Di				-	-	-	-	3.0	2.9	-	-	0.6	2.3	3.7	4.3
Fs } Di				-	-	-	-	1.8	2.1	-	-	0.4	1.4	1.3	1.3
En } Hy				9.5	7.7	8.4	8.5	11.7	14.5	13.2	20.2	10.3	7.2	14.4	20.8
Fs } Hy				5.6	6.3	6.6	6.7	6.0	9.1	6.6	9.6	7.3	4.2	5.3	6.8
Fo } Ol				-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fa } Ol				-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt				1.4	1.7	0.9	2.2	0.9	0.9	2.7	1.7	3.3	2.5	4.3	2.9
Hm				-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Jl				0.6	0.9	0.0	0.8	0.6	0.3	1.0	0.5	0.9	0.6	0.5	0.6
Ap				-	-	0.3	-	-	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	-	0.7
Cc				-	-	1.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Приложение 2 (продолжение)

Стандартные минералы	734	675	731	684	791	672	643	771	661	648	638	764	693	723	683
Q	18.8	20.6	15.6	9.3	7.3	11.3	9.0	-	0.4	8.0	-	4.1	11.0	-	11.3
Or	4.1	0.6	4.0	7.7	1.2	2.7	5.3	6.9	7.0	9.7	19.0	4.9	3.5	8.8	3.1
Ab	24.6	17.5	14.1	19.6	39.9	26.9	24.5	49.4	32.8	35.0	32.2	49.7	18.9	28.9	17.4
An	28.4	25.3	21.1	14.8	13.8	19.6	22.2	21.0	20.8	-	9.3	16.0	26.0	22.9	20.7
Ne	-	-	-	-	-	-	-	2.7	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.4	-	0.6	-	-	0.3
Wo	0.5	1.7	5.4	5.1	7.4	4.3	6.4	5.7	4.1	-	14.4	-	9.0	3.0	-
En	0.3	1.1	3.5	3.5	2.1	1.7	3.2	-	2.4	-	11.8	-	4.2	1.7	-
Fs	0.2	0.5	1.5	1.2	5.6	2.6	3.0	-	1.5	-	-	-	4.7	1.2	-
En	12.9	20.8	21.6	27.5	6.5	10.5	10.6	-	14.4	20.9	-	10.9	7.1	10.0	19.0
Fs	6.1	9.7	8.7	8.8	12.7	14.5	9.8	-	10.4	12.3	-	8.0	7.5	5.8	21.8
Fo	-	-	-	-	-	-	-	6.9	-	-	-	-	-	8.5	-
Fa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.0	-
Mt	3.9	1.3	3.3	2.0	0.9	3.2	3.9	3.8	3.8	2.3	0.9	2.9	5.9	1.7	4.1
Hm	-	-	-	-	-	-	-	1.1	-	-	0.5	-	-	-	-
Jl	0.2	0.6	0.5	0.5	1.9	2.4	1.8	1.5	2.1	1.6	7.3	2.6	2.1	1.5	2.3
Ap	-	0.3	0.7	-	0.7	0.3	0.3	1.0	0.3	0.8	2.0	0.3	0.3	1.0	-
Cc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.7	-	-	-	-

Приложение 2 (продолжение)

Стандарт- ные мине- ралы	743	687	742	765	766	759	768	749	9a	655	784a	740	721	134	674
Q	-	5.1	6.1	-	28.2	35.3	19.3	17.0	17.4	5.6	3.6	-	1.5	1.8	-
Or	2.5	5.1	4.0	3.5	13.1	19.0	22.0	14.9	11.5	3.4	14.3	2.8	4.9	13.3	12.4
Ab	52.1	21.3	15.3	29.7	32.3	16.2	21.3	22.5	27.7	37.7	35.5	17.8	18.3	2.2	14.4
An	17.8	17.8	33.7	17.8	11.3	16.1	15.6	23.0	21.3	17.3	16.3	29.3	34.2	39.1	36.0
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.8
C	-	-	-	-	1.8	2.0	2.9	1.3	-	-	-	-	-	-	-
Wo	10.4	8.5	3.2	10.5	-	-	-	-	1.8	4.4	3.5	6.7	6.2	3.9	4.6
En	6.0	4.0	1.9	4.5	-	-	-	-	0.8	2.2	2.0	4.4	4.9	2.5	2.9
Fs	3.8	4.3	1.2	5.9	-	-	-	-	0.9	2.1	1.3	1.9	0.5	1.2	1.4
En	-	10.0	15.5	7.4	4.8	2.3	8.0	7.4	7.6	11.6	11.2	16.8	21.5	19.9	-
Fs	-	10.5	8.9	9.8	-	3.1	-	-	9.1	10.8	8.5	4.9	2.6	10.0	-
Fo	-	-	-	1.2	-	-	-	-	-	-	-	5.0	-	-	13.7
Fa	-	-	-	2.0	-	-	-	-	-	-	-	1.3	-	-	7.1
Mt	1.6	7.6	5.5	-	4.7	3.8	8.2	10.7	1.4	2.5	3.3	5.6	3.8	3.3	2.0
Hm	-	-	-	-	1.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
JL	4.7	5.1	3.7	6.2	2.0	1.9	2.4	2.5	0.5	0.7	0.5	3.5	1.6	2.8	3.4
Ap	1.1	0.7	1.0	1.5	0.7	0.3	0.3	0.7	-	-	-	-	-	-	0.3
Cc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Пояснения см. в примеч. к прилож. 1.

Приложение 3

Элементы-примеси в породах энгапэйского комплекса

Элементы	Базальты (n = 13)			Андезитобазальты (n = 11)		
	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее
Be	77	0-3	0,82	91	0-2	0,82
Sc	92	0-50	32	100	18-70	37
Pb	62	0-30	14	45	0-30	11
Nb	23	0-20	4,6	27	0-30	6,4
Ga	100	10-40	23	100	10-42	27
Mo	31	0-6	1,4	36	0-6	1,4
V	100	70-400	200	91	0-400	190
Cu	100	4,2-100	48	100	2-70	33
Ag	8	0-0,5	0,038	0	-	0
Zn	69	0-80	47	100	42-80	65
Co	100	5,6-400	100	100	18-40	29
Ni	100	6-100	44	100	5,6-100	43
Zr	100	40-400	140	100	42-320	160
Cr	100	10-700	270	100	10-1000	330
Sr	54	0-500	180	64	0-420	220
Ba	85	0-5000	580	100	30-1000	310
Y	54	0-50	15	82	0-50	24
La	-	-	-	-	-	-
Sn	46	0-1	3,1	45	0-6	2,7

Приложение 3 (продолжение)

Элементы	Андезиты (n = 56)			Фельзиты+диориты+кв. порфиры (n = 17)		
	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее
Be	86	0-7,5	1,3	100	0,5-4,2	1,9
Sc	5	0-70	27	76	0-50	20
Pb	29	0-100	7,8	53	0-50	18
Nb	20	0-180	7,7	47	0-42	13
Ga	98	0-42	24	100	10-42	24
Mo	38	0-10	1,9	47	0-10	2,3
V	93	0-500	180	100	5,6-300	120
Cu	100	2-200	37	100	1,8-70	25
Ag	14	0-1	0,08	18	0-1	0,13
Zn	91	0-100	58	59	0-80	39
Co	98	0-400	59	65	0-40	14
Ni	100	6-1300	59	100	5,6-80	25
Zr	98	0-750	240	100	50-1000	290
Cr	93	0-1300	180	76	0-400	80
Sr	50	0-420	160	35	0-420	120
Ba	89	0-1800	290	100	30-2000	510
Y	80	0-200	32	94	0-75	37
La	5	0-100	4	41	0-75	25
Sn	21	0-6	1,3	24	0-18	2,4

Приложение 3 (продолжение)

Элементы	Туфы андезитов и андезитобазальтов (n = 11)			Туфы дацитов (n = 3)		
	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее
Be	100	0,5-4,2	2,5	67	0-3	1,2
Sc	100	10-32	21	100	18-40	26
Pb	64	0-50	16	33	0-30	10
Nb	18	0-32	4,7	67	0-32	17
Ga	100	10-42	30	100	18-20	19
Mo	36	0-6	1,4	33	0-3	1
V	100	75-100	100	100	200-100	130
Cu	100	4-42	18	100	4-50	32
Ag	9	0-0,5	0,045	-	-	-
Zn	91	0-80	55	100	42-80	67
Co	100	5,6-200	36	100	10-50	34
Ni	100	5,6-100	20	100	10-100	43
Zr	100	50-420	280	100	75-400	220
Cr	100	100-1000	140	100	6-420	150
Sr	55	0-320	170	33	0-320	110
Ba	100	100-1800	610	100	42-800	350
Y	91	0-42	28	100	18-80	49
La	9	0-42	3,8	-	-	-
Sn	45	0-6	2,7	33	0-6	2

Приложение 3 (продолжение)

Элементы	Туфы смешанного состава (n = 2)			Кварцевые диориты (n = 9)		
	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее
Be	100	0,5-1,8	1,2	100	0,5-1,8	1
Sc	100	10-18	14	100	18-50	33
Pb	-	-	-	44	0-20	8,9
Nb	-	-	-	11	0-20	2,2
Ga	100	18-1000	510	100	12-32	28
Mo	50	0-3	1,5	44	0-5,6	1,9
V	100	100-180	140	100	80-400	230
Cu	100	10-18	14	100	3,2-100	50
Ag	-	-	-	11	0-0,5	0,056
Zn	50	0-42	21	89	0-70	43
Co	100	10-18	14	100	10-50	33
Ni	100	42-56	49	100	10-100	38
Zr	100	100-320	210	100	30-100	70
Cr	100	180-320	250	100	10-1000	280
Sr	50	0-320	160	56	0-320	170
Ba	100	180-420	300	100	100-750	310
Y	100	18-42	30	11	0-10	1,1
La	-	-	-	-	-	-
Sn	0	-	-	33	0-10	2,4

Приложение 3 (продолжение)

Элементы	Диабазы+габбро-диабазы (n = 5)			Габбро (n = 6)		
	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее г/т	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее г/т
Be	60	0-1	0,6	67	0-1	0,45
Sc	100	18-42	35	100	30-50	37
Pb	-	-	-	-	-	-
Nb	20	0-20	4	17	0-32	5,3
Ga	100	18-42	26	100	6-32	1,7
Mo	60	0-10	5,1	33	0-3	1
V	80	0-430	230	100	100-320	230
Cu	100	42-100	70	100	32-70	56
Ag	20	0-0,5	0,1	17	0-0,5	0,083
Zn	100	42-80	63	83	0-75	49
Co	100	30-75	46	100	30-50	37
Ni	100	18-75	48	100	18-100	50
Zr	100	42-420	190	100	30-320	190
Cr	100	18-420	110	83	0-300	140
Sr	60	0-320	180	50	0-320	160
Ba	100	75-750	320	83	0-1000	310
Y	-	-	-	100	10-50	27
La	-	-	-	-	-	-
Sn	20	0-6	1,2	17	0-6	1

Приложение 4

Химический состав пород ньяминского андезитобазальтового комплекса (в вес. %)

