

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ АКАДЕМИИ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

1967

Труды института геологии

Вып. I

ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

КАРЕЛЬСКОЕ
КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ПЕТРОЗАВОДСК — 1968

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ АКАДЕМИИ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

1967

Труды Института геологии

Вып. I

ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

КАРЕЛЬСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ПЕТРОЗАВОДСК — 1968

1973 г.

ОТ РЕДАКЦИИ

Институт геологии Карельского филиала АН СССР настоящим выпуском начинает систематическое издание «Трудов Института», заменяя ими выпускаемые ранее сборники «материалов» и др. неперIODических изданий. В «Трудах Института» планируется издавать коллективные тематические работы или монографии сотрудников Института. Так, первый выпуск трудов посвящен вопросам магматизма протерозоя Карелии, второй выпуск — материалам геофизических исследований докембрийских образований Карелии; третий выпуск включает монографическое описание петрологии Салминского массива гранитов рапакиви и т. д.

Придерживаясь тематического принципа в комплектовании отдельных выпусков, на основе новых геологических материалов, Институт будет стимулировать издательскую деятельность своих научных подразделений и способствовать целенаправленной информации специалистов, интересующихся геологией Балтийского щита. Периодичность издания трудов строго не регламентируется, и выпуск трудов будет осуществляться по мере накопления материалов.

Редакционная коллегия:

В. А. Соколов (председатель), Б. Я. Алексеев,
Г. С. Бискэ, А. И. Богачев, А. С. Пекки, В. И. Робонен,
М. А. Елисеев (секретарь).

Научный редактор выпуска,
кандидат геолого-минералогических наук
А. И. Богачев

БИБЛИОТЕКА
Карельского филиала
Академии наук СССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

Карелия являлась и является одним из узловых участков геологии Балтийского щита. К ней издавна было привлечено внимание исследователей докембрия.

На Карельской геологии разрабатывались основные вопросы стратиграфии и тектоники докембрия. Однако изучению магматизма уделялось значительно меньше внимания. Причем магматические образования докембрия Карелии изучены крайне неравномерно. Более всего разработаны вопросы классификации и образования гранитоидных пород. Сравнительно детально были изучены отдельные массивы или группы пород: иотнийские габбро-диабазы, Велимякский и Елетьозерский массивы и т. д.

Вулканиты и гипербазиты остались изученными очень слабо.

В последние годы Институтом геологии Карельского филиала АН СССР были проведены многолетние исследования по изучению вулканитов и гипербазитов Карелии, которые в некоторой степени должны восполнить этот пробел. Первые результаты этих исследований и излагаются в настоящем сборнике.

Для некоторых наиболее изученных районов (ятулийских вулкано-генных образований Центральной Карелии, вулканитов Ветреного пояса, р-на Наумова-Чалка, Северной Карелии) сделаны первые опыты по выделению конкретных магматических формаций (комплексов).

Данному вопросу посвящены статьи В. А. Соколова, А. П. Светова, А. И. Богачева, В. Д. Слюсарева, В. С. Куликова, М. М. Лаврова, М. Г. Попова.

Некоторым частным, но имеющим важное значение вопросам геологии и петрохимии отдельных районов или массивов, посвящены статьи М. М. Стенаря, К. А. Ининой и В. М. Чернова по вулканитам Западной Карелии; В. И. Кочнева-Первухова, В. А. Горелова — по амфиболитам и гипербазитам Аллареченского никеленосного района Кольского полуострова; В. И. Шмыгалева — по дифференцированным интрузиям Олангской группы; А. И. Богачева, М. Г. Попова — по Хюрсюльскому массиву и В. Д. Слюсарева по применению математических методов для классификации основных и ультраосновных пород.

В статьях В. А. Соколова, А. П. Светова, В. И. Робонена, С. И. Рыбакова изложены интересные материалы по текстурным особенностям вулканогенных образований нижнего и среднего протерозоя Карелии и среднего протерозоя Карелии.

Часть статей посвящена некоторым вопросам генезиса эпигенетических медно-никелевых руд (статья А. И. Богачева С. И. Зака, В. И. Кочнева-Первухова), петрохимическим особенностям хромитоносных, никеленосных и титаносных интрузий (статья А. И. Богачева) и разбору вопросов метастадиальной кристаллизации пород основного состава (статьи Ю. К. Калинина, Г. А. Лебедевой).

А. И. БОГАЧЕВ, В. С. КУЛИКОВ,
А. В. ПЕКУРОВ, В. Д. СЛЮСАРЕВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И МАГМАТИЗМУ СИНКЛИНОРНОЙ ЗОНЫ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы по синклинорной зоне Ветренный пояс накоплен большой фактический материал в результате работ ЗГГ, Карельской экспедиции СЗТУ и Института геологии (1962—1966 гг.), который позволяет уточнить существующие представления о геолого-структурных особенностях и магматизме района.

Синклинорная зона Ветренного пояса ограничена с северо-востока Беломорским блоком архейских гнейсов, а с юго-запада Центрально-Карельским антиклинорным поднятием (К. О. Кратц, 1963).

Она прослеживается в юго-восточном направлении более чем на 200 км от горы Голец на северо-западе до реки Онеги и далее скрывается под палеозойскими образованиями Русской платформы.

В строении синклинорной зоны принимают участие (табл. 1) гранитоиды архея, парандовская и тунгудская серии нижнего протерозоя, серии онежская и Ветренного пояса (средний протерозой).

СТРАТИГРАФИЯ

Архейские гнейсы и граниты, по данным А. В. Пекурова и А. И. Кайряка, с северо-востока и юго-запада обрамляют синклинорную зону Ветренного пояса. К ним же относятся плагиограниты и гнейсо-граниты района Пулозера — Шунозера.

Нижнепротерозойские образования района представлены парандовской и тунгудской сериями (рис. 1).

Метаморфические сланцы **парандовской серии**, известные ранее на р. Кумбуксе и оз. Кожозере, теперь обнаружены и на участке оз. Пулозеро — Коросозеро. Полный разрез данной серии пока неизвестен. На указанных участках, видимо, обнажены какие-то средние ее части. Так, в районе Коросозера скважинами вскрыты переслаивающиеся различные зеленые сланцы (альбито-эпидото-актинолитовые, альбито-эпидото-рогообманковые, кварцево-биотито-хлоритовые, хлорито-актинолитовые, плагиосланцы и др.). В районе Кожозера парандовская серия содержит значительно больше пород, которые по реликтам текстур и структур похожи на осадочные образования. Однако и здесь доминирующее положение занимают зеленые сланцы.

Эти пестрые толщи пород, судя по реликтовым текстурам и структурам, образовались в результате метаморфизма осадочно-вулканогенных пород. В ряде мест (оз. Кожозеро, оз. Пулозеро и р. Никодимка) они прорываются протерозойскими микроклино-плагиоклазовыми и плагио-микроклиновыми гранитами, которые предыдущие исследователи относили к архею.

Таблица 1

Сопоставление стратиграфических схем протерозоя западной части Ветреного пояса

Группа	Под-группа	Серия	По В. А. Перевозчиковой (1963)	По В. Д. Слюсареву и В. С. Куликову (1966)
	Протерозойская	Верхняя		Конгломераты (р. Никодимка)
Средняя		Ветреного пояса	Пикритовые метапорфиры, метадиабазы и сланцы по ним	Пикритовые, частью пироксеновые и плагиопироксеновые метапорфиры. Аргиллиты, метатUFFиты, туфопесчаники (р. Виленга, г. Голец)
		Онежская	Кварциты, кварцит-аркозы и кварц-серицитовые сланцы. Конгломераты (р-н Калгачихи)	Амфиболизированные диабазы, метатUFFиты, мраморизованные известняки и сланцы по ним; аркозы (оз. Кожозеро). Кварциты, кварцит-аркозы и кварцево-серицитовые сланцы. Конгломераты (р-н Калгачихи, оз. Левушка)
Нижняя		Тунгудская, тунгудско-падвошская	Ороговикованные глинистые сланцы, туффиты, туфопесчаники (р. Виленга). Кварц-карбонатные и хлорит-биотитовые сланцы (оз. Кожозеро). Метадиабазы, метамандельштейны и зеленые сланцы по ним. Аркозы (оз. Кожозеро). Конгломераты (оз. Левушка)	Метадиабазы, метамандельштейны, метатUFFиты и зеленые сланцы по ним
		Парандовская	Метаморфические сланцы по вулканогенно-осадочным породам	Метаморфические сланцы по вулканогенно-осадочным породам

Архей

Вулканы **тунгудской серии** широкой полосой протягиваются вдоль южного склона кряжа Ветреный пояс. Их взаимоотношение с парандовскими сланцами неясно. В составе рассматриваемой серии преобладают основные эффузивы (метадиабазы, метамандельштейны) при резко подчиненной роли метатUFFитов. Мощность данных образований в районе Калгачихи, видимо, составляет несколько километров.