Окислы	2060	2060а	2059	2064	2079	2080	2009	2010	1221	546
SiO ₂	51,60	48,68	48,65	46,44	45,56	44,93	44,11	42,97	63,16	62,84
TiO ₂	1,48	1,58	1,67	1,66	2,76	2,86	0,08	0,86	0,66	1,15
Al ₂ O ₃	16,93	17,08	18,26	16,77	16,40	15,49	19,21	14,91	14,30	15,39
Fe ₂ O ₃	1,08	1,58	2,51	1,92	2,03	2,94	2,92	2,63	4,69	3,16
FeO	6,67	7,53	7,27	8,76	9,89	10,49	9,01	10,82	3,41	2,87
MnO	0,136	0,15	0,182	0,186	0,19	0,20	0,22	0,24	0,179	0,08
MgO	5,49	7,74	5,30	6,53	6,23	6,40	7,09	10,09	0,96	0,81
CaO	8,55	5,47	6,11	8,82	8,27	7,66	11,31	11,67	1,44	2,28
Na ₂ O	3,43	2,70	4,34	3,09	3,30	3,71	1,52	0,77	5,64	6,32
K ₂ O	1,01	1,93	1,46	0,83	1,21	0,35	0,10	0,54	3,78	0,93
H ₂ O ⁻	0,12	0,20	0,12	0,14	0,04	0,10	0,12	0,22	0,28	0,10
H ₂ O ⁺	2,63	4,26	3,08	3,70	3,55	4,08	3,71	3,63	1,06	3,02
CO ₂	0,07	0,16	0,24	0,14	-	0,03	0,07	0,04	0,03	0,71
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,369	0,32	0,322	0,302	0,37	0,38	0,06	0,06	0,126	0,53
Ппп	-	4,81	-	-	-	-	4,11	3,97	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,26
Сумма	99,54	99,38	99,51	99,49	99,80	99,62	99,53	99,45	99,72	100,45
кF	59	54	65	62	66	68	63	58	90	88
F	43,7	42,0	46,1	50,2	52,2	55,5	57,1	53,7	42,2	42,0
M	31,3	36,3	28,7	31,1	27,7	27,1	35,0	41,0	5,6	5,8
A	25,0	21,7	28,2	18,7	20,1	17,4	7,9	5,3	52,2	52,2
Na ₂ O/K ₂ O	3,4	1,4	3,0	0,4	2,7	10,6	15,2	1,4	1,5	6,8

Приложение 4 (продолжение)

Оксиды	541	1114	588	1063	2089	598а	543	1111	76036	540
SiO ₂	62,58	60,44	59,44	59,36	58,90	58,26	57,28	56,20	55,40	53,68
TiO ₂	1,06	1,50	1,22	1,10	0,66	1,67	1,78	1,80	1,35	2,45
Al ₂ O ₃	14,85	12,83	14,98	17,64	19,42	18,10	14,73	13,98	14,43	14,03
Fe ₂ O ₃	2,73	5,75	1,73	2,39	3,34	0,97	4,59	7,38	3,19	6,53
FeO	3,79	4,98	4,77	4,48	1,84	3,79	5,20	3,59	6,02	4,81
MnO	0,10	0,19	0,18	0,12	0,10	0,14	0,28	0,18	0,16	0,24
MgO	3,58	2,39	3,54	3,03	2,00	3,12	3,04	4,44	3,31	4,53
CaO	1,18	2,22	5,12	2,68	2,02	1,84	2,78	2,14	5,34	2,77
Na ₂ O	7,08	6,24	4,88	3,71	2,78	8,88	6,14	6,87	4,49	5,73
K ₂ O	0,05	0,22	1,98	1,69	4,28	0,19	1,05	0,50	0,05	0,13
H ₂ O ⁻	0,10	0,14	0,22	0,06	0,08	0,16	0,14	0,20	0,30	0,12
H ₂ O ⁺	2,23	2,07	1,14	3,63	2,91	2,18	2,07	2,57	3,39	4,56
CO ₂	0,19	0,20	0,06	0,19	1,11	0,08	0,04	0,07	2,07	0,07
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,14	0,50	0,14	0,22	0,19	0,24	0,56	0,24	0,15	0,67
Ппп	2,36	-	1,90	-	-	2,36	2,31	-	-	-
BaO	0,14	-	0,03	-	-	-	0,05	-	-	0,12
Сумма	99,80	99,67	99,88	100,30	99,63	99,62	99,73	100,15	99,65	100,44
кF	65	82	65	70	72	61	77	71	74	72
F	37,0	53,4	38,0	44,4	34,5	22,8	47,7	46,6	53,3	50,7
M	21,2	12,6	20,8	19,8	14,4	18,3	15,4	19,9	19,8	21,3
A	41,8	34,0	41,2	35,8	51,1	53,9	36,9	33,5	26,9	28,0
Na ₂ O/K ₂ O	141,6	28,4	2,5	2,2	0,7	46,7	5,8	13,7	89,8	44,1

Приложение 4 (продолжение)

Оксиды	2087	2043	1078	2026	76239	1113	555	76223а	1110	1011
SiO ₂	52,80	52,80	52,58	52,24	51,88	51,20	50,78	50,46	50,90	50,76
TiO ₂	1,74	1,08	1,85	1,26	1,55	2,34	2,40	2,28	2,40	2,08
Al ₂ O ₃	18,10	16,81	17,46	17,79	18,32	15,83	14,22	15,84	14,47	18,10
Fe ₂ O ₃	1,85	4,08	3,06	2,55	2,91	4,27	11,84	4,32	6,10	2,53
FeO	6,14	4,84	5,48	5,62	5,92	6,85	4,50	6,03	5,19	7,50
MnO	0,09	0,174	0,16	0,15	0,13	0,17	0,13	0,18	0,22	0,18
MgO	3,60	6,24	4,48	4,68	4,41	4,20	3,75	6,79	4,07	4,93
CaO	3,94	5,29	6,14	7,66	6,60	7,19	3,14	7,36	6,28	3,50
Na ₂ O	6,47	4,48	4,64	3,37	3,85	3,76	4,27	4,04	2,92	5,78
K ₂ O	0,76	0,06	0,04	0,60	1,88	0,57	1,83	0,10	2,89	0,19
H ₂ O ⁻	0,24	0,24	0,10	0,14	0,28	0,08	0,30	0,08	0,20	0,28
H ₂ O ⁺	3,11	3,74	3,41	3,14	1,33	2,88	2,43	2,48	3,52	3,90
CO ₂	0,22	0,01	0,45	0,05	0,45	0,07	0,05	0,33	0,04	0,14
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,37	0,305	0,30	0,35	0,44	0,256	0,41	0,30	0,47	0,40
Ппп	-	-	-	3,40	-	-	2,80	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,43	100,15	100,14	99,60	99,95	99,67	100,05	100,62	99,67	100,27
кF	69	59	66	64	67	73	81	61	74	67
F	42,0	44,3	47,4	47,6	45,7	56,0	60,6	47,6	51,9	47,3
M	19,3	32,3	25,7	28,3	23,7	21,8	15,1	32,7	19,9	23,7
A	38,7	23,4	26,9	24,1	30,6	22,2	24,3	19,7	28,2	29,0
Na ₂ O/K ₂ O	8,5	74,7	116,0	0,5	2,0	6,6	2,3	40,4	1,0	30,4

Приложение 4 (продолжение)

Окислы	1145	1151	76228	76205	76209	1130	76234	551	619	570а
SiO ₂	50,68	50,04	49,96	49,76	49,10	48,80	48,46	48,14	47,86	47,84
TiO ₂	1,60	2,13	1,47	1,73	0,99	0,58	1,05	2,15	1,77	1,92
Al ₂ O ₃	15,21	15,07	18,01	18,32	14,80	16,80	16,67	16,33	12,59	14,13
Fe ₂ O ₃	8,90	3,78	6,05	4,93	0,60	1,97	3,88	6,08	9,46	6,44
FeO	0,96	8,02	3,51	4,25	6,21	7,99	5,24	6,38	3,38	7,17
MnO	0,11	0,213	0,16	0,14	0,16	0,156	0,30	0,18	0,12	0,18
MgO	6,71	6,13	7,70	6,10	9,94	7,47	8,05	5,40	3,40	3,48
CaO	6,44	5,18	9,46	5,98	9,34	10,02	6,44	6,96	7,45	6,78
Na ₂ O	7,24	3,71	3,71	4,04	1,22	2,42	3,48	3,40	5,63	5,59
K ₂ O	0,37	0,08	0,05	1,34	0,04	0,24	0,05	0,5	0,05	0,08
H ₂ O ⁻	0,10	0,10	0,30	0,48	0,14	0,16	0,40	0,06	0,16	0,04
H ₂ O ⁺	0,75	4,08	2,12	3,15	4,72	3,89	4,85	3,70	4,00	2,91
CO ₂	0,36	0,51	-	-	3,18	0,07	0,49	0,28	4,61	3,43
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,13	0,545	0,14	0,24	0,15	0,12	0,19	0,31	0,27	0,27
Ппп	-	-	-	-	-	-	-	4,30	-	6,13
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
Сумма	99,56	99,59	99,64	100,46	100,59	100,69	99,55	99,87	100,75	100,17
KF	60	66	56	60	41	57	54	70	79	80
F	38,6	53,6	43,6	42,8	37,4	46,0	43,1	57,5	57,5	58,9
M	28,8	28,6	37,8	30,3	55,3	35,2	39,6	26,1	16,1	15,6
A	32,6	17,8	18,6	26,9	7,3	18,8	17,3	16,4	27,0	25,6
Na ₂ O/K ₂ O	19,6	46,4	74,2	3,0	30,5	10,1	69,6	6,8	112,6	69,9

Приложение 4 (продолжение)

Окислы	561	76034	76211	2028	1132	76221	632	565	76216	1116
SiO ₂	47,62	47,40	47,04	46,64	46,40	46,26	46,24	45,80	45,66	45,49
TiO ₂	2,00	0,76	0,56	2,32	0,70	2,30	1,92	2,50	2,53	1,22
Al ₂ O ₃	16,29	18,85	16,79	16,37	14,93	10,69	16,94	15,33	19,96	14,44
Fe ₂ O ₃	4,51	3,40	1,33	7,52	2,76	3,35	4,28	2,55	3,67	2,67
FeO	6,18	6,64	9,11	5,07	8,21	10,91	6,45	8,55	8,26	7,73
MnO	0,18	0,17	0,19	0,29	0,20	0,28	0,167	0,18	0,22	0,197
MgO	5,43	8,05	8,53	6,31	8,35	7,72	7,48	7,12	3,91	11,39
CaO	9,62	8,59	9,40	7,05	10,41	10,79	8,75	8,48	5,98	8,66
Na ₂ O	3,26	1,35	1,31	3,24	1,75	2,46	2,59	3,14	1,90	2,70
K ₂ O	0,24	1,65	0,13	0,08	0,40	0,06	0,01	0,17	4,82	0,09
H ₂ O ⁻	0,12	0,46	0,24	0,08	0,20	0,22	0,08	0,12	0,22	0,12
H ₂ O ⁺	4,39	3,76	4,59	3,92	5,06	4,35	4,19	5,05	2,97	4,31
CO ₂	0,13	0,42	0,30	0,16	0,18	-	0,01	0,28	-	0,32
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,29	0,06	0,09	0,32	0,09	0,14	0,215	0,38	0,48	0,157
Ппп	-	-	-	4,34	-	-	4,63	-	-	-
BaO	0,06	-	-	-	-	-	0,02	0,03	-	-
Сумма	100,32	100,56	99,61	99,54	99,64	99,53	99,692	99,68	100,58	99,49
KF	67	56	55	67	57	65	59	61	76	48
F	53,4	46,9	51,0	55,3	50,7	57,7	50,6	51,2	52,2	41,6
M	28,3	38,6	42,1	29,3	39,3	32,0	36,8	33,3	17,6	46,9
A	18,3	14,5	6,9	15,4	10,0	10,3	12,7	15,5	30,2	11,5
Na ₂ O/K ₂ O	13,6	0,8	10,1	40,5	4,4	41,0	259,0	18,5	0,4	30,0

Примечание: Субвулканическая фация: обр. 2060, 2060а - габбро; 2059 - диабаз; 2064, 2079 - габбро-диабаз; 2080 - диабаз; 2009, 2010 - габбро, р. Нярма, кол. Б.А. Голдина (1974 г.); обр. 555 - диабаз, оз. Очеты, кол. В.И. Мизина

Примечание (продолжение)

(1972 г.); обр. 551 - диабаз, хр. Оченырды, кол. В.И. Мизина (1972 г.). Эффузивная фация: обр. 1221 - андезитодацит, хр. Оченырды, кол. В.И. Мизина (1974 г.); обр. 546 - туф андезитодацита, верховья р. Бол. Кары, кол. В.И. Мизина (1972 г.); обр. 1114 - трахиандезит, руч. Тизнезашор, кол. В.И. Мизина (1974 г.); обр. 588 - андезит, гора Борзова, кол. В.И. Мизина (1972 г.); обр. 1063 - андезит, гора Нызыгейпэ, кол. В.И. Мизина (1974 г.); обр. 2089 - трахиандезит, р. Нярма, кол. Б.А. Голдина (1974 г.); обр. 598а - андезит, гора Борзова, кол. В.И. Мизина (1972 г.); обр. 543 - андезит, верховья р. Бол. Кары, кол. В.И. Мизина (1972 г.); обр. 1111 - трахиандезит, руч. Тизнезашор, кол. В.И. Мизина (1974 г.); обр. 76036 - андезит, р. Нярма, кол. В.И. Мизина (1976 г.); обр. 540 - трахиандезит, хр. Оченырды, кол. В.И. Мизина (1972 г.); обр. 2087 - трахиандезит, р. Нярма, кол. Б.А. Голдина (1974 г.); обр. 2043 - базальт, р. Нярма, кол. Б.А. Голдина (1974 г.); обр. 1078 - базальт, р. Мал. Лядгей, кол. В.И. Мизина (1974 г.); обр. 2026 - базальт, р. Нярма, кол. Б.А. Голдина (1974 г.); обр. 76239 - базальт, р. Нярма, кол. В.И. Мизина (1976 г.); обр. 1113 - базальт, руч. Тизнезашор, кол. В.И. Мизина (1974 г.); обр. 76223а - базальт, р. Нярма, кол. В.И. Мизина (1976 г.); обр. 1110 - базальт, руч. Тизнезашор, кол. В.И. Мизина (1974 г.); обр. 1011 - базальт, р. Нярма, кол. В.И. Мизина (1974 г.); обр. 1145, 1151 - базальт, хр. Оченырды, кол. В.И. Мизина (1974 г.); обр. 76228, 76205, 76209 - базальт, р. Нярма, кол. В.И. Мизина (1976 г.); обр. 1130 - базальт, р. Нярма, кол. В.И. Мизина (1974 г.); обр. 76234 - базальт, р. Нярма, кол. В.И. Мизина (1976 г.); обр. 619, 570а - базальт, гора Борзова, кол. В.И. Мизина (1972 г.); обр. 561 - базальт, хр. Оченырды, кол. В.И. Мизина (1972 г.); обр. 76034, 76211 - базальт, р. Нярма, кол. В.И. Мизина (1976 г.); обр. 2028 - базальт, р. Нярма, кол. Б.А. Голдина (1974 г.); обр. 1132 - базальт, хр. Оченырды, кол. В.И. Мизина (1974 г.); обр. 76221 - базальт, р. Нярма, кол. В.И. Мизина (1976 г.); обр. 632 - базальт, гора Борзова, кол. В.И. Мизина (1972 г.); обр. 565 - базальт, хр. Оченырды, кол. В.И. Мизина (1972 г.); обр. 76216 - базальт, р. Нярма, кол. В.И. Мизина (1976 г.); обр. 1116 - базальт, хр. Оченырды, кол. В.И. Мизина (1974 г.).

Обр. 546, 540, 619, 561, 565 - аналитик Л.М. Бер; обр. 76239, 76228, 76205, 76209, 76034, 76211, 76216 - Т.Д. Косарева; обр. 2059, 2060, 2064, 1221, 2087, 1113, 1151, 1130, 632, 1116 - Е.Ф. Малахова; обр. 541, 588, 598а, 543, 555, 551, 570а - Л.С. Нестерова; обр. 1114, 1111, 76036, 76223а, 1110, 1145, 76234, 1132, 76221 - И.А. Репина; обр. 2060а, 2079, 2080, 2009, 2010, 1063, 2089, 2087, 1078, 1026, 1011, 2028 - Т.Я. Тюрина, Все из Института геологии Коми филиала АН СССР.

Приложение 5

Нормативный минеральный состав пород нярминского андезитобазальтового комплекса

Стандарт- ные мине- ралы	2060	2060a	2059	2064	2079	2080	2009	2010	1221	546
Q	0.8	2.0	-	-	-	-	-	-	12.2	19.6
Or	28.8	12.2	8.7	5.2	7.6	2.3	0.6	2.9	22.7	5.8
Ab	22.6	25.4	37.3	27.5	17.6	32.9	13.2	7.1	47.8	55.3
An	21.8	27.8	27.2	30.6	28.7	25.6	47.5	37.3	3.0	4.3
Ne	-	-	0.6	-	6.9	-	-	-	-	-
C	-	1.4	-	-	-	-	-	-	-	2.4
Wo	3.8	-	1.1	5.5	5.4	4.7	4.6	9.8	1.3	-
En	2.2	-	0.6	3.0	2.9	2.5	2.5	5.7	0.7	-
Fs	1.5	-	0.4	2.2	2.3	2.1	1.9	3.8	0.5	-
En	8.5	21.1	-	2.5	-	0.3	7.6	5.9	1.8	2.1
Fs	5.6	3.5	-	2.1	-	0.3	6.2	4.0	1.5	0.9
Fo	-	-	9.3	8.0	9.8	9.7	5.9	10.4	-	-
Fa	-	-	6.8	6.4	8.7	8.4	7.4	-	-	-
Mt	1.9	2.5	3.9	2.9	3.0	4.4	4.4	3.9	6.8	4.7
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
JL	2.3	3.3	3.4	3.4	5.8	5.8	0.2	1.8	1.4	2.1
Ap	0.8	0.8	0.7	0.7	1.1	1.0	-	-	0.3	2.8

Приложение 5 (продолжение)

Стандартные минералы	541	1114	588	1063	2089	598a	543	1111	76036	540
Q	12.7	16.5	7.4	20.1	20.0	-	7.2	4.8	16.4	10.1
Or	-	1.1	11.9	10.4	26.8	1.1	6.3	2.9	0.3	0.6
Ab	62.2	53.9	42.4	32.6	24.7	68.8	53.6	59.9	40.0	50.6
An	5.1	6.6	13.3	13.0	9.6	8.4	10.0	6.0	13.1	9.3
Ne	-	-	-	-	-	5.0	-	-	2.3	-
C	1.2	-	-	5.3	7.0	-	-	-	-	1.3
Wo	-	0.4	5.1	-	-	-	1.6	1.4	-	-
En } Di	-	0.2	2.9	-	-	-	1.1	1.2	-	-
Fs } Di	-	0.1	1.9	-	-	-	0.5	-	-	-
En } Hy	9.2	5.9	5.9	7.7	5.3	8.0	6.5	10.0	8.6	11.7
Fs } Hy	3.1	2.3	4.0	4.8	-	3.7	2.7	-	6.6	-
Fo } Oz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fa } Oz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	4.0	8.6	2.6	3.6	4.1	1.4	6.9	7.1	4.8	9.7
Hm	-	-	-	-	0.7	-	-	2.6	-	0.2
Jl	2.2	3.0	2.3	2.2	1.4	3.3	3.6	3.6	2.7	4.7
Ap	0.3	1.4	0.3	0.3	0.4	0.3	-	0.5	0.3	1.8
Cc	-	-	-	-	-	-	-	-	4.9	-

Приложение 5 (продолжение)

Стандартные минералы	2087	2043	1078	2026	76239	1113	555	76223a	1110	1011
Q	-	5.1	5.9	6.0	1.4	7.5	8.11	2.1	7.9	-
Or	5.2	-	-	3.4	11.3	3.3	10.6	0.6	17.8	1.2
Ab	57.4	39.7	39.3	30.0	33.2	32.4	36.2	35.0	25.4	53.1
An	17.5	25.4	29.0	33.0	27.3	24.8	12.5	25.3	18.2	15.6
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	0.4	0.4	-	-	-	-	5.7	3.6	-	-
Wo	-	-	-	1.6	-	4.0	-	3.3	4.0	-
En } Di	-	-	-	0.9	-	2.4	-	2.4	2.8	-
Fs } Di	-	-	-	0.5	-	1.3	-	0.5	0.9	-
En } Hy	0.3	16.1	11.7	11.3	11.1	8.1	9.3	14.9	7.6	10.2
Fs } Hy	0.6	3.9	5.0	6.0	6.2	4.6	-	-	-	7.2
Fo } Oz	6.3	-	-	-	-	-	-	-	-	1.9
Fa } Oz	5.1	-	-	-	-	-	-	-	-	1.5
Mt	2.9	6.2	4.6	3.8	4.3	6.4	7.9	6.4	9.0	4.0
Hm	-	-	-	-	-	-	6.4	-	-	-
Jl	3.3	2.5	3.8	2.5	3.0	4.5	4.6	4.5	4.6	4.2
Ap	1.0	0.7	0.7	1.0	1.2	0.7	1.0	0.7	1.3	1.1
Cc	-	-	-	-	1.0	-	-	0.7	-	-

Приложение 5 (продолжение)

Стандартные минералы	1145	1151	76228	76205	76209	1130	76234	551	619	570a
Q	-	5.8	-	-	12.3	-	1.7	5.5	0.9	3.2
Or	2.4	0.6	0.3	8.4	0.3	1.1	0.3	-	-	0.6
Ab	48.0	33.2	32.3	35.5	10.6	21.5	31.4	30.2	51.3	49.3
An	9.1	23.5	33.3	28.7	26.8	36.2	29.8	30.7	10.3	10.4
Ne	11.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	0.7	-	-	3.5	-	0.6	-	-	-
Wo	10.6	-	5.8	0.3	-	6.2	-	1.6	11.6	-
En	9.1	-	5.1	0.3	-	3.5	-	1.1	9.1	9.0
Fs	-	-	-	-	-	2.2	-	0.3	-	5.3
En	-	15.9	3.4	13.0	25.9	12.7	21.3	12.9	-	-
Fs	-	8.9	-	1.0	9.8	8.7	5.5	3.5	-	-
Fo	6.9	-	7.9	1.5	-	2.1	-	-	-	-
Fa	-	-	-	-	-	1.4	-	-	-	-
Mt	-	5.9	7.6	8.4	0.9	2.9	5.8	9.2	6.3	9.7
Hm	-	-	1.0	-	-	-	-	-	5.9	-
Jl	2.6	4.1	3.0	3.4	2.1	1.2	2.1	4.3	3.8	3.7
Ap	0.3	1.4	0.3	0.5	0.3	0.3	0.3	0.7	0.8	0.7
Cc	-	-	-	-	7.5	-	1.2	-	-	8.1

Приложение 5 (продолжение)

Стандартные минералы	561	76034	76211	2028	1132	76221	632	565	76216	1116
Q	1.5	-	1.3	4.6	-	-	1.3	-	-	-
Or	1.1	10.0	0.9	0.5	2.3	0.3	-	1.2	36.8	0.6
Ab	29.2	12.0	1.1	28.8	15.7	21.9	23.1	28.0	-	24.3
An	30.6	40.8	42.7	31.7	33.9	18.1	36.3	29.3	33.8	28.0
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	0.4	-	-	-	-	-	-	2.8	-
Wo	7.1	-	2.1	1.5	8.4	15.2	3.1	5.4	-	7.2
En	4.9	-	1.2	15.0	5.1	8.5	2.1	3.3	-	4.8
Fs	1.7	-	9.4	-	2.8	5.9	0.6	1.8	-	1.8
En	9.1	19.3	21.7	1.5	15.1	8.6	17.6	9.5	-	3.2
Fs	3.3	8.0	15.4	-	8.8	6.3	4.9	5.3	-	3.4
Fo	-	1.1	-	-	1.3	2.2	-	4.2	3.4	14.4
Fa	-	0.5	-	-	0.8	1.7	-	2.6	8.3	5.8
Mt	6.8	5.1	2.1	11.2	4.1	5.1	6.5	4.0	6.8	4.1
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Jl	4.0	1.6	1.2	4.6	1.5	4.6	3.8	5.0	6.4	2.4
Ap	0.7	0.2	0.2	0.6	0.3	0.3	0.7	0.3	1.7	-
Cc	-	1.0	0.7	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Пояснения см. в примеч. к прилож. 4.