Среднепротерозойские образования представлены двумя сериями: онежской и Ветреного пояса.

В составе **онежской серии** по литолого-петрографическим особенностям выделяются 3 толщи: конгломератовая, кварцитовая и амфиболизированных диабазов.

Конгломератовая толща, залегающая местами с угловым несогласием на нижнепротерозойских образованиях, известна в районе дер. Калгачихи и оз. Левушка. Южнее дер. Калгачихи эта толща характеризуется неоднородным строением. Нижние горизонты нацело состоят из галек подстилающих зеленых сланцев и зеленокаменного цемента. Вверх по разрезу в зеленокаменных конгломератах постепенно появляются гальки других пород (плагииграниты, гнейсы, габбро-амфиболиты, кварциты, глинистые сланцы и др.). Цемент соответственно изменяется до аркозового. На некоторых участках гальки и валуны гранитов резко

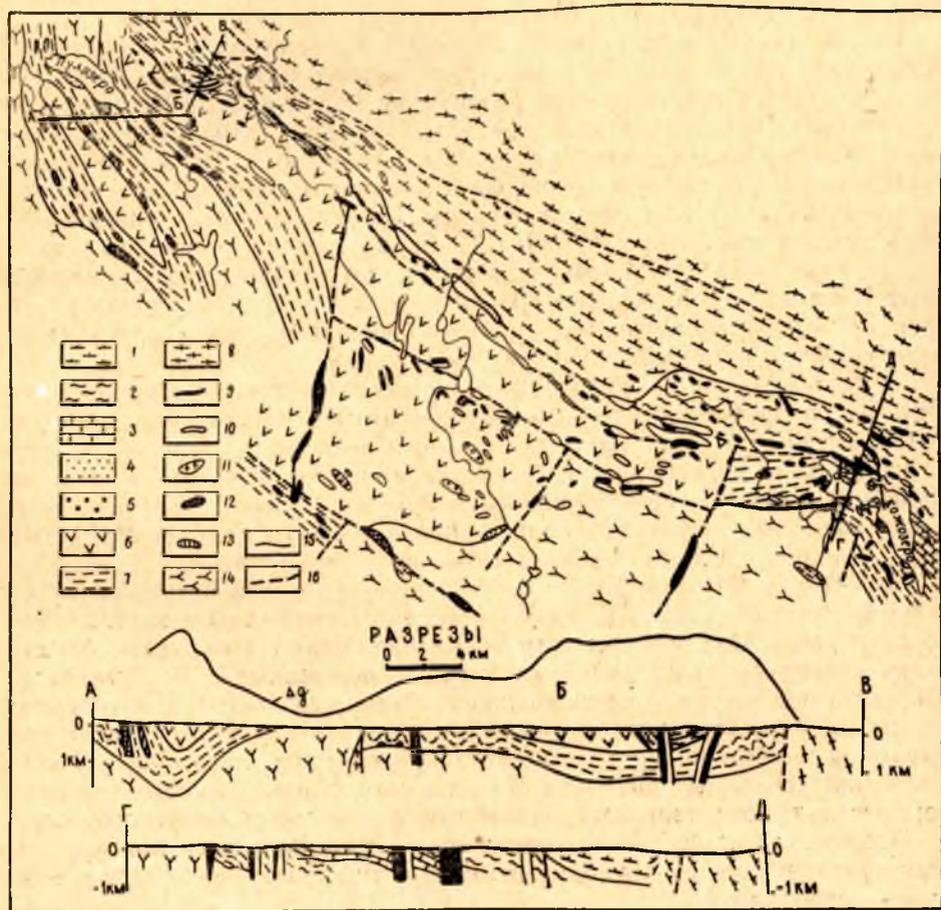


Рис. 1. Схема геологического строения Западной части Ветреного пояса. Составлена по материалам авторов, а также А. И. Кайряка (1954—1956), Г. А. Поротовой (1966) и Ю. М. Антонова (1965).

Средний протерозой, серия Ветреного пояса: 1—пикритовые, частью пироксеновые и плагипироксеновые метапорфириты, туфы и туффиты; 2—аргиллиты, метатуффиты, туфопесчаники; **онежская серия:** 3—амфиболизированные диабазы, метатуффиты, мраморизованные известняки, аркозы; 4—кварциты, кварцит-аркозы и кварцево-серпентинитовые сланцы; 5—конгломераты; **нижний протерозой:** 6—тунгудская серия (метадиабазы, метамандельштейны, метатуффиты и зеленые сланцы по ним); 7—парадзювская серия (метаморфические сланцы по вулканогенно-осадочным породам; архей. 8—беломорская серия (различные гнейсы); **интрузивные породы, средний протерозой:** 9—метапериодиты, оливиновые габбро-нориты; 10—метагаббро, метагаббро-диабазы; **нижний протерозой:** 11—плаггионоклиновые и микроклино-плаггионоклазовые граниты; 12—серпентиниты; 13—габбро-амфиболиты; **архей:** 14—плаггиграниты, гнейсо-граниты, частью более молодые; 15—границы толщ; 16—разломы

преобладают над всеми остальными породами и конгломераты становятся гранитными.

Подобные отложения обнажены, в частности около оз. Левушка. Ранее эти конгломераты А. И. Кайряк (1963) относил к базальным слоям парандовской, а В. А. Перевозчикова (1957) — к основанию тунгудской серии, поскольку в них не были встречены гальки тунгудских метадиабазов. Однако теперь такие гальки обнаружены, и грубообломочные отложения обоих участков, мощность которых не менее 250 м, можно считать одновозрастными. В урочище «Каранга» конгломераты прорываются интрузией метаперидотитов и жилами метадиабазов.

Кварцитовая толща обнажена в районе Пулозера и южнее дер. Калгачиха. Кроме собственно кварцитов, по данным А. И. Кайряка, в ней наблюдаются аркозы и кварцево-серцитовые сланцы. Их взаимоотношение с подстилающими и перекрывающими породами неясно.

Толща амфиболитизированных диабазов в качестве самостоятельной стратиграфической единицы выделяется впервые и отнесена к онежской серии условно. Данные породы развиты по берегам оз. Кожозера и на его островах. Ранее отдельные пачки этой неоднородной толщи различными исследователями относились то к архею, то к тунгудской серии протерозоя. На основании нового фактического материала строение толщи представляется следующим образом. Наиболее низкое стратиграфическое положение занимает пачка (~50 м) слюдисто-кварцевых сланцев и аркозов с прослоями альбито-эпидото-актинолитовых сланцев (мыс Плитный, оз. Кожозера). Выше залегает пачка, состоящая из покровов амфиболитизированных диабазов, чередующихся с горизонтами метатUFFитов и мраморизованных известняков (~400 м).

Центральные части некоторых крупных покровов (силлов ?) представлены порфиробластическими амфиболитами, состоящими из сине-зеленой роговой обманки (до 90%), эпидота и хлорита. Подошва и кровля их сложена мелкозернистыми иногда миндалекаменными диабазами. Подобные слабоизмененные породы, в которых хорошо сохраняются реликты оцитовых структур, довольно широко развиты на п-ове Монастырском, где они слагают покровы небольшой мощности.

Известняки, образующие линзы мощностью до двух метров среди метатUFFитов, тонкослоисты, сильно перекристаллизованы и местами эпидотизированы. Под микроскопом в них наблюдаются округлые образования диаметром от 0,2 до 0,5 мм, которые, по мнению Р. В. Бутина, могут иметь водорослевое происхождение (микроонколиты). На северном берегу оз. Кожозера мраморизованные известняки и метатUFFиты прорываются интрузивными телами метаперидотитов и метагаббро. Толща амфиболитизированных диабазов без видимого углового несогласия перекрывается туфопесчаниками базальных слоев серии Ветреного пояса.

Осадочно-вулканогенные образования **серии Ветреного пояса** по составу разделяются на 2 толщи: нижнюю — туфогенно-осадочную и верхнюю — эффузивную.

Нижняя толща, известная ранее лишь в районе р. Виленги (сев. берег оз. Кожозера), теперь обнаружена и на участке г. Голец. Ранее В. А. Перевозчикова рассматривала ее в качестве верхних горизонтов тунгудско-надвоицкой серии.

Толща сложена ритмично переслаивающимися туфогенно-осадочными породами. Нижние горизонты их в районе р. Виленги представлены туфопесчаниками, чередующимися с туфосланцами, причем первые, нередко косослоистые, резко преобладают. Вверх по разрезу эти сравнительно крупнозернистые отложения сменяются более тонкозернистыми и тонкоритмичными породами типа аргиллитов. В ряде мест в них на-

блюдаются прослои, содержащие одиночные хорошо окатанные гальки вмещающих пород, а также гальки гранита, кварцита и габбро-диабазы. Верхние горизонты толщи на р. Коже представлены метатUFFитами, переслаивающимися с туфопесчаниками. Мощность всей нижней толщи в районе Кожозера не менее 2,5 км.

Верхняя толща вулканитов основного-ультраосновного состава слагает водораздельную часть кряжа. По данным З. К. Махнач, в районе р. Онеги в основании эффузивной толщи залегают диабазы, которые вверх по разрезу сменяются пикритовыми метапорфиритами. В рассматриваемом районе подобное взаимоотношение намечается лишь на р. Костеница.

Эффузивная толща содержит силлы и дайки основного и ультраосновного состава, а в районе г. Мяндуха и Большой Левгоры обнаружены остатки вулканических аппаратов центрального типа.

Нижние горизонты вулканитов в районе г. Голец, р. Костеница и р. Нименьга прорываются интрузиями метагаббро и метаперидотитов. Мощность толщи на участке Большой Левгоры составляет не менее 2 км.

Большинство исследователей Балтийского щита считает вулканогенные образования серии Ветреного пояса одновозрастными с вулканитами суйсарской серии.

Отложения **верхнего протерозоя**, представленные красноцветными песчаниками и конгломератами, обнажаются на р. Никодимка, а также подсечены одной из скважин в районе оз. Пулозера. Они содержат гальки всех вышеописанных пород и горизонтально залегают на дислоцированных метаморфических сланцах парандовской серии.

По протерозойским образованиям зоны Ветреного пояса имеется уже значительное количество определений абсолютного возраста, выполненных в лаборатории Э. К. Герлинга (табл. 2). Из сопоставления последних с геологическими данными можно сделать предварительные выводы.

В последнее время большинство исследователей (Г. Д. Афанасьев и др., 1964; М. В. Муратов, 1965; А. И. Тугаринов, Г. В. Войткевич, 1966)

Таблица 2

Абсолютный возраст пород Ветреного пояса

№ проб	Характеристика породы	Место взятия	Геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет
2096	Дайка метадиабазы в конгломератах сариолия	ур. Каранга	Pt ₂ (?)	1218
584	Пироксеновый порфирит	г. Голец	Pt ₂	2220
585	"	"	Pt ₂	2100
581	Пикритовый метапорфирит	"	Pt ₂	2389
С-23-12	Метадиабаз тунгудской серии	оз. Пулозеро	Pt ₁	2256
С-2-40	Амфибол из габбро-амфиболита	оз. Коросозеро	Pt ₁	2900
359	Метаперидотит	оз. Кожозеро	Pt ₂	2277
366	"	"	Pt ₂	2150
348	"	"	Pt ₂	2470
С-23-28	"	оз. Пулозеро	Pt ₂	2074
1509	Оливиновый метагаббро-норит	оз. Колозеро	Pt ₂	3020
4686	"	р. Кожа	Pt ₂	1703
232а	Метагаббро	руч. Гремячий	Pt ₂	1673

склоняется к необходимости проведения границы между археем и протерозоем на рубеже 2400—2700 млн. лет, между нижним и средним протерозоем — в пределах 1800—2000 млн. лет.

Работы последних лет показывают, что наиболее приемлемые цифры по калий-аргоновому методу могут быть получены для неизменных пород, представленных гипабиссальными интрузиями и лавовыми потоками.

Гипербазиты и стекловатые метапорфириты серии Ветреного пояса удовлетворяют этому условию.

Таким образом, в свете последних представлений о геохронологической шкале докембрия следовало бы эффузивы серии Ветреного пояса относить к нижнему протерозою, как это сделано Э. К. Герлингом (1965), и рассматривать их в качестве одного из докембрийских плутонно-тектонических циклов.

Однако это противоречит известным стратиграфическим схемам докембрия Балтийского щита (К. О. Кратц, 1963). Более точная корреляция протерозойских образований Ветреного пояса — дело будущих исследований.

ТЕКТОНИКА

Геофизические исследования глубинного строения Балтийского щита (Л. Е. Шустова, 1966) свидетельствуют о том, что синклиорий Ветреного пояса расположен в пределах взброшенного блока земной коры с минимальной для щита глубиной залегания поверхности M (35—36 км) и соответствующим поднятием базальтового слоя.

По совокупности геологических и геофизических данных среди протерозоя в районе выделяются две синклинальные структуры (рис. 1): южная — Коросозерская и северная — Ветреного пояса. Они разделяются Хижозерским антиклинальным поднятием гранитоидов. Контуры структурных зон выделены на основе резкого различия магнитных свойств гранитоидов (4—9 ед. CGSM) и зеленокаменных пород (32—48 ед. CGSM), а также ощутимой разницы электросопротивлений (граниты 15 000—40 000 ом, метадиабазы, амфиболиты, различные зеленые сланцы и серпентиниты — 2000—10 000 ом). Данные избыточной плотности ($0,2—0,3 \text{ г/см}^3$) между гранитоидами основания и зеленокаменными породами позволяют судить о глубине залегания последних и направлении погружения структур.

Коросозерская синклиналь протягивается в юго-восточном направлении от оз. Коросозера до поднятия гранитоидов в районе р. Кумбуксы. Ширина синклинали порядка 12 км, мощность осадочно-вулканогенных пород до 2 км. Крылья синклинали вначале полого, а затем все более круто погружаются к осевой части. Характер контакта юго-западного крыла синклинали с гранитоидами Центрально-Карельского поднятия неясен, равно как и синклинорной зоны в целом. По поясному расположению габброидов и гипербазитов можно предполагать на отдельных участках тектонический характер контакта синклинали. О возможном продолжении структуры далее на юго-восток могут свидетельствовать выходы зеленых сланцев и интрузии гипербазитов в поле развития гранитоидов (южная часть района).

В юго-западном крыле Коросозерской структуры развиты зеленокаменные образования парандовской серии. Породы северо-восточного крыла и центральной части структуры не вскрыты. Судя по геофизическим данным, ядро синклинали сложено основными породами, магнит-

ные свойства которых характеризуются более высокими значениями относительно сланцев юго-западного крыла. На геологической карте эти породы условно выделены как вулканиты тунгудской серии.