Приложение 6

Элементы-примеси в породах нярминского комплекса

Элементы	Эффузивная фация									Субвулканическая фация (n=5)		
	базальты (n=72)			андезиты, андезитобазальты (n=160)			туфы (n=7)			частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее
	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее			
										г/т	г/т	г/т
Be	64	0-5	0,96	84	0-5	1,2	100	0,5-7	1,6	80	0-4	1,2
Sc	99	0-200	59	91	0-100	43	86	0-50	25	100	30-200	90
Pb	29	0-50	6,8	42	0-200	11	14	0-20	2,8	33	0-20	67
Nb	18	0-50	4,7	19	0-100	5,1	14	0-20	2,8	20	0-20	4
Ga	100	6-50	19	100	6-50	19	100	10-30	17	100	20-30	24
Ge	1	0-30	0,42	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	62	0-30	5,1	65	0-30	5	57	0-20	4,1	67	0-6	3
V	99	0-400	300	97	0-700	180	100	20-200	130	100	80-4000	900
Cu	100	1-200	40	100	10-100	18	100	10-100	21	100	3-50	30
Ag	1	0-0,5	0,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	93	0-100	64	86	0-100	57	71	0-50	36	100	30-80	66
Co	92	0-150	38	80	0-70	23	71	0-40	0,1	100	6-70	43
Ni	92	0-200	41	92	0-100	26	100	6-100	21	100	3-30	21
Zr	99	0-1000	130	100	10-700	200	100	50-700	240	60	0-300	120
Cr	94	0-300	260	96	0-2000	150	100	6-600	150	100	6-500	220
Sr	51	0-1000	190	58	0-1000	240	29	0-600	130	80	0-600	300
Ba	82	0-2000	360	79	0-2000	280	100	30-1500	590	100	30-800	330
Y	81	0-300	41	91	0-200	49	100	10-200	77	60	0-100	34
La	10	0-100	6,5	11	0-200	7,2	29	0-50	7,1	-	-	-
Sn	18	0-200	1,3	26	0-10	1,7	29	0-6	1,7	20	0-6	12

Приложение 7

Химический состав пород борзовского дацит-дипаритового комплекса

Окислы	222-а	3031	169-а	701	2146	2125	2030	722
SiO ₂	79.00	78.96	78.88	78.64	77.48	76.86	76.86	76.68
TiO ₂	0.31	0.19	0.25	0.16	0.36	0.23	0.11	0.20
Al ₂ O ₃	8.54	9.87	9.12	9.70	10.33	10.19	11.29	10.70
Fe ₂ O ₃	1.60	2.04	1.44	0.49	0.88	0.36	1.80	0.80
FeO	2.02	0.83	1.15	1.00	1.90	2.76	0.47	1.73
MnO	0.03	0.02	0.12	0.02	0.028	0.025	0.011	0.03
MgO	0.64	0.36	0.82	0.32	0.32	-	0.03	0.81
CaO	0.64	0.22	0.34	0.28	0.24	0.24	0.51	0.45
Na ₂ O	1.15	1.22	0.25	0.46	3.26	1.21	4.52	0.36
K ₂ O	4.60	4.90	6.00	7.30	3.99	7.52	4.46	7.37
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	0.14	0.06	0.08	-
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	0.56	0.34	0.29	-
CO ₂	-	-	-	-	0.03	0.01	0.03	-
SO ₃	1.61	0.01	0.19	сл.	-	-	-	0.06
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.01	0.03	0.047	0.036	0.074	0.03
Пшш	1.32	1.29	0.92	1.12	-	-	-	1.21
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.88	99.55	99.67	99.54	99.66	99.97	100.53	100.46

Приложение 7 (продолжение)

Окислы	20606	568а	1215	1042	2065а	1227	2117а	2004а
SiO ₂	75.90	75.76	75.42	75.22	74.47	73.74	73.24	72.37
TiO ₂	0.17	0.39	0.20	0.20	0.04	0.30	0.30	0.32
Al ₂ O ₃	11.45	11.32	13.03	13.95	12.20	10.93	11.21	13.72
Fe ₂ O ₃	1.32	2.40	1.51	1.20	1.61	3.11	2.42	1.55
FeO	1.71	1.15	0.98	0.98	0.89	1.58	1.80	1.75
MnO	0.028	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04	0.06	0.08
MgO	0.32	0.17	0.47	0.46	0.16	0.63	1.27	0.34
CaO	0.52	0.56	0.24	0.18	0.36	1.02	0.48	0.49
Na ₂ O	3.76	5.10	4.21	3.52	1.06	3.97	2.25	5.86
K ₂ O	3.77	2.17	2.86	2.99	8.56	4.22	3.86	1.91
H ₂ O ⁻	0.10	0.02	0.04	0.02	0.10	0.06	0.46	0.20
H ₂ O ⁺	0.54	0.31	1.37	1.44	0.39	0.50	2.19	0.67
CO ₂	0.09	0.10	0.15	0.10	0.07	0.14	-	0.06
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.07	0.04	0.02	0.03	0.04	0.12	0.04	0.05
Ппп	-	0.21	-	-	-	-	-	1.11
BaO	-	0.13	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.75	99.63	100.52	100.32	99.97	100.36	99.58	99.55

Приложение 7 (продолжение)

Окислы	559	3030	600	2075	1142	2063	2025	1228
SiO ₂	71.91	71.66	71.49	71.20	71.10	71.06	70.80	70.36
TiO ₂	0.42	0.26	0.24	0.21	0.50	0.23	0.28	0.60
Al ₂ O ₃	13.09	13.58	13.06	13.16	11.10	14.23	13.56	13.56
Fe ₂ O ₃	1.77	1.76	2.01	1.42	3.97	0.44	3.70	3.15
FeO	1.88	1.73	3.00	1.48	2.60	2.46	0.93	2.24
MnO	0.02	0.04	0.039	0.07	0.04	0.082	0.04	0.14
MgO	0.35	1.01	0.67	0.35	0.27	0.21	0.29	0.53
CaO	0.80	0.39	0.32	2.15	1.06	0.41	1.10	0.67
Na ₂ O	4.21	3.14	5.60	4.38	4.75	4.30	5.84	5.64
K ₂ O	3.77	4.20	2.81	2.53	1.56	4.76	1.63	2.93
H ₂ O ⁻	-	-	-	0.18	0.08	0.14	0.06	0.08
H ₂ O ⁺	0.92	-	0.75	1.01	2.62	0.94	0.76	0.56
CO ₂	0.19	-	0.01	1.47	0.27	0.20	0.39	0.09
SO ₃	-	сл.	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.027	0.059	0.26	0.086	0.09	0.04
Ппп	0.85	1.66	0.87	-	-	-	-	-
BaO	0.12	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.50	99.55	100.136	99.67	100.18	99.55	99.47	100.59

Приложение 7 (продолжение)

Окислы	2073	1168	1220	609а	1188	1118	1200
SiO_2	70,04	69,56	69,10	68,24	68,12	67,94	67,38
TiO_2	0,20	0,45	0,43	0,39	0,90	0,31	0,61
Al_2O_3	13,90	11,35	13,26	15,11	14,59	15,05	13,21
Fe_2O_3	4,61	4,59	3,08	1,85	4,04	2,21	5,46
FeO	0,62	2,44	2,08	1,80	1,44	3,00	1,58
MnO	0,058	0,12	0,109	Сл.	0,06	0,137	0,048
MgO	0,10	0,54	0,58	0,26	1,08	0,49	0,27
CaO	0,35	1,36	1,21	0,48	1,55	0,29	0,97
Na_2O	5,66	5,75	5,11	5,24	4,78	7,37	5,00
K_2O	3,23	2,89	4,27	5,10	1,89	0,68	4,46
H_2O^-	0,06	0,06	0,12	0,08	0,02	0,30	0,12
H_2O^+	0,47	0,55	0,47	1,31	1,56	1,17	0,48
CO_2	0,27	0,11	0,07	0,10	0,13	0,01	0,11
SO_3	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,07	0,09	0,057	0,16	0,13	0,084	0,117
BaO	-	-	-	0,18	-	-	-
Сумма	99,64	99,86	99,95	100,30	100,29	99,04	99,82

Примечание. 222а, 3031, 169а, 701, 722 - липарит, бассейн р. Лемвы, кол. Л.П. Дьяченко и Л.З. Лямина (1972 г.); 2146, 2125 - липарит, бассейн р. Лемвы, кол. Б.А. Голдина (1975 г.); 2030, 2060б - липарит, хр. Оченырда, кол. Б.А. Голдина (1974 г.); 568а, 1215, 1042 - липарит, хр. Оченырда, кол. В.И. Мизина (1972, 1974 гг.); 2065 - липарит, хр. Оченырда, кол. Б.А. Голдина (1974 г.); 1227 - липарит, хр. Оченырда, кол. В.И. Мизина (1974 г.); 2117а - липарит, бассейн р. Лемвы, кол. Б.А. Голдина (1975 г.); 2004а - липарит, хр. Оченырда, кол. Б.А. Голдина (1974 г.); 559 - липарит, хр. Оченырда, кол. В.И. Мизина (1972 г.); 3030 - липарит, бассейн р. Лемвы, кол. Л.П. Дьяченко и А.З. Лямина (1972 г.); 600 - липарит, хр. Оченырда, кол. В.И. Мизина (1972 г.); 2075 - липарит, хр. Оченырда, кол. Б.А. Голдина (1974 г.); 1142 - липарит, хр. Оченырда, кол. В.И. Мизина (1974 г.); 2063, 2025 - липарит, хр. Оченырда, кол. Б.А. Голдина (1974 г.); 1228 - липарит, хр. Оченырда, кол. В.И. Мизина (1974 г.); 2073 - липарит, хр. Оченырда, кол. Б.А. Голдина (1974 г.); 1168, 1220 - дацитолипарит, хр. Оченырда, кол. В.И. Мизина (1974 г.); 609а, 1188, 1118, 1200 - дацит, хр. Оченырда, кол. В.И. Мизина (1972, 1974 гг.).

Обр. 609а, 2030, 2060б - аналитик Л.М. Бер; обр. 600, 2075, 2063, 2073, 1118, 1200, 1220 - Е.В. Малахова; обр. 568а, 559 - Л.С. Нестерова; обр. 1227, 1142, 1168 - И.А. Репина; обр. 1215, 1042, 2065, 2117а, 2004а, 2025, 1228, 1188, 2146, 2125 - Т.Я. Тюрнина. Все из Института геологии Коми филиала АН СССР. Обр. 222а, 3031, 169а, 701, 722, 3030 - проанализированы в лаборатории Воркутинской комплексной геолого-разведочной экспедиции.