Северная синклинали Ветреного пояса располагается параллельно Коросозерской структуре и прослеживается от г. Голец на северо-западе до Кожозера на юго-востоке, где намечается виргация структуры на 2 ветви: одна уходит дальше на юго-восток вдоль стыка с беломорским блоком, а вторая круто поворачивает к югу, огибая выступ гранитоидов западнее Кожозера. Такого же характера виргация синклинали на 2 ветви (геофизические данные), расходящиеся почти под прямым углом к юго-востоку и северо-востоку, отмечается в районе г. Голец. Между этими структурами вклинивается почти прямоугольный блок гранитоидов основания, погружающийся в юго-восточном направлении и ограниченный разломами. Ширина северной синклинали 20—30 км в северо-западной и юго-восточной части района, расширяется в центральной части района она достигает 50—55 км, что обусловлено, видимо, намечающимся в северо-западной части района погружением оси структуры к юго-востоку. Мощность осадочно-вулканогенных образований (для северо-западной части) несколько превышает 2 км. Юго-западное крыло полого падает к осевой части синклинали. Северо-восточное крыло, судя по резкому падению кривой Δg в районе сочленения с беломоридами, сорвано. Северная синклинали дополнительно усложнена наложенной структурой типа приразломной синклинали (К. О. Кратц, Ю. И. Лазарев, 1961). Она четко ограничена с северо-востока зоной глубинного разлома. О существовании мощной зоны разломов, охватывающих всю толщу земной коры в районах сочленения беломорья со структурами карелид, свидетельствуют данные глубинного сейсмического зондирования (Ю. Н. Грачев, М. Я. Дехнич, 1960; И. В. Литвиненко, Н. Д. Некрасова, 1962). С юго-запада граница наложенной структуры также ограничена продольными разломами, которые фиксируются полосовидными магнитными аномалиями, цепочечным расположением интрузий базитов-гипербазитов, резкой сменой состава осадочных пород и продуктов эффузивного магматизма, прямолинейным характером сочленения разновозрастных пород и местами (р-н Кожозера) намечающимся в крупном плане угловым несогласием относительно более древних образований протерозоя.

По направлению к осевой части структуры парандовская серия сменяется менее дислоцированными вулканитами тунгудской серии (р-н Пулозера) с подчиненным развитием горизонтов туфогенного материала и толщей амфиболизованных основных лав, переслаивающихся с туфогенно-известковистыми породами (р-н Кожозера).

Приразломная синклинали сложена слабо дислоцированными и пологоскладчатными осадочно-вулканогенными образованиями серии Ветреного пояса. Горизонтальное и вертикальное залегание в отдельных пунктах, видимо, обусловлено наличием продольных вертикальных разломов моноклиальной в целом структуры.

В юго-западной части синклинория намечается ряд поперечных разломов (Г. А. Поротова, 1966), ограничивающих блоки архейского основания.

МАГМАТИЗМ

Синклинорная зона Ветреный пояс характеризуется широким развитием магматических образований основного и ультраосновного состава, представленных эффузивными и интрузивными фациями.

Трем протерозойским сериям пород: парандовской, тунгудской и Ветреного пояса, соответствуют определенные магматические комплексы как конкретные магматические формации в понимании Ю. А. Кузнецова (1964). Для более детального расчленения комплекса на продукты различных этапов магматического процесса предлагается понятие фазы как «сравнительно крупного акта интрузивной, эффузивной или метасоматической деятельности» (Н. В. Довгаль, Ю. А. Кузнецов, Г. В. Поляков, 1964). Ассоциации комплексов различной формационной принадлежности, но сближенные по возрасту и сосредоточенные в одной структурно-фациальной зоне объединяются в серии формаций.

По мнению большинства исследователей Карелии, собственно геосинклинальный этап развития Карельской геосинклинальной области завершился в конце нижнего протерозоя, а формирование среднепротерозойских образований происходило в остаточных геосинклиналях (В. А. Соколов, 1958), предплатформенных и близких к ним условиях (К. О. Кратц, 1957, 1963).

Соответственно этому для изученного района намечается два типа магматических образований, связанных с собственно геосинклинальным этапом и этапом завершенной складчатости.

Таким образом, в изученном районе на основе геолого-структурных особенностей, петрохимических данных и результатов математической обработки¹ силикатных анализов магматических пород выделяется два типа магматических комплексов:

I. Серия магматических комплексов геосинклинального этапа развития (типа офиолитовой). Нижний протерозой:

1. Эффузивный спилито-диабазовый комплекс парандовской серии.
2. Интрузивный комплекс габброидов.
3. Интрузивный комплекс апоперидотитовых серпентинитов.
4. Эффузивный диабазовый комплекс тунгудской серии.

II. Магматические комплексы области завершенной складчатости. Средний протерозой:

1. Эффузивно-интрузивный комплекс пикрито-базальтов и габбро-перидотитов:

- а) эффузивная фаза пикрито-базальтов;
- б) интрузивная габбро-перидотитовая фаза.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ (НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЯ)

Спилито-диабазовый комплекс

Данный комплекс включает вулканогенные образования парандовской серии, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и частью эпидот-амфиболитовой фаций.

Широкое развитие в районе зеленых сланцев (альбито-эпидото-актинолитовых, альбито-эпидото-роговообманковых, альбито-хлорито-эпидото-актинолитовых, хлорито-актинолитовых и других), где иногда сохраняются реликты диабазовых структур и миндалекаменных текстур, говорит о мощной вулканической деятельности на ранних этапах развития геосинклинали.

¹ См. статью В. Д. Слюсарева в этом же сборнике.

Наличие среди зеленых сланцев небольших прослоев кварцево-альбитовых сланцев с порфирированными зернами кислого плагиоклаза может свидетельствовать о наличии лав среднего и кислого состава.

Излияние лав существенно основного состава чередовалось с формированием туфов и туфогенно-осадочных пород. Эти образования метаморфизованы до тонкопереслаивающихся между собой эпидото-слюдистых, эпидото-альбитовых, эпидото-кварцевых, хлоритовых, хлорито-актинолитовых и других сланцев. В них нередко можно наблюдать реликты слоистых текстур, а также участки бластосаммитовых и других структур.

Помимо эффузивной фации данный комплекс содержит маломощные тела среднезернистых метадиабазов с хорошо сохранившейся офитовой структурой. Видимо, эти образования следует рассматривать в качестве субвулканической фации.

Комплекс габброидов

Габбро-амфиболиты представлены единственным известным массивом, вскрытым скважинами в районе Коросозера. Однако судя по магнитным данным, габброиды довольно широко развиты в пределах Коросозерской структуры. Массив габбро-амфиболитов расположен в зоне контакта серпентинитов с рассланцованными и перемьятами туфогенно-вулканогенными образованиями парандовской серии. Взаимоотношения с вмещающими зелеными сланцами не вскрыты скважинами; в контакте серпентинитов с габбро-амфиболитами отмечается переходная зона хлорито-актинолитовых сланцев мощностью до 10 м. Кристаллизационная сланцеватость габбро-амфиболитов параллельна контактам и согласна с вмещающими породами. По простиранию интрузия прослежена более чем на 2 км, вскрытая мощность достигает 120 м.

Несмотря на интенсивный метаморфизм, улавливается общий характер дифференциации и элементы первичной расслоенности. Четко установлено постепенное увеличение содержания плагиоклаза от 15—30% в наиболее основных меланократовых разностях всяческого бока интрузии до 40—70% в лейкократовых габбро лежачего бока вплоть до существенно плагиоклазовых пород с кварцем. Такое положение лейкократовых и меланократовых габбро-амфиболитов свидетельствует об опрокинутом залегании вмещающих пород и согласной с ними интрузии. В ряде случаев отмечаются реликты первичной расслоенности, представленные переслаиванием меланократовых и лейкократовых разновидностей. Меланократовые габбро-амфиболиты черного цвета, среднезернистые, преобладающие минералы представлены сине-зеленой роговой обманкой (85—70%) и основным плагиоклазом (15—30%). В небольших количествах присутствует хлорит, сфен, изредка встречается апатит. Для меланократовых амфиболитов характерно обилие реликтовых буровато-желтых агрегатов первичного пироксена и бластопойкилитовых структур среди порфиробласт амфибола.

Лейкократовые разности отличаются большим содержанием плагиоклаза (от 30—50% до 60—80%) и уменьшением роговой обманки.

Интрузивный комплекс апоперидотитовых серпентинитов

Немногочисленные представители этого комплекса пород приурочены к наиболее древним нижнепротерозойским образованиям парандовской серии в районе Коросозера и Пулозера. Ряд минералогических особенностей, петрохимические данные и характер вмещающих пород позво-

ляют отнести к этому же комплексу несколько серпентинитовых массивов Волошевской магнитной аномалии, реки Кумбуксы и, возможно, маломощные тела серпентинитов среди гранитоидов основания в районе Монастырских аномалий.

По наличию упомянутых массивов и полосовидных магнитных аномалий в Коросозерской структуре можно наметить нижнепротерозойский гипербазитовый пояс. Он протягивается с перерывами вдоль южной границы синклинойной зоны от района Коросозера — Пулозера в юго-восточном направлении к реке Кумбуксе и далее появляется в районе Волошевских магнитных аномалий (крайняя юго-восточная часть синклинория).