Приложение 8

Элементы примесей в породах борзовского комплекса

Элементы	Эффузивная фация						Субвулканическая фация (n=13)		
	Липариты (n=90)			Туфы липаритов (n=13)			частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее
	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее			
Be	90	0-10	3	92	0-5	1,4	85	0-7	2
Sc	60	0-100	16	62	0-30	16	62	0-20	6,9
Sb	1	0-50	0,56	-	-	-	-	-	-
Pb	52	0-100	15	38	0-20	7,7	31	0-50	8,5
Nb	54	0-100	22	46	0-70	22	54	0-50	1,3
Ga	98	0-50	24	100	6-50	17	100	10-30	19
Ge	1	0-30	0,33	-	-	-	-	-	-
Mo	52	0-20	3,7	77	0-20	4,9	92	0-10	6,8
V	93	0-700	74	92	0-400	67	69	0-100	17
Cu	100	1-200	17	100	2-20	8,7	100	5-10	8,4
Cd	2	0-10	0,22	15	0-0,5	0,77	-	-	-
Ag	12	0-1	0,074	54	0-100	36	-	-	-
Zn	67	0-300	48	23	0-40	4	38	0-70	21
Co	33	0-70	7,6	100	6-50	11	15	0-10	1,2
Ni	92	0-60	13	100	50-1000	29	92	0-20	10
Zr	99	0-3000	390	85	0-2000	190	100	100-500	280
Cr	93	0-700	82	15	0-300	46	100	10-200	62
Sr	27	0-800	100	92	0-200	45	23	0-300	69
Ba	99	0-600	100	92	0-100	73	100	30-100	32
Y	96	0-300	89	8	0-70	54	100	30-200	110
La	49	0-300	38	-	-	-	46	0-100	35
Ce	7	0-2000	38	-	-	-	-	-	-
Sn	56	0-30	5,7	31	0-20	3,3	38	0-20	4,3

Приложение 9

Химический состав пород изъяхойского базальтового комплекса

Окислы	433	16646	429	A-I-1	1	A-YI-2	1635a	435
SiO ₂	57,38	53,28	52,12	50,72	49,58	49,36	48,67	48,66
TiO ₂	1,95	3,50	2,04	2,45	1,55	4,70	3,09	1,85
Al ₂ O ₃	13,51	14,18	13,43	14,18	14,45	16,89	14,60	15,60
Fe ₂ O ₃	8,77	6,74	6,22	6,39	16,74	10,16	4,34	3,26
FeO	2,69	5,57	4,04	8,05	1,26	1,52	7,90	7,42
MnO	0,08	0,11	0,17	0,21	0,05	0,08	0,21	0,19
MgO	2,27	3,03	3,65	3,21	1,22	1,20	5,50	8,27
CaO	3,19	4,36	5,96	3,74	3,48	1,65	6,30	5,95
Na ₂ O	4,14	7,49	5,39	2,29	5,93	1,87	4,25	2,18
K ₂ O	2,22	0,09	0,92	3,43	2,11	8,28	0,78	1,49
H ₂ O ⁻	0,14	0,10	0,06	0,50	0,08	0,30	-	0,10
H ₂ O ⁺	2,14	-	1,56	2,80	1,10	1,96	-	4,32
CO ₂	0,54	0,04	3,01	0,52	1,89	0,10	3,16	0,10
P ₂ O ₅	0,51	0,49	0,395	1,08	0,32	1,04	0,46	0,20
Ппп	-	1,60	5,44	3,73	-	2,69	3,70	-
BaO	-	-	0,08	-	-	-	-	-
Сумма	99,53	100,45	99,86	99,57	99,66	101,80	99,62	99,59
KF	83	80	74	82	94	91	61	57
F	54,9	48,5	49,0	60,8	64,1	48,6	52,9	46,4
M	11,9	14,6	18,9	14,1	4,7	5,4	24,7	37,0
A	33,2	36,9	32,1	25,1	31,2	46,0	22,4	16,6
Na ₂ O/K ₂ O	2,0	83,2	5,9	0,7	2,8	0,2	53,1	1,5

Приложение 9 (продолжение)

Окислы	1672	2106	436-а	510-б	414	7029	А-У-2г	А-У-7
SiO ₂	48.25	48.22	48.06	47.94	46.98	46.88	46.50	45.64
TiO ₂	2.24	2.34	1.65	2.65	2.70	2.50	3.25	2.90
Al ₂ O ₃	14.90	13.45	17.38	12.73	15.48	13.87	13.56	13.53
Fe ₂ O ₃	4.67	7.14	2.66	2.47	3.57	5.26	6.12	6.37
FeO	7.53	8.94	7.90	10.57	8.84	8.20	8.59	6.24
MnO	0.43	0.24	0.41	0.20	0.22	0.22	0.294	0.26
MgO	8.10	4.76	7.23	5.11	7.54	6.12	6.18	6.64
CaO	4.48	6.84	2.95	4.90	4.18	8.82	4.47	6.19
Na ₂ O	4.08	3.66	3.97	2.60	4.94	4.04	5.01	5.39
K ₂ O	0.17	0.89	1.41	4.58	0.39	0.40	0.13	0.34
H ₂ O ⁻	-	0.47	0.16	0.22	0.20	0.06	0.20	0.34
H ₂ O ⁺	-	2.56	4.66	2.84	4.09	1.95	3.46	3.00
CO ₂	0.21	0.01	0.88	2.19	0.12	0.04	1.01	2.27
P ₂ O ₅	-	0.29	0.22	0.56	0.36	0.70	0.502	0.40
Ппп	4.85	-	-	-	4.34	3.40	5.22	5.27
BaO	-	-	-	-	-	-	0.18	-
Сумма	99.70	99.81	99.54	99.56	99.58	100.41	100.00	99.51
kF	61	77	60	72	63	69	71	66
F	48.8	62.2	45.0	51.0	48.4	55.3	55.5	49.0
M	33.7	19.5	31.4	20.3	30.2	26.0	24.4	27.5
A	17.5	18.3	23.6	28.7	21.4	18.7	20.1	23.5
Na ₂ O/K ₂ O	24.0	4.1	2.8	0.6	12.7	10.1	38.5	15.9

Окислы	А-24	1640а	1632	1663	7083	1558	1585	1558а
SiO ₂	44.72	44.47	44.40	44.12	43.06	59.40	56.00	48.40
TiO ₂	2.68	3.00	2.85	3.55	3.60	0.95	1.10	3.30
Al ₂ O ₃	14.56	14.0	15.96	14.21	15.12	13.92	9.4	12.85
Fe ₂ O ₃	5.43	7.12	5.86	3.24	6.74	1.12	1.79	2.90
FeO	8.39	7.07	6.25	9.84	10.72	6.32	4.59	10.26
MnO	0.25	0.21	0.21	0.54	0.28	0.14	0.16	0.14
MgO	3.96	5.9	5.6	7.56	7.06	5.42	2.20	5.33
CaO	7.20	9.24	10.0	5.72	3.0	3.94	10.00	9.98
Na ₂ O	5.0	3.37	3.20	3.83	4.67	2.54	3.00	2.06
K ₂ O	0.40	1.05	1.29	0.02	0.70	1.64	0.54	0.96
H ₂ O ⁻	-	-	-	0.28	0.06	0.42	-	0.34
H ₂ O ⁺	0.1	-	-	-	4.37	2.47	-	2.64
CO ₂	2.88	0.69	0.76	1.88	0.09	1.41	8.32	0.06
P ₂ O ₅	0.76	0.48	0.42	0.494	0.59	0.15	0.28	0.40
Ппп	5.29	4.21	4.34	7.28	5.0	-	10.88	3.17
BaO	0.16	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	101.68	100.13	99.56	100.40	100.54	99.84	99.94	99.62
kF	79	71	69	64	71	58	75	71
F	58.6	56.8	53.2	52.5	57.2	43.2	52.1	60.8
M	17.6	24.8	26.0	31.4	24.3	32.0	18.5	25.0
A	23.8	18.5	20.8	16.1	18.5	24.8	29.4	14.2
Na ₂ O/K ₂ O	12.5	3.2	2.5	191.5	6.7	1.5	5.5	2.1

Приложение 9 (продолжение)

Окислы	1558-II	2204-II	1565а	2137а	1558б	1561б	1558г	20
SiO ₂	47.68	47.62	47.38	47.30	47.24	47.20	46.86	46.72
TiO ₂	2.40	1.57	1.63	2.66	1.87	1.99	1.73	1.75
Al ₂ O ₃	14.28	14.59	15.47	12.96	14.22	15.03	14.91	16.84
Fe ₂ O ₃	2.12	4.18	3.79	8.52	2.60	1.89	2.85	1.66
FeO	10.39	7.44	7.73	8.07	9.71	10.06	8.75	8.16
MnO	0.23	0.096	0.23	0.27	0.21	0.20	0.20	0.18
MgO	5.65	7.83	8.37	4.86	7.27	7.19	6.76	6.90
CaO	9.59	9.97	8.66	6.83	9.80	10.22	10.64	10.28
Na ₂ O	3.45	2.70	2.47	3.25	2.30	1.80	2.85	2.77
K ₂ O	0.20	0.02	0.30	0.29	1.06	1.91	0.48	0.43
H ₂ O ⁻	0.30	0.12	0.10	0.88	0.60	0.08	0.20	0.18
H ₂ O ⁺	2.53	3.02	2.72	3.23	1.99	2.75	2.71	3.43
CO ₂	0.18	0.30	1.10	0.03	0.24	0.10	0.21	0.11
P ₂ O ₅	0.27	0.18	0.17	0.41	0.20	0.23	0.24	0.18
Ппп	3.22	-	-	-	3.41	-	3.27	-
B ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.48	99.64	100.12	99.56	99.89	100.65	99.54	99.59
kF	69	60	58	78	63	62	63	59
F	56.7	51.6	49.8	65.3	53.0	52.0	53.0	49.0
M	26.3	36.0	37.7	20.2	32.0	31.7	31.6	34.8
A	17.0	12.4	12.5	14.5	15.0	16.3	15.4	16.2
Na ₂ O/K ₂ O	17.2	8.2	8.2	11.2	2.2	0.9	5.9	6.4

Приложение 9 (продолжение)

Окислы	1567Г	6-I	1550Г	1558В	1568	2143	10	1553е
SiO ₂	46.66	46.44	46.38	46.34	46.32	46.23	46.22	46.18
TiO ₂	1.64	0.82	1.55	1.52	2.55	1.74	2.13	2.80
Al ₂ O ₃	14.86	9.78	16.55	15.19	13.90	14.65	14.11	13.27
Fe ₂ O ₃	1.85	0.37	2.01	2.18	2.61	3.64	3.61	2.82
FeO	9.57	8.65	7.84	7.87	10.72	10.69	9.40	12.01
MnO	0.19	0.20	0.17	0.17	0.21	0.21	0.17	0.24
MgO	8.01	16.86	7.77	8.03	6.59	7.69	7.53	5.77
CaO	10.58	10.40	10.91	11.16	10.07	7.54	9.02	10.07
Na ₂ O	2.59	0.32	2.59	2.13	3.37	3.17	2.93	2.85
K ₂ O	0.38	0.85	0.47	0.69	0.13	0.17	0.40	0.26
H ₂ O ⁻	0.14	0.30	0.22	0.22	0.14	0.32	0.24	0.22
H ₂ O ⁺	2.70	4.06	2.73	3.0	2.85	3.66	2.84	2.55
CO ₂	0.23	0.22	0.07	-	-	0.03	0.67	0.10
P ₂ O ₅	0.14	0.12	0.19	0.18	0.32	0.16	0.20	0.31
Ппп	3.14	4.89	3.54	4.09	4.13	-	4.33	3.10
B ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.61	99.70	99.59	99.61	99.95	99.90	100.05	99.68
kF	59	35	56	56	71	65	64	72
F	50.7	33.4	46.8	47.8	58.8	55.8	53.9	62.0
M	35.9	62.2	38.0	38.6	25.4	30.9	32.0	24.8
A	13.4	4.4	15.2	13.6	15.8	13.3	14.1	13.2
Na ₂ O/K ₂ O	6.8	0.4	5.5	3.1	25.9	18.6	7.3	11.0

Приложение 9 (продолжение)