Нами изучены два массива серпентинитов: Коросозерский и Пулозерский-1. Интрузии четко вырисовываются благодаря повышенной магнитности на фоне слабо магнитных вмещающих пород. Представлены они круто падающими согласными телами линзообразной формы, прослежены по простиранию на 1800—2500 м при мощности до 700 м (геофизические данные).

Наиболее сохранившиеся центральные части массивов сложены однородными серпентинитами черного цвета с реликтами пойкилитовых структур. Судя по реликтовым структурам, примерное содержание оливина составляет около 60%, пироксена до 40%, что соответствует перидотитам. Содержание рассеянной вкрапленности магнетита достигает 5—12%. Нередко магнетит обособляется в субпараллельные нитевидные прожилки с образованием полосчатых сланцеватых текстур.

Основная масса породы сложена минералами группы серпентина (90—95%). Изредка отмечается тальк, карбонат, тремолит. Структура спутанно-волокнистая, параллельно-волокнистая.

По направлению от ядра массива к периферийным зонам черные серпентиниты постепенно сменяются более крупнозернистыми осветленными породами зеленоватого цвета. Появляются участки рассланцевания, смятия вплоть до брекчированных зон и типичных брекчий, в которых обломки серпентинита сцементированы карбонатным и хлорито-тремолитовым материалом. Реликты пойкилитовых структур исчезают, меняется первичный характер распределения магнетита в породе; большая часть его концентрируется в неправильные прожилки, обособления и шпирь. Степень карбонатизации увеличивается. Осветленные серпентиниты сменяются приконтактовыми хлорито-талько-тремолитовыми сланцами. Контакты серпентинитов с вмещающими зелеными сланцами не вскрыты, взаимоотношения с подстилающими габбро-амфиболитами не установлены. Наблюдается постепенный переход хлорито-талько-тремолитовых сланцев со стороны серпентинитов в хлорито-актинолитово-эпидотовые сланцы по направлению к габбро-амфиболитам (Коросозеро). В районе Пулозера-2 хлоритовая оторочка массива серпентинитов сменяется подстилающими туфогенными породами (непосредственный контакт разбурен).

В этом же массиве отмечаются жилы мономинеральных метасоматических пироксенитов, мощность которых варьирует от 5—10 до 30 м. Пироксениты массивные, крупнозернистые.

Диабазовый комплекс

Породы данного комплекса, известные под названием тунгудской серии, метаморфизованы слабее спилито-диабазового комплекса. В некоторых случаях степень метаморфизма не превышает хлоритовой субфа-

ции зеленосланцевой фации. Поэтому первичные текстурно-структурные особенности комплекса удается наблюдать чаще.

На основании, правда, очень немногочисленных данных, можно говорить о том, что данный комплекс образован многочисленными покровами лав основного состава, переслаивающимися с туфогенными образованиями. Покровы, имеющие мощность от нескольких метров до 50 м, (а возможно и более) характеризуются неоднородным строением. Так, например, в районе Роннгоры в основании покровов наблюдается горизонт миндалекаменных метадиабазов. В средней части миндалинки исчезают и появляются снова лишь в кровельной части. В кровле некоторых покровов, вероятно, имеются лавобрекчии, изолированные выходы которых наблюдались в районе г. Челбак, ур. «Залимье» руч. Черного.

Центральную часть покровов, как правило, слагают плотные мелкозернистые метадиабазы. Наиболее типичными структурами для них являются микрогранобластовые и микронематогранобластовые с реликтами микродиабазовой структуры. Из минералов преобладают эпидот, актинолит, хлорит, в меньшей степени альбит, лейкоксен, рудный, серицит. Из первичных минералов изредка сохраняется основной плагиоклаз.

В миндалекаменных разностях миндалинки выполнены кварцем, эпидотом или карбонатом.

В районе д. Калгачихи лавовые покровы переслаиваются с туфопесчаниками и метатуффитами. Однако, пирокластические образования в районе имеют весьма ограниченное развитие.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ОБЛАСТЕЙ ЗАВЕРШЕННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Эффузивно-интрузивный комплекс пикрито-базальтов и габбро-перидотитов

Эффузивная фаза пикрито-базальтов. Данная фаза представлена вулканитами верхней толщи серии Ветреного пояса, среди которых выделяются эффузивная, субвулканическая и жерловая фации. Эффузивная фация, имеющая очень широкое распространение, состоит из многочисленных покровов лав основного — ультраосновного состава с редкими горизонтами туфогенных пород, что особенно ярко проявляется в районе Большой Левгоры. Вулканиты, как правило, претерпели автометаморфические превращения. Причем наибольшие изменения наблюдаются в нижних и верхних частях вулканогенной толщи. В центральных частях (например, Б. Левгора) иногда сохраняются почти неизменные породы черного цвета, которые Н. В. Альбов (1939 г.) называл пикрито-базальтами. Метаморфизованные разновидности их А. И. Кайряк предложил называть пикритовыми метапорфиритами.

Покровы, которые хорошо выделяются на слабо метаморфизованных участках, имеют мощность от 1 до 30 м. Крупные покровы в подошве обычно содержат горизонт мощностью до 0,5 м с восстающими миндалинами длиной до 7 см, ориентированными перпендикулярно нижнему контакту.

Центральные части крупных, а также большинство мелких покровов, сложены неоднородными стекловатыми породами, в которых мелкие кристаллики оливина и пироксена составляют до 40% породы, а остальная часть — стекловатая масса. Среди них довольно часто встречаются

неправильной вытянутой формы обособления, где слабо раскристаллизованное стекло составляет 80—90%.

В кровле покровов отмечается зона различной мощности миндалекаменных пород. В некоторых покровах в верхних частях появляются породы с шаровой отдельностью и зоны шлаков.

В эффузивной фации наибольшим распространением пользуются пикритовые (пироксено-оливиновые) метапорфириты, значительно реже встречаются пироксеновые и плагиопироксеновые метапорфириты.

Субвулканическая фация представлена силлами оливиновых и плагиопироксеновых метапорфиритов, а жерловая — лавобрекцией.

Интрузивная габбро-перидотитовая фаза. Массивы метагаббро и метаперидотитов являются наиболее распространенными интрузивными образованиями синклинойной зоны и образуют габбро-перидотитовый пояс, ориентированный согласно с общим северо-западным направлением структуры района и прослеживающийся от г. Голец до оз. Кожозера, где он разделяется на две полосы в соответствии с виргацией структуры на юго-восточную и субмеридиональную ветви.

Метабазиты-метагипербазиты среднего протерозоя развиты среди сланцев парандовской серии, вулканитов тунгудской серии, лавовых образований и туфогенно-осадочных пород серии Ветреного пояса.

Характерной особенностью распределения интрузий является почти повсеместно наблюдаемая тесная пространственная связь габброидов и гипербазитов.

Метагаббро, метагаббро-диабазы. В выделенной интрузивной фазе габброиды пользуются преобладающим развитием по сравнению с перидотитами. Обычно это согласные круто и полого падающие тела пластинообразной формы, прослеживаемые по простиранию на 5—6 км и более при относительно малой мощности порядка 200—300 м. Иногда встречаются и более мелкие массивы, едва достигающие мощности 100 м (р-н оз. Заячьего). Изредка обнаруживается секущий характер интрузивных тел (пор. Падун на р. Коже, р-н оз. Колозера, Роингоры).

Метагаббро представлены среднезернистыми серовато-зелеными и в большинстве случаев массивными породами. Отмечаемая в отдельных случаях кристаллизационная сланцеватость согласна с вмещающими породами.

Массивы габброидов довольно однородны. Только в единичных случаях наблюдается слабая дифференциация (р-н руч. Гремячьего), выраженная в приуроченности лейкократовых разностей (60% плагиоклаза) к кровле, а меланократовых (30—40% плагиоклаза) — к подошве и центральной части массива.

Под микроскопом обычно обнаруживается четко выраженная порфиривидная структура, свидетельствующая о гипабиссальном типе интрузий. Структура основной массы бластогаббро-офитовая и бластогаббровая. Изредка встречаются реликты первичного пироксена среди амфиболовых псевдоморфоз.

Порода состоит из основного плагиоклаза (30—60%) и амфибола (30—40%) ряда роговой обманки — актинолита. В подчиненном количестве развит хлорит, встречается сфен. Из аксессуарных обычен апатит, особенно в зоне контактов.

Приконтактные разности габброидов представлены порфиробластическими амфиболитами.

Непосредственные контакты описываемых пород установлены только с метаэффузивами в районе пор. Падун на реке Коже. Четко выделяется

приконтактная зона закалки мощностью 0,6—0,8 м. Контакты с метаперидотитами характеризуются интенсивной тремолитизацией перидотитов и амфиболитизацией габброидов.

С габбро генетически связаны многочисленные обособления габбропегматитов, располагающихся как среди самих интрузивных тел, так и во вмещающих породах. Нередко эндоконтактные зоны в кровле массивов обогащены габбро-пегматитовым материалом и содержание последнего достигает 50—60% (руч. Гремячий).

Метаперидотиты, оливиновые метагаббро, оливиновые метагаббро-нориты. Пространственное распределение гипербазитов в пределах габбро-перидотитового пояса неравномерное. Им в большей степени, чем габброидам, присуща тенденция к концентрации интрузивных тел в отдельных пунктах района (уч-к Пулозеро-2, г. Голец, озера Пневское, Кожозеро и р. Кожа); причем нередко в зонах с наиболее интенсивно проявленной складчатостью и рассланцеванием (р-н оз. Калгачинского).

Размеры массивов гипербазитов изменяются в широких пределах. Наиболее крупные из них достигают размеров $5,5 \times 0,4$ — $0,6$ км² (г. Голец, сев. берег Кожозера). Обычные размеры интрузий не выходят за пределы $1 \times 0,2$ — $0,3$ км². Наряду с крупными телами встречаются массивы, мощность которых не превышает 60—70 м (г. Зябова). Форма интрузий удлиненная, линзовидная, иногда дугообразная; контуры в плане, судя по геофизическим данным, неправильные, извилистые. Частично, видимо, это обусловлено резко пониженной магнитностью измененных приконтактных разностей.

Основная часть массивов согласна с вмещающими породами, и в зависимости от характера дислокации последних отмечаются круто падающие (р-н уч. Пулозеро-2) и полого залегающие тела (г. Голец, г. Хозега, г. Бабья, Вингора).

Секущие взаимоотношения гипербазитов с вмещающими породами наблюдаются реже. Можно указать на группу интрузий Роингоры, массивы рек Нюхчи, Кожи, Виленги и оз. Колозера. Ряд секущих тел северо-восточного простирания окаймляет крупный тектонический блок центральной части района.

По минералогическому составу выделяются две группы пород:

- 1) верлитовые метаперидотиты;
- 2) лерцолитовые метаперидотиты, оливиновые метагаббро и оливиновые метагаббро-нориты.

Верлитовые метаперидотиты. Подавляющее большинство массивов гипербазитов сложено метаверлитами и серпентинитами по ним. Породы массивные, средне- и мелкозернистые с характерным матово-черным цветом; на выветрелой поверхности четко выделяются порфировидные зерна пироксена.

Основная масса интрузий представлена однородными и в различной степени серпентинизированными породами. Неоднородность строения отдельных массивов проявляется в намечающейся приуроченности мелкозернистых метаверлитов к подошве интрузии, а более крупнозернистых разностей — к центральным частям и кровле массива. Нередко среди крупнозернистых метаверлитов отмечаются переходные к дуни-там разновидностей и плагиоклазовые метаверлиты. Мощность горизонтов этих пород колеблется от 40—60 до 140 м. Переходы от одной минералогической разности к другой постепенные. Центральные части массивов представлены обычно наиболее сохранившимися породами с реликтами пойкилитовых структур. Приконтактные зоны интрузий

сложены рассланцованными тремолитизированными серпентинитами, реликты первичных структур исчезают.

В контактах интрузий с вмещающими породами развиты обычно амфиболовые сланцы и только в одном случае установлен первичный контакт лежащего бока интрузий с туфогенными породами. Линия контакта прямолинейна и плоскость его согласна со слоистостью вмещающих туфосланцев. Гипербазиты в непосредственном контакте представлены тонкозернистыми сланцеватыми тремолитовыми и хлоритотремолитовыми породами, зернистость которых с удалением от контакта увеличивается, и на расстоянии в 2 м они сменяются серпентинитами. В всячем боку контактная зона представлена 5—6-метровой полосой хлоритотремолитовых сланцев по серпентинитам, которые сменяются актинолитовыми амфиболитами по габброидам.

Лерцолитовые метаперидотиты, оливиновые метагаббро и оливиновые метагаббро-нориты. Эта группа пород немногочисленна и представлена тремя массивами в районе реки Кожы (р-н оз. Колозера, Мельничный порог на реке Коже, устье р. Виленги), прорывающими осадочно-туфогенные образования виленгской толщи. Форма и размеры массивов не выяснены, но два из них, видимо, представляют довольно крупные тела, обнажающиеся на площади до $2 \times 1 \text{ км}^2$. Массив р. Виленги едва достигает мощности 100 м. Непосредственные контакты интрузии с вмещающими породами не установлены.

Интрузия р. Виленги сложена оливиновыми метагаббро, а Мельничного порога — оливиновыми метагаббро-норитами. В наиболее изученном массиве р-на Колозера наблюдается слабая расслоенность. Ближе к подошве располагаются матово-черные лерцолитовые метаперидотиты с единичными зернами плагиоклаза. Центральная часть массива сложена оливиновыми метагаббро-норитами, дайкообразное ответвление которых отмечается во вмещающих габброидах. Порода серовато-черного цвета, крупнозернистая с отчетливо выраженной трахитоидностью, обусловленной субпараллельной ориентировкой таблиц плагиоклаза. По направлению к всячему боку оливиновые метагаббро-нориты сменяются снова лерцолитовыми метаперидотитами.

Плагиоклазовые разности верлитовых метаперидотитов предыдущей группы пород представляют собой переходные разности к плагиоклазосодержащим лерцолитам, оливиновым габбро-норитам и оливиновым габбро. Кроме разницы в минералогическом составе и меньшей степени серпентинизации, породы второй группы отличаются от верлитовых перидотитов также порядком выделения кристаллических фаз. В верлитовых перидотитах первым кристаллизуется оливин, а затем моноклинный пироксен. В лерцолитовых перидотитах и оливиновых габбро-норитах первым выделяется ромбический пироксен, затем оливин, моноклинный пироксен, плагиоклаз, биотит. Наиболее идиоморфные зерна ромбического пироксена и их скопления окружены оливиновой массой, плагиоклаз-оливиновым материалом или ксеноморфным моноклинным пироксеном с пойкилитовыми вростками оливина. Структура породы порфиридная с гипидиоморфнозернистой и панидиоморфнозернистой структурой основной массы, участками пойкилитовая. Несмотря на различный минералогический состав обеих групп пород, они близки по химическому составу.

К заключительным этапам интрузивного магматизма относятся гигантозернистые габбропегматиты и маломощные прожилки диабазового состава, секущие оливиновые метагаббро-нориты (р-н Колозера). Видимо, с этим же этапом связаны дайки метадиабазов, встреченные в не-

скольких пунктах района, обычно в зонах контактов вмещающих пород с более ранними интрузиями габброидов и пространственно с ними связанных гипербазитов. Дайки представлены маломощными (первый десяток метров) круто падающими телами, прорывающими осадочно-туфогенные образования виленгской толщи, включая габброиды (наиболее кислые их дифференциаты — габбро-пегматиты). Порода мелкозернистая с бластоофитовой структурой. Состоит из плагиоклаза, амфибола (первичный пироксен изредка сохраняется). Характерно присутствие единичных зерен хромита.

ПЕТРОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Каждый из описанных выше магматических комплексов имеет свои специфические петрохимические особенности, подтверждающие правомочность их выделения.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 2), отражающей наиболее общие черты петрохимии магматических пород, фигуративные точки всех описываемых комплексов располагаются около одной средней вариационной линии, близко совпадающей для базитовой части пород с вариационными линиями долеритов Карру и толеитов Гавайских островов (по А. Н. Заварицкому, 1950).