Окислы	14	2136Г	1550е	2157,а	2205-II	2205-III	2205-I	1670
SiO ₂	46.04	46.04	44.14	43.86	48.42	47.26	46.74	65.83
TiO ₂	2.25	1.70	2.74	1.55	1.68	1.96	1.79	1.64
Al ₂ O ₃	16.94	15.24	14.22	13.28	13.36	13.34	13.92	13.75
Fe ₂ O ₃	1.68	0.73	3.92	1.85	3.26	2.74	3.34	4.48
FeO	9.22	9.83	11.55	11.41	7.83	9.38	10.13	3.59
MnO	0.17	0.20	0.22	0.25	0.13	0.14	0.21	0.14
MgO	7.93	6.48	6.02	12.74	7.24	8.73	7.64	2.10
CaO	7.33	8.13	10.28	8.64	10.80	8.89	10.04	2.52
Na ₂ O	3.55	3.79	2.47	1.20	3.29	2.44	2.18	4.65
K ₂ O	0.23	0.59	0.14	0.09	0.08	0.05	0.04	0.10
H ₂ O ⁻	0.08	0.28	0.20	0.26	0.28	0.10	0.24	-
H ₂ O ⁺	3.74	3.72	3.15	4.89	2.80	4.38	2.91	-
CO ₂	0.22	2.84	-	-	0.17	0.08	0.56	-
P ₂ O ₅	0.21	0.16	0.19	0.23	0.23	0.27	0.23	0.13
Ппп	4.50	-	3.61	-	-	-	-	1.38
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100.05	99.73	99.50	100.25	99.57	99.76	99.97	100.18
KF	58	62	72	51	61	58	64	80
F	47.8	49.0	63.6	48.3	50.5	51.3	57.3	52.4
M	35.2	30.7	25.4	46.9	33.6	37.8	33.2	14.5
A	17.0	20.3	11.0	4.8	15.9	10.9	9.6	33.1
Na ₂ O/K ₂ O	15.4	6.4	17.6	13.3	41.1	48.8	54.5	46.5

Примечание. Обр. 433 - андезит, хр. Изъяхой, кол. В.И. Мизина (1971 г.); 16646 - андезитобазальт, хр. Изъяхой, кол. Б.А. Голдина (1970 г.); 429 - андезитобазальт, хр. Изъяхой, кол. В.И. Мизина (1971 г.); 2226 - диабаз, р. Грубеювож, кол. Б.А. Голдина (1975 г.); А-І-1,1,А-У1-2 - андезитобазальт, хр. Изъяхой, кол. В.И. Мизина (1971 г.); 1635а - базальт, хр. Изъяхой, кол. Б.А. Голдина (1970 г.); 435 - базальт, хр. Изъяхой, кол. В.И. Мизина (1971 г.); 2131 - габбро-диабаз, р. Грубеювож, кол. Б.А. Голдина (1975 г.); 1672 - базальт, хр. Изъяхой, кол. Б.А. Голдина (1970 г.); 2106 - базальт, р. Грубеювож, кол. Б.А. Голдина (1975 г.); 436а, 5106 - базальт, хр. Изъяхой, кол. В.И. Мизина (1971 г.); 2281а - диабаз, р. Грубеювож, кол. Б.А. Голдина (1975 г.); 414, 7029 - базальт, хр. Изъяхой, кол. В.И. Мизина (1971 г.); А-У-2г - трахибазальт, хр. Изъяхой, кол. В.И. Мизина (1971 г.); 2133 - диабаз, р. Грубеювож, кол. Б.А. Голдина (1975 г.); А-У-7 - трахибазальт, хр. Изъяхой, кол. В.И. Мизина (1971 г.); А-24 - базальт, хр. Изъяхой, кол. В.И. Мизина (1971 г.); 1640а, 1632, 1663 - базальт, хр. Изъяхой, кол. Б.А. Голдина (1970 г.); 7083 - трахибазальт, хр. Изъяхой, кол. В.И. Мизина (1971 г.); 1558 - диабаз, р. Няю, кол. Б.А. Голдина (1969 г.); 2136а - диабаз, р. Грубеювож, кол. Б.А. Голдина (1975 г.); 1585 - габбро-диабаз, р. Няю, кол. Б.А. Голдина (1969 г.); 2136б, 2131г, 2137 - диабаз, р. Грубеювож, кол. Б.А. Голдина (1975 г.); 1558а - диабаз, р. Няю, кол. Б.А. Голдина (1969 г.); 2159, 2135 - габбро-диабаз, р. Грубеювож, кол. Б.А. Голдина (1975 г.); 1558-ІІ - габбро, р. Няю, кол. Б.А. Голдина (1969 г.); 2204-ІІ - габбро, р. Грубеювож, кол. Б.А. Голдина (1975 г.); 1565а - диабаз, р. Няю, кол. Б.А. Голдина (1969 г.); 2137а - диабаз, р. Грубеювож, кол. Б.А. Голдина (1975 г.); 1558б, 1561б, 1558г - габбро, р. Няю, кол. Б.А. Голдина (1969 г.); 20 - габбро, р. Няю, кол. В.И. Мизина (1969 г.); 1567 - габбро, р. Няю, кол. Б.А. Голдина (1969 г.); 6-І - габбро-диабаз, р. Няю, кол. В.И. Мизина (1969 г.); 1550г - габбро, р. Няю, кол. Б.А. Голдина (1969 г.); 1558 в, 1568 - диабаз, р. Няю, кол. Б.А. Голдина (1969 г.); 2143 - габбро-диабаз, р. Грубеювож, кол. Б.А. Голдина (1975 г.); 10 - габбро, р. Няю, кол. В.И. Мизина (1969 г.); 1553е - габбро, р. Няю, кол. Б.А. Голдина (1969 г.); 14 - габбро-диабаз, р. Няю, кол. В.И. Мизина (1969 г.); 1550е - габбро, р. Няю, кол. Б.А. Голдина (1969 г.); 2157а, 2205-ІІ, 2203-ІІІ, 2205-І - габбро, р. Грубеювож, кол. Б.А. Голдина (1975 г.); А-І-3 - дацит, хр. Изъяхой, кол. Б.А. Голдина (1970 г.).

Обр. 16646, 2226, 2131, 2106, 1663, 2131г, 2137, 2135а, 1558-ІІ, 1565а, 2137а, 1561б, 1558г, 1550г, 2143, 1553е, 1550е - аналитик Э.Г. Бабушкина; 429, А-У-2г, 2205-ІІ, 2205-ІІІ, 2205-І, А-І-3 - Л.М. Бер; 2281а, 2136б, 2204-ІІ - Т.И. Косарева; 1558в, 1568, 14 - Л.Н. Костроминя; А-У1-2, А-І-1, 414, А-У-7 - Н.А. Малькова; 7029, 7083 - Л.С. Нестерова; 1558, 1558а, 1558б, 20, 6-1, 10 - Л.А. Никулина; 433, 1, 435, 436а, 5106, 2133, 2136а, 2159, 2157а - И.А. Репина. Все из Института геологии Коми филиала АН СССР. Обр. 1635а, 1672, А-14, 1640, 1632, 1585, 1670 - проанализированы в Центральной лаборатории ГТюМТГУ.

Приложение 10

Нормативный минеральный состав пород изъяхойского базальтового комплекса

Стандартные минералы	433	1664б	429	2226	A-I-1	I	A-Y1-2	1635a	435	2131
Q	21.0	-	8.8	3.8	15.9	4.3	2.1	0.4	1.8	2.4
Or	12.8	0.6	5.8	9.1	21.1	12.4	50.0	5.1	9.3	1.4
Ab	34.4	64.0	47.0	27.1	20.4	50.9	16.6	36.8	19.3	29.6
An	8.9	4.7	7.7	25.6	7.9	3.3	6.2	19.0	29.8	22.7
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	1.1	-	0.7	-	4.2	1.2	2.7	-	-	-
Wo	-	5.8	-	4.7	-	-	-	4.4	0.6	7.8
En } Di	-	7.5	-	2.9	-	-	-	14.4	0.4	4.4
Fs } Di	-	-	-	1.6	-	-	-	6.4	0.1	3.0
En } Hy	5.7	-	9.3	9.6	5.8	3.0	3.1	-	21.2	9.8
Fs } Hy	-	-	-	5.1	6.0	-	-	-	8.4	6.9
Fo } Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fa } Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	3.5	8.2	7.8	6.9	9.8	-	-	6.5	5.1	8.0
Hm	6.4	1.1	1.0	-	-	17.1	10.4	-	-	-
JL	3.6	6.8	3.9	2.9	4.8	2.7	3.4	6.1	3.7	3.6
Ap	1.4	1.3	1.0	0.7	2.8	0.7	2.4	1.3	0.3	0.4
Cc	1.2	-	7.0	-	1.3	4.4	-	-	-	-

Приложение 10 (продолжение)

Стандартные минералы	1672	2106	436a	510б	2281a	414	7029	A-Y-2г	2133	A-Y-7
Q	-	2.5	-	-	5.2	-	-	-	-	-
Or	1.2	5.8	9.3	29.0	-	2.3	2.2	0.6	2.4	1.8
Ab	36.5	32.0	37.6	23.2	14.8	43.5	35.4	45.0	36.1	47.5
An	23.0	18.0	9.8	7.1	29.0	19.0	19.2	12.7	15.4	12.2
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	1.0	-	-	-	-	0.6	-	-
Wo	0.2	6.3	-	-	9.0	-	8.8	-	10.4	0.8
En } Di	18.7	3.8	-	-	16.8	-	5.6	-	6.0	0.6
Fs } Di	6.5	2.2	-	-	14.2	-	2.5	-	4.0	0.1
En } Hy	-	8.4	19.9	8.0	-	4.3	3.3	15.0	0.7	6.9
Fs } Hy	-	5.1	12.3	8.7	-	2.1	1.5	6.1	0.5	0.7
Fo } Ol	1.8	-	-	3.7	-	10.6	4.7	0.6	6.9	6.8
Fa } Ol	0.6	-	-	4.3	-	5.8	2.3	0.2	5.1	0.8
Mt	7.1	10.7	4.3	3.9	6.6	5.6	7.8	9.2	7.5	9.7
Hm	4.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
JL	-	4.6	3.3	5.3	3.7	5.5	4.8	6.4	4.6	5.7
Ap	-	0.7	0.3	1.5	0.7	1.0	1.9	1.5	0.4	1.0
Cc	-	-	2.2	5.3	-	0.3	-	2.4	-	5.4

Приложение 10 (продолжение)

Стандартные минералы	A-24	1640a	1632	1663	7083	1558	2136a	1585	21366	2131r
Q	-	-	-	-	-	19.5	12.7	20.3	-	-
Or	2.8	6.4	8.1	-	4.1	10.0	6.2	3.1	2.9	1.4
Ab	42.8	30.3	28.5	34.4	42.0	22.0	54.7	28.9	37.8	29.1
An	13.2	20.6	26.3	23.3	11.9	19.5	5.0	11.9	15.8	21.7
Ne	0.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	1.4	-	-	-	2.6	1.3	3.5	-	-	-
Wo	-	9.7	9.3	1.4	-	-	-	17.4	2.8	8.5
En	-	6.1	1.0	9.5	-	-	-	6.2	1.5	4.4
Fs	-	0.8	0.1	6.6	-	-	-	6.2	1.1	3.8
En	10.2	-	-	-	2.7	14.1	8.3	-	12.0	9.8
Fs	7.1	-	-	-	1.3	9.7	1.0	-	9.5	8.3
Fo	-	6.4	9.5	7.6	10.9	-	-	-	4.6	3.2
Fa	-	1.5	1.8	3.7	5.9	-	-	-	4.1	3.1
Mt	8.2	10.7	8.9	4.9	10.1	1.7	6.0	2.8	3.8	3.5
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Jl	5.4	6.1	5.5	7.2	7.1	1.9	2.2	2.4	3.8	2.8
Ap	1.8	1.4	1.0	1.4	1.4	0.3	0.4	0.8	0.3	0.4
Cc	6.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Приложение 10 (продолжение)