Спилито-диабазовый комплекс парандовской серии

Петрохимия данного комплекса изучена явно недостаточно, к тому же сильно затушевана интенсивно развитыми процессами регионального метаморфизма. Однако, несмотря на это, некоторые петрохимические особенности комплекса проступают довольно отчетливо. В первую очередь следует отметить, что базиты данного комплекса являются наиболее кислыми из пород синклиория Ветреного пояса. Для них устанавливаются наименьшие значения характеристики b (14—27), наибольшие содержания SiO_2 (55—61%), наибольшие величины Q . Содержание щелочей также наибольшее, причем особенно резко проявляется преобладание натрия над калием (Na_2O — от 1,4 до 4,8%, K_2O — от 0,04 до 0,6%).

Увеличение содержаний SiO_2 сопровождается увеличением содержаний щелочей и в меньшей степени железа (рис. 4). Такой тип эволюции составов по Осборну (1959) присущ известково-щелочным сериям пород.

Интрузия габбро-амфиболитов Коросозера, отнесенная к данному комплексу, обладает довольно высокой степенью дифференцированности (рис. 2, 3), относительным постоянством содержаний SiO_2 при переменных значениях коэффициента фракционирования (рис. 4), что по Осборну (1959) присуще толеитовым сериям пород.

Комплекс гипербазитов

Гипербазиты имеют петрохимические особенности, отличные от всех других комплексов синклиория. На диаграмме А. Н. Заварицкого они занимают самое низкое положение. Незначительный разброс в значениях a и c обусловлен, по-видимому, вторичными метаморфическими процессами. Главные петрохимические особенности комплекса заключаются в том, что уменьшение содержаний SiO_2 сопровождается увели-

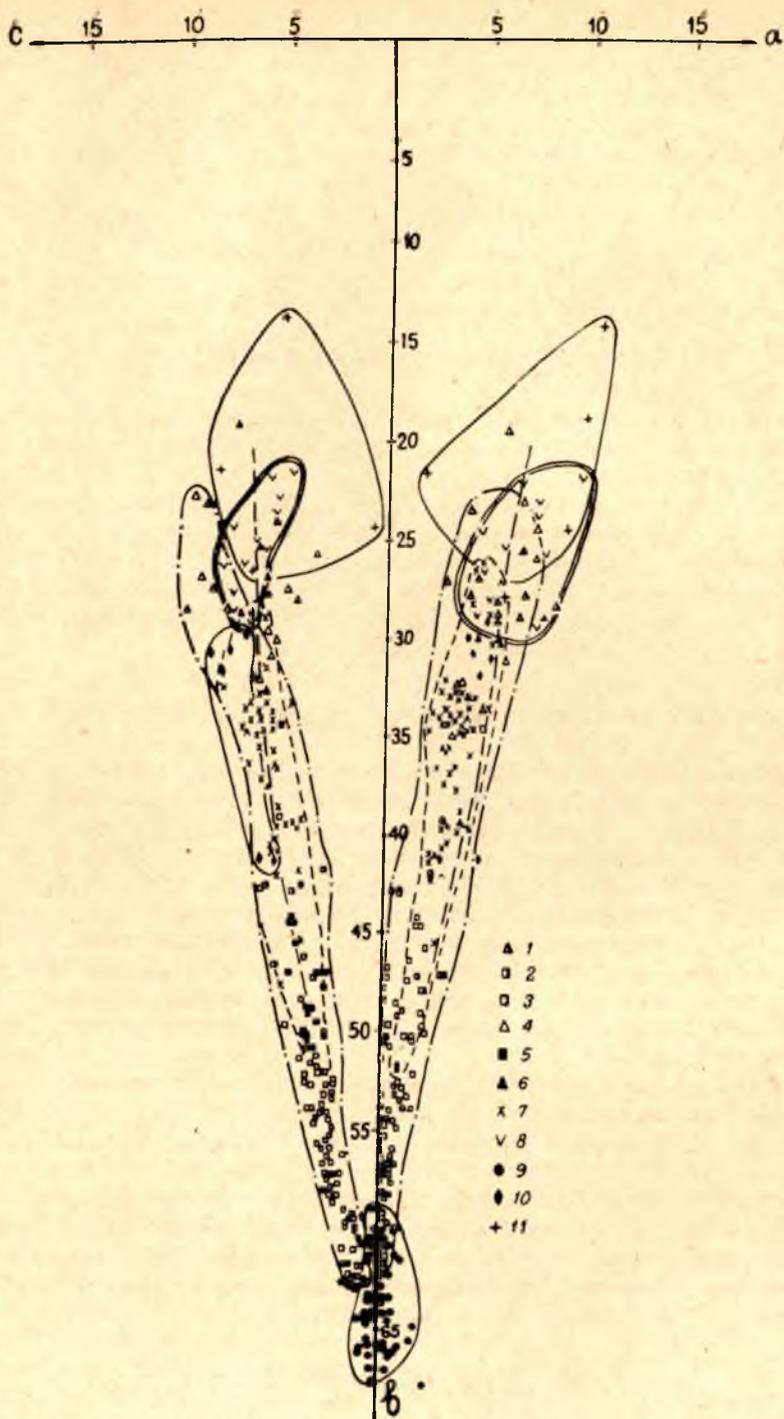


Рис. 2. Диаграмма А. Н. Заварничко для пород Ветреного пояса:

1 — дайки метадиабазов; 2 — плагиоклазовые метаперидотиты, оливковые метагаббро-нориты; 3 — метаперидотиты; 4 — метагаббро; 5 — пикритовые метапорфириты; 6 — оливковые порфириты; 7 — плагиопироксеновые порфириты; 8 — метадиабазы тунгудской серии; 9 — серпентиниты; 10 — габбро-амфиболиты; 11 — основные эффузивы парандовской серии

чением содержаний железа (рис. 3, 4), которое идет при относительном постоянстве содержаний суммы сильных оснований и магния (рис. 3).

В целом же для магматизма нижнего протерозоя характерна наибольшая полярность его проявлений в начальные геосинклинальные стадии развития синклинойной зоны Ветреного пояса.

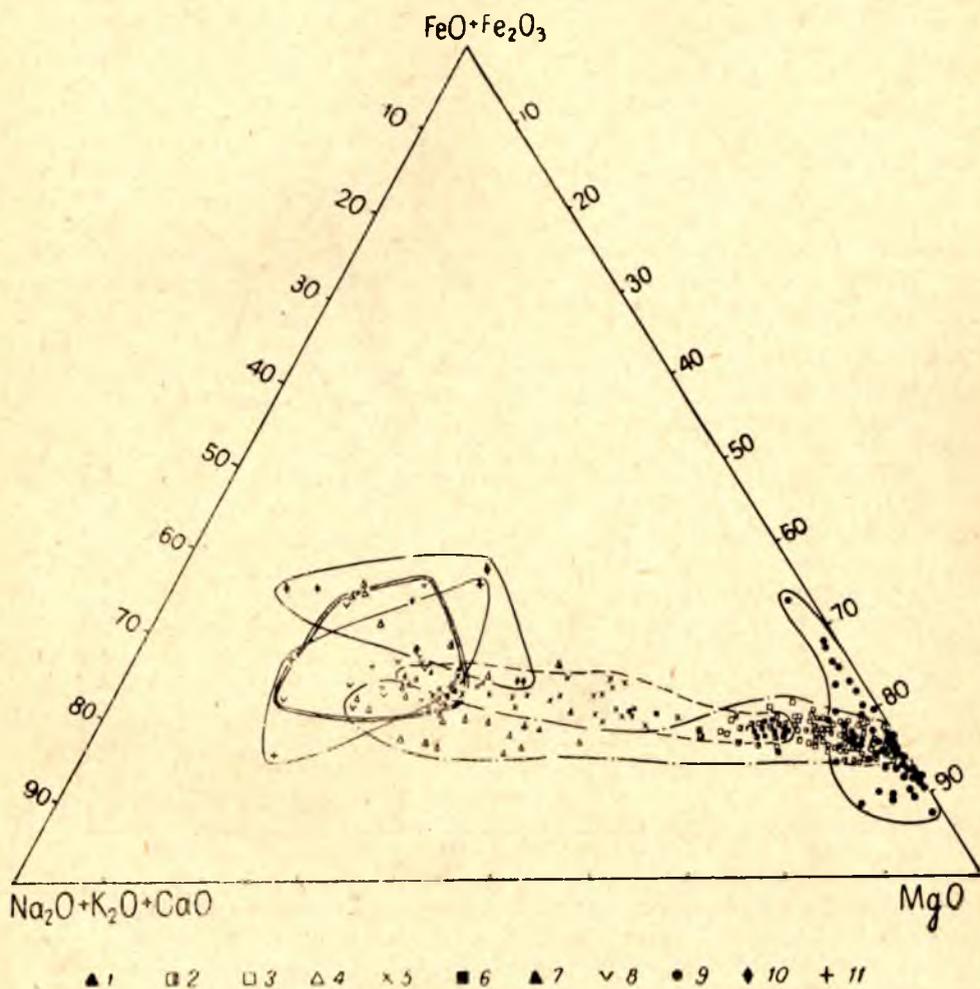


Рис. 3. Диаграмма $(K_2O+Na_2O+CaO) - (FeO+Fe_2O_3) - MgO$ для пород Ветреного пояса. Условные обозначения см. на рис. 2.