Стандартные минералы	2137	1558a	2159	2135a	1558-II	2204-II	1565a	2137a	15586
Q	1.4	4.2	2.8	-	-	-	-	7.7	-
Or	0.6	6.2	0.5	2.9	1.1	-	1.8	1.8	7.0
Ab	30.5	18.4	17.5	24.9	30.0	24.1	21.8	28.9	20.0
An	21.6	23.1	38.4	24.5	24.0	28.6	31.4	20.7	26.0
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	7.6	10.5	5.2	8.7	10.0	9.2	5.2	5.0	10.0
En	4.5	13.7	3.2	5.3	10.0	6.1	21.6	3.5	12.0
Fs	2.7	12.1	1.7	2.8	10.0	2.4	9.0	1.1	9.0
En	11.7	-	15.3	12.7	-	14.3	-	9.2	-
Fs	7.5	-	8.0	6.7	-	5.7	-	3.0	-
Fo	-	-	-	0.6	3.4	-	-	-	4.8
Fa	-	-	-	0.3	3.4	-	-	-	3.4
Mt	7.3	4.3	4.5	6.9	3.1	6.3	5.8	12.9	3.8
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Jl	3.9	6.4	2.6	3.3	4.9	3.0	3.1	5.2	3.7
Ap	0.7	1.0	0.3	0.4	0.7	0.3	0.3	1.0	0.3
Cc	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Приложение 10 (продолжение)

Стандартные минералы	15616	1558Г	20	1567Г	6-I	1550Г	1558В	1568	2143	10
Q	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	11.4	2.9	2.2	2.3	5.9	2.9	4.1	0.6	0.9	2.3
Ab	15.6	25.6	23.2	22.8	2.7	23.0	18.7	30.1	27.9	25.8
An	27.9	27.2	31.6	28.8	24.0	33.2	31.5	23.3	26.4	25.4
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	9.6	11.1	7.3	10.4	12.1	9.1	10.8	11.3	5.0	8.6
En	9.1	8.4	12.2	8.3	26.0	7.9	12.1	7.2	2.7	11.8
Fs	7.5	5.7	4.4	6.4	9.0	2.7	6.5	7.2	2.0	7.2
En	-	-	-	-	-	-	-	-	8.4	-
Fs	-	-	-	-	-	-	-	-	6.2	-
Fo	6.4	6.4	3.1	8.6	12.8	8.6	6.1	5.1	6.2	5.3
Fa	5.4	4.7	1.0	6.1	4.9	6.3	3.6	5.5	5.0	3.6
Mt	2.9	4.4	11.5	2.9	0.7	2.9	3.3	3.9	5.5	5.6
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
JL	3.9	3.3	3.2	3.1	1.6	3.1	3.0	5.1	3.5	4.1
Ap	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.7	0.3	0.3
Cc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Приложение 10 (продолжение)

Стандартные минералы	1553e	14	2136Г	1550e	2157a	2205-II	2205-III	2205-I	1670
Q	-	-	-	-	-	-	-	0.03	30.5
Or	1.7	1.1	3.6	0.6	0.6	0.6	0.3	0.3	0.6
Ab	25.0	31.5	30.5	22.0	10.5	28.9	21.8	19.1	40.0
An	23.5	31.3	24.7	28.5	32.2	22.1	26.5	29.0	11.9
Ne	-	-	2.1	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-	1.6
Wo	11.1	2.4	7.4	10.0	4.8	13.4	7.8	8.9	-
En	10.2	4.8	3.8	10.1	2.9	8.4	4.7	5.1	-
Fs	11.2	3.1	3.5	9.2	1.6	4.2	2.6	3.4	-
En	-	-	-	-	16.1	5.6	17.4	14.8	5.2
Fs	-	-	-	-	8.8	2.8	9.4	10.3	0.4
Fo	3.3	11.1	9.6	3.9	10.1	3.4	0.6	-	-
Fa	3.8	7.2	9.9	4.1	6.1	1.9	0.5	-	-
Mt	4.0	2.6	1.1	5.9	2.8	4.9	4.1	5.0	6.5
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-
JL	5.5	4.6	3.4	5.4	3.0	3.3	3.8	3.6	3.0
Ap	0.7	0.3	0.4	0.3	0.5	0.5	0.5	0.5	0.3
Cc	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Пояснения см. в примеч. к прилож. 9.

Приложение 11

Элементы-примеси в породах изъяхойского комплекса

Элементы	Базальты (n=42)			Андезиты, андезитобазальты (n=28)			Диабазы, габбро-диабазы (n=17)			Габбро-амфиболиты (n=51)		
	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее	частота встречаемости, %	пределы содержания	среднее
Be	100	0,5-6	2,4	96	0-7	2,5	71	0-1	0,41	84	0-4	0,65
Sc	90	0-30	12	96	0-50	21	100	6-10	9,5	94	0-20	9,6
Pb	20	0-20	4	11	0-200	9,3	12	0-20	2,4	35	0-30	7
Nb	20	0-30	5	14	0-30	3,2	18	0-20	3,5	27	0-20	5,1
Ga	100	6-30	16	100	6-50	27	94	0-20	15	96	0-30	13
Mo	-	-	-	18	0-10	1,4	29	0-10	1,7	47	0-50	2,7
V	100	30-400	130	100	10-700	260	100	70-300	150	100	10-300	150
Cu	100	2-400	78	100	1-300	35	100	10-50	31	100	5-100	41
Ag	-	-	-	21	0-2	0,21	-	-	-	2	0-0,1	0,02
Zn	90	0-70	51	93	0-80	58	88	0-100	50	90	0-200	53
Co	70	0-50	20	86	0-70	25	100	10-50	30	98	0-50	28
Ni	100	10-80	22	89	0-40	15	100	6-300	61	80	0-100	36
Zr	100	30-500	27	100	70-1000	320	100	30-500	110	94	0-700	120
Cr	100	6-300	120	86	0-300	78	100	6-3000	500	88	0-300	130
Sr	20	0-700	100	32	0-400	100	-	-	-	12	0-440	30
Ba	100	40-1500	500	93	0-2000	600	71	0-300	120	33	0-500	83
Y	100	10-200	75	93	0-200	49	94	0-70	36	90	0-100	40
La	20	0-50	10	11	0-50	5,4	-	-	-	6	0-100	3,5
Ce	-	-	-	4	0-300	11	-	-	-	2	0-4,5	0,09
Sn	20	0-10	2	14	0-10	10	24	0-3	1,4	14	0-1,5	0,74

Приложение 12

Средние химические составы пород вулканических комплексов западного склона Полярного Урала

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	62,71	58,95	53,38	48,45	42,70	46,64	74,39	70,19
TiO ₂	1,10	1,32	1,70	1,88	1,09	1,62	0,28	0,46
Al ₂ O ₃	15,12	16,28	16,36	15,44	11,70	16,88	11,92	13,16
Fe ₂ O ₃	2,94	3,13	4,24	5,35	1,68	2,20	1,80	3,66
FeO	3,33	4,18	5,08	6,26	8,12	8,80	1,53	1,91
MnO	0,09	0,17	0,17	0,18	0,18	0,19	0,04	0,05
MgO	2,20	2,85	4,66	5,98	8,77	6,86	0,46	0,53
CaO	1,73	2,78	4,66	7,24	8,28	8,48	0,53	0,82
Na ₂ O	6,7	5,44	5,26	3,84	1,3	2,86	3,24	5,19
K ₂ O	0,49	1,57	0,35	0,46	0,53	0,93	4,28	2,37
Ппп	1,18	1,1	0,57	1,39	-	0,27	0,49	0,22

Приложение 12 (продолжение)

Окислы	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	72,70	54,26	48,14	44,15	58,05	47,00	74,34	69,57
TiO ₂	0,28	2,5	2,44	3,14	1,07	1,93	0,3	0,45
Al ₂ O ₃	12,09	13,71	14,46	14,77	13,19	14,20	11,49	12,57
Fe ₂ O ₃	2,39	7,24	5,79	5,68	2,29	2,92	2,4	3,44
FeO	1,79	4,1	7,62	8,45	4,71	9,46	1,54	1,22
MnO	0,07	0,12	0,23	0,30	0,15	0,20	0,03	0,07
MgO	0,38	2,98	5,55	6,02	3,6	7,62	0,25	0,35
CaO	0,84	4,50	5,75	7,03	5,04	9,35	0,69	1,97
Na ₂ O	5,57	5,67	3,68	4,01	3,9	2,72	3,05	4,59
K ₂ O	4,06	1,10	1,56	0,69	1,04	0,4	4,6	3,53
Ппп	-	2,35	1,95	5,22	3,63	2,7	0,73	2,06

Приложение 12 (продолжение)

Окислы	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	48,91	49,14	59,30	54,24	62,02	65,33	56,22	61,90
TiO ₂	1,63	1,03	0,79	1,09	0,72	0,55	0,73	0,63
Al ₂ O ₃	18,44	18,77	17,22	18,90	17,17	18,48	17,16	16,81
Fe ₂ O ₃	4,90	3,31	3,78	4,60	2,77	2,51	2,88	2,23
FeO	6,09	8,26	2,25	3,65	2,37	1,56	4,92	2,99
MnO	0,21	0,24	0,18	0,20	0,11	0,15	0,15	0,09
MgO	5,88	6,70	3,02	4,19	2,42	1,44	3,60	2,55
CaO	8,78	11,19	5,90	7,29	4,74	3,68	7,05	5,22
Na ₂ O	2,70	2,44	3,80	3,46	3,83	4,24	3,66	3,59
K ₂ O ⁺	1,41	0,85	2,08	2,19	2,26	2,73	1,64	2,28
Ппп	2,61	1,83	1,41	1,82	1,30	1,06	1,73	1,47

Приложение 12 (продолжение)

Окислы	41	42	43	44	45	46	47
SiO ₂	72,97	49,06	59,59	56,77	61,59	65,68	72,90
TiO ₂	0,20	1,36	0,77	0,84	0,66	0,57	0,48
Al ₂ O ₃	13,99	15,70	17,31	16,67	16,21	16,25	14,18
Fe ₂ O ₃	1,24	5,38	3,33	3,16	2,54	2,38	1,65
FeO	0,92	6,37	3,13	4,40	3,77	1,90	0,31
MnO	0,07	0,31	0,18	0,13	0,10	0,06	0,13
MgO	0,43	6,17	2,75	4,17	2,80	1,41	0,40
CaO	1,26	8,95	5,80	6,74	5,38	3,46	1,13
Na ₂ O	3,42	3,11	3,58	3,39	3,37	3,97	3,54
K ₂ O	4,15	1,52	2,04	2,12	2,10	2,67	3,94
Ппп	1,29	1,62	1,26	1,36	1,22	1,50	1,33

17 - липариты экструзивной фации (11 ан), 18 - липаритодациты экструзивной фации (1 ан), 19 - туфы липаритов (11 ан), 20 - туфы липаритодацитов (1 ан), 21 - брекчии липаритов (5 ан), 22 - брекчии липаритодацитов (2 ан); 23-32 - энганэлэйский комплекс: 23 - липариты (4 ан), 24 - дациты (4 ан), 25 - андезитодациты (6 ан), 26 - андезиты (5 ан), 27 - андезитобазальты (5 ан), 28 - базальты (11 ан), 29 - кварцевые диориты (3 ан), 30 - габбро-диабазы (4 ан), 31 - серпентиниты (3 ан), 32 - пикриты (2 ан); 33-41 - средние химические составы, по С. П. Сольвеву (1370); 33 - базальт, 34 - габбро безоливиновое, 35 - андезит, 36 - андезитобазальт, 37 - андезитодацит, 38 - дацит, 39 - диорит, 40 - диорит кварцевый, 41 - липарит (риолит); 42-47 - средние химические составы, по Р. Дэли: 42 - базальт, 43 - андезит, 44 - диорит, 45 - диорит кварцевый, 46 - дацит, 47 - липарит (по авторам).

Приложение 12 (продолжение)

Окислы	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	72.90	64,44	75.78	68,82	75.25	68.82	77.02	65.63
TiO ₂	0.3	1.0	0.31	0.3	0.18	0.15	0.11	0.42
Al ₂ O ₃	13.35	15,23	10,57	12,43	12.05	15,46	11,84	14,04
Fe ₂ O ₃	1.95	4,48	1,71	0,26	0,82	1,96	0,34	0,98
FeO	0.90	1,58	1,82	0,89	0,64	1,30	0,88	4,11
MnO	0.02	0,04	0,02	-	0,02	Сл.	0,02	0,08
MgO	0.13	0,39	0,19	0,15	0,18	0,64	0,23	3,33
CaO	0.44	2,28	0,39	0,29	0,41	0,3	1,08	2,08
Na ₂ O	3.52	4,94	1,95	0,19	0,41	0,42	2,88	4,27
K ₂ O	5.62	3,41	6,06	10,94	8,38	9,46	4,32	1,66
Ппп	0.53	1,56	0,4	0,85	1,16	1,86	-	1,35

Приложение 12 (продолжение)

Окислы	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	62.34	59.12	54.12	50.10	59,97	47,19	38,46	37,88
TiO ₂	0.35	0.22	0.83	1.78	1,12	1,32	0,06	1,05
Al ₂ O ₃	12.95	12,00	13,24	14,17	15,05	16,16	1,18	6,30
Fe ₂ O ₃	1,19	2,17	2,48	2,49	4,73	3,01	4,6	5,40
FeO	5,09	5,45	7,92	8,77	3,37	7,1	2,44	7,28
MnO	0.08	0,11	0,16	0,18	0,10	0,11	0,26	0,29
MgO	5.46	7,96	5,71	6,13	2,15	8,95	34,45	26,99
CaO	4.58	6,47	6,39	6,73	3,46	8,66	4,20	4,47
Na ₂ O	3.58	1,82	3,72	3,29	2,58	1,46	0,05	0,07
K ₂ O	0.68	0,84	0,56	1,05	2,84	2,13	0,05	0,10
Ппп	1.02	0,66	-	2,05	1,61	3,00	-	9,64

Примечание. 1-6 - иярминский комплекс: 1 - андезитодациты (2 ан), 2 - андезиты (6 ан), 3 - андезитобазальты (6 ан), 4 - базальты (16 ан), 5 - основные базальты (1 ан), 6 - габбро-диабазы (8 ан); 7-9 - борзовский комплекс: 7 - липариты эффузивной фации (20 ан), 8 - туфы липаритов (5 ан), 9 - липариты и граниты-порфиры субвулканической фации (7 ан); 10-14 - изьяхойский комплекс: 10 - андезитобазальты (3 ан), 11 - базальты (17 ан), 12 - основные базальты (5 ан), 13 - диориты (3 ан), 14 - габбро (29 ан); 15-22 - паялудинский комплекс: 15 - липариты субвулканической фации (50 ан), 16 - липарито-дациты субвулканической фации (2 ан),

Приложение 13

Основные параметры распределения окислов (в %) и элементов-примесей (в г/т)

Химические элементы и соединения	Енганэпэйский комплекс			Изъяхойский комплекс			Нярминский комплекс			Седьюский комплекс		
	\bar{X}	σ	закон	\bar{X}	σ	закон	\bar{X}	σ	закон	\bar{X}	σ	закон
	Окислы											
SiO ₂												
TiO ₂	55.6	5.25	Норм.	48.2	3.63	Норм.	49.16	2.93	Норм.	45.3	5.98	ЛН
Al ₂ O ₃	1.1	0.93	"	2.77	0.8	"	1.8	0.59	"	1.76	0.68	Норм.
Fe ₂ O ₃	13.0	2.03	"	14.6	1.29	"	15.6	1.73	"	14.4	2.83	"
FeO	2.17	1.12	"	6.48	3.16	"	5.1	2.7	"	3.15	1.31	"
MnO	7.31	2.78	"	7.03	2.74	"	5.9	1.9	"	7.24	1.71	"
MgO	0.15	0.05	"	0.24	0.12	"	0.18	0.04	"	0.19	0.04	"
CaO	6.36	2.08	"	5.38	2.2	"	5.53	2.38	"	8.93	5.22	ЛН
Na ₂ O	6.3	2.26	"	5.21	2.3	"	6.83	2.26	"	8.97	3.27	Норм.
K ₂ O	3.0	1.24	"	4.21	1.38	"	4.12	1.62	"	2.85	1.13	"
H ₂ O ⁻	0.85	0.65	"	1.7	1.97	ЛН	0.54	0.64	ЛН	1.17	1.01	ЛН
H ₂ O ⁺	0.28	0.13	"	0.16	0.13	Норм.	0.15	0.07	Норм.	0.51	0.66	Н.н.
CO ₂	3.24	1.25	"	2.12	1.53	"	3.6	0.98	"	3.25	1.97	Норм.
Be	0.75	0.78	"	1.22	1.03	"	1.6	2.08	Н.н	1.57	2.0	Н.н
Sc	0.013	0.01	Н.н.	0.02	0.018	"	0.013	0.012	ЛН	0.03	0.02	"
Mn	0.3	0.14	Норм.	0.18	0.12	"	0.58	0.57	Н.н	0.25	0.2	ЛН
	8.7	8.02	Н.н	11.2	6.44	"	10	5.93	ЛН	10.6	8.9	"

Элементы-примеси

Pb	0.13	0.13	Н.н	0.22	0.32	Н.н	0.16	0.19	Н.н	0.19	0.28	Н.н
Nb	0.16	0.18	"	0.06	0.09	"	0.05	0.08	"	0.05	0.08	"
Ga	0.77	0.94	"	0.2	0.1	Норм.	0.19	0.17	"	0.18	0.18	"
V	1.68	0.99	ЛН	2.14	1.66	"	2.89	3.76	"	1.9	1.8	"
Cu	0.39	0.3	"	0.5	0.7	Н.н	0.24	0.25	"	0.64	0.68	"
Zn	0.54	0.27	"	0.52	0.25	Норм.	0.56	0.3	"	0.58	0.64	"
Ti x 10	7	6	"	11	7.26	"	8.06	6.27	ЛН	8.65	6.04	ЛН
Co	0.55	0.89	Н.н	0.23	0.18	"	0.25	0.2	"	0.33	0.29	Н.н

Приложение 13 (продолжение)

Химические элементы и примеси	Енганэпэйский комплекс			Изъяхойский комплекс			Нярминский комплекс			Седьюский комплекс		
	\bar{X}	σ	закон	\bar{X}	σ	закон	\bar{X}	σ	закон	\bar{X}	σ	закон
	Элементы-примеси											
Ni	0.8	0.96	Н.н	0.16	0.15	ЛН	0.66	0.65	Н.н	1.0	1.3	Н.н
Zr	2.5	3	"	3.46	2.19	"	1.92	1.6	ЛН	2.14	1.96	"
Cr	2.2	2.4	"	1	0.87	"	2.4	3.48	Н.н	2.26	2.3	"
Ba	4.9	5.4	"	6.2	5.77	"	3.95	4.4	"	2.18	2.3	"
Y	0.33	0.24	ЛН	0.64	0.6	"	0.5	0.42	ЛН	0.18	0.2	"

Примечание. Норм. - нормальный, Н. н. - не нормальный, ЛН - логнормальный закон распределения.

Приложение 14

Ассоциации породообразующих окислов и элементов-примесей

Комплексы	Ассоциации	Число анализов
Окислы		
Енганэпэйский	$(Al_2O_3; Na_2O) CaO + (TiO_2; MnO) + Fe_2O_3$	26
Изъяхойский	$Fe_2O_3 + (SiO_2; K_2O) (MgO, MnO, FeO)$	20
Нярминский	$(SiO_2; Al_2O_3; Na_2O) (Fe_2O_3; MgO, CaO, H_2O^+) + MnO$	23
Седьюский	$(SiO_2; K_2O; Na_2O) (H_2O^+, MnO, MgO) + Fe_2O_3 + TiO_2$	52
Элементы-примеси		
Енганэпэйский	$Ni + Cr + Co + Cu (Zn, Sc, V) (Ti, V, Nb, Be, Zr)$	100
Изъяхойский	$(Zn, Ti, V, Sc, Mn, Co) + (Co, Ni, Cr) + (Cr, Cu, Pb) (Ba, Be, Nb, Sr, V) + Ga$	39
Нярминский	$(Ga, Sc, V, Ti) + (V, Ti, Zn, Mn, Co) + (Co, Ni, Cr, Cu) (Ba, V, Zr, Be, Nb)$	229
Седьюский	$(Co, Cu, Sc, V, Ga, Zn, Mn) (Ni, Cr)$	126

Приложение 15

Сравнительная петрохимическая характеристика борзовского и пайпудынского комплекса

Показатель	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Коэффициент дискриминантной функции - Д (х)	0.43	-3.32	0.79	0.17	0.11	0.05	0.42	1.58	-1.43	-1.05
Вклады признаков	49.73	32.31	-9.59	-3.56	-1.96	0.72	-1.38	-10.24	18.96	25.01
Средний химический состав пород борзовского комплекса, вес. %	74.86	0.23	12.41	1.54	1.09	0.04	0.44	0.57	3.08	4.41
Средний химический состав пород пайпудынского комплекса, вес. %	70.99	0.57	12.83	2.26	1.68	0.04	0.56	0.79	3.53	5.23
Разница в среднем химическом составе пород липаритовых комплексов	-3.87	-0.33	-0.41	-0.71	-0.58	0	-0.12	-0.22	-0.45	-0.84
Отношение разницы к общему среднему, %	5.2	82.5	3.25	37.4	43	0	22	3.1	13.6	17.0

Приложение 16

Основные параметры распределения элементов-примесей (в %) в породах липаритовых комплексов (вес. %)

Элементы	Борзовский			Пайпудынский			Кларк для кислых пород (Виноградов, 1962)
	\bar{X}	S	закон	\bar{X}	S	закон	
Be	0.0007	0.0009	ЛН	0.0004	0.0002	ЛН	0.00055
Ti	0.288	0.451	-	0.483	0.928	"	0.23
V	0.0027	0.0092	ЛН	0.0027	0.0047	"	0.004
Mg	0.042	0.049	-	0.037	0.038	"	0.06
Ni	0.0011	0.0037	-	0.0009	0.0012	-	0.0008
Cu	0.0056	0.0144	ЛН	0.0023	0.0040	ЛН	0.002
Zn	0.005	0.015	-	0.006	0.006	"	0.006
Ga	0.0023	0.0019	-	0.0022	0.0016	"	0.002
Y	0.014	0.013	ЛН	0.010	0.008	-	0.0034
Zr	0.039	0.047	"	0.134	0.522	ЛН	0.02
Nb	0.004	0.005	"	0.002	0.002	-	0.002
Sn	0.017	0.008	"	0.0009	0.0017	ЛН	0.003
Ba	0.044	0.067	-	0.353	0.1079	-	0.083
La	0.007	0.009	ЛН	0.004	0.004	-	0.006
Pb	0.004	0.011	"	0.003	0.003	-	0.002

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Состояние изученности магматизма Полярного Урала (краткая история)	5
Краткий геологический очерк Полярного Урала	8
Геология вулканических комплексов	16
Енганэпэйский комплекс	17
Нярминский комплекс	21
Борзовский комплекс	25
Изъяхойский комплекс	29
Петрографо-минералогическая характеристика вулканитов	34
Петрография	34
Структурные особенности вулканитов	48
Минералогия	51
Химизм вулканогенных образований	81
Общие черты химизма	81
Петрохимические особенности вулканических комплексов	95
О петрогенезисе вулканических пород	104
Заключение	113
Литература	116
Приложения	124

В л а д и м и р И в а н о в и ч М и з и н

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ
СЕВЕРА УРАЛА

Утверждено к печати
Институтом геологии Коми филиала АН СССР

Редактор издательства Г.Л. К и р и к о в а
Художник Е.В. К у д и н а
Технический редактор Е.Н. Н и к и т ю к
Корректоры Л.Я. К о м м и Г.А. Л е б е д е в а

ИБ № 32928

Подписано к печати 10.12.87. М-21255. Формат 60x90 1/16.
Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл.печ.л. 11.00.
Усл.кр.-от. 11.12. Уч.-изд.л. 11.55. Тираж 600. Тип.зак. № 1494.
Цена 1 р. 90 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство „Наука”,
Ленинградское отделение,
199034, Ленинград, В-34, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография
издательства „Наука”,
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

1 р. 90 к.

5012



Издательство «Наука»
Ленинградское
отделение