Комплекс диабазов тунгудской серии

Петрохимия комплекса диабазов изучена также недостаточно. Однако сейчас для него намечается ряд существенных петрохимических отличий от вулканитов спилитового комплекса парандовской серии. Вулканиты тунгудской серии являются более основными, что устанавливается по меньшим содержаниям SiO_2 (от 56 до 46%), большим значением b (21—30) и меньшим Q . Содержание щелочей значительно

меньше: натрия от 1,1 до 3,74%, калия от 0,3 до 1,5%. Нет уже такого резкого преобладания натрия над калием. Для пород комплекса уменьшение содержаний SiO_2 сопровождается увеличением железа (рис. 4) и щелочей (тенденция Феннера).

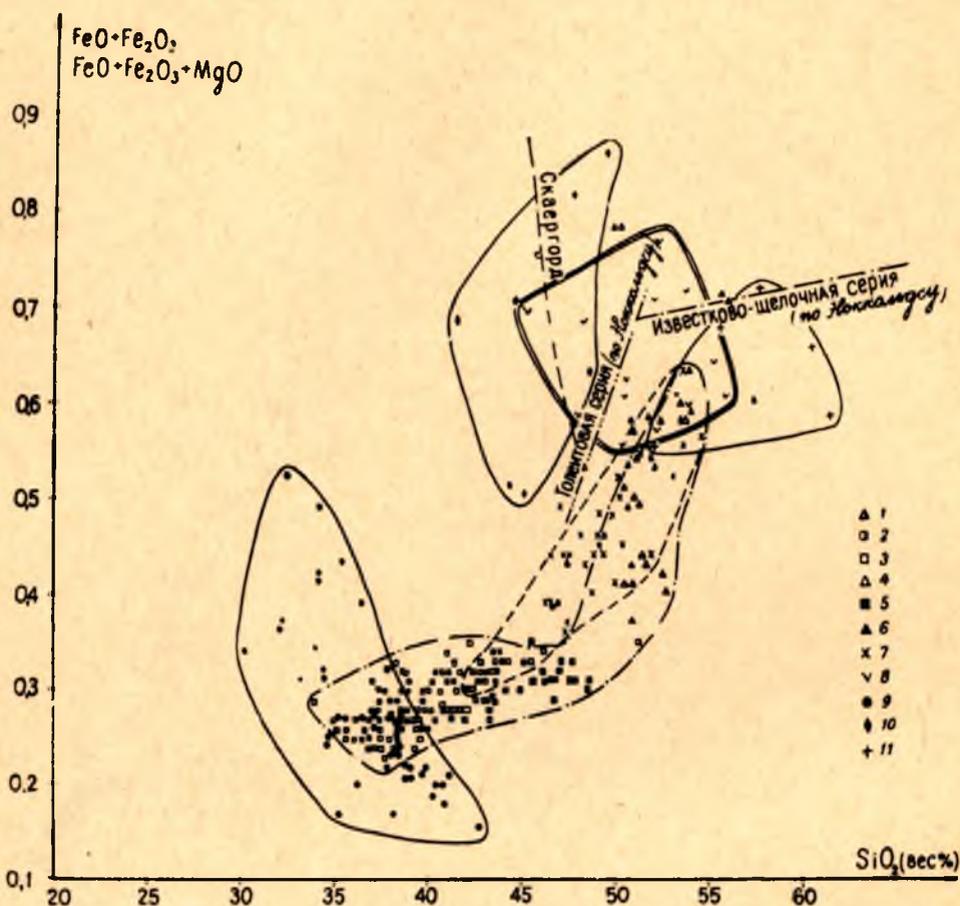


Рис. 4. Диаграмма Обсорна для пород Ветреного пояса. Условные обозначения см. на рис. 2

Эффузивно-интрузивный комплекс пикрито-базальтов и габбро-перидотитов

Для данного комплекса характерен наибольший размах дифференциации. Несмотря на довольно большую пестроту слагающих его пород, последние обладают рядом общих коренных петрохимических черт, доказывающих их генетическое единство.

На диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные точки пород комплекса образуют линейно вытянутые поля, располагающиеся между полями вулканитов и гипербазитов нижнего протерозоя.

Эффузивная фаза комплекса (пикрито-базальты) является более основной, чем эффузивы парандовской и тунгудской серий.

Наиболее специфическая петрохимическая особенность комплекса заключается в постоянстве содержаний железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) при пере-

менных значениях (соотношениях) суммы сильных оснований и магния (рис. 3). Тип эволюции составов пород — толеитовый (рис. 4).

В то же время эффузивная и интрузивная фазы комплекса обладают частными различиями.

Так, для вулканогенной фазы размах дифференциации, особенно для группы эффузивных пикритовых метапорфиритов, меньший, чем для интрузивной фазы. Вулканогенная фаза отличается большими содержаниями железа (рис. 3) и однотипностью эволюции составов (толеитовый тип). Для интрузивной фазы намечаются разные типы эволюции составов для гипербазитовых и габбровых интрузий. Для гипербазитовых интрузий более быстрое увеличение содержаний SiO_2 сопровождается незначительным увеличением коэффициента фракционирования; для габброидных интрузий увеличение коэффициента фракционирования происходит при постоянстве содержаний.

При сопоставлении гипербазитов парандовской серии и серии Ветреного пояса, несмотря на их коренное петрохимическое различие, можно заметить, что исходные составы их близки. Данное обстоятельство, возможно, указывает на единый источник их происхождения, но разные условия формирования.

Важное петрологическое значение для синклинойной зоны Ветреного пояса имеет вопрос о типах магм. Для вулканогенных комплексов парандовской и тунгудской серий он пока не поддается решению из-за недостаточности фактического материала.

Для вулканитов же серии Ветреного пояса некоторые выводы уже можно сделать.

Как уже отмечалось выше, вулканиты серии Ветреного пояса довольно близки к толеитовым лавам Гавайских островов, которые на более поздних этапах сменяются оливиновыми щелочными базальтами.

Для определения типов магмы построена диаграмма, рекомендованная Ю. М. Шейнманном (1965). На оси ординат откладываются содержания SiO_2 в молекулярных количествах, на оси абсцисс — коэффициент q_2 П. Ниггли, который показывает избыток или недостаток кремнекислоты в породе. Для щелочных оливин-базальтовых магм увеличение SiO_2 не ведет к существенному изменению q_2 , для толеитовых магм существует прямая зависимость между ними.

По диаграмме Ю. М. Шейнманна (рис. 5) вулканиты Ю. М. Шейнманна серии Ветреного пояса попадают в поле толеитов.

Ю. М. Шейнманн считает, что есть существенное различие между толеитами тектонически устойчивых областей (платформы, океанические области) и подвижных поясов (геосинклинали, островные дуги). Это различие удачно иллюстрирует и его диаграмма.

Вулканиты Ю. М. Шейнманна серии Ветреного пояса расположены в поле траппов, что является подтверждением правомочности их отнесения к магматическим формациям областей завершённой складчатости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных работ в изученном районе установлено следующее:

1. В геологическом развитии синклинойной зоны Ветреного пояса четко выделяется два этапа: геосинклинальный и завершённой складчатости и соответствующие им туфоогенно-осадочные образования и магматические комплексы.

2. Для геосинклинального этапа развития характерна офиолитовая серия магматических комплексов, а для этапа завершённой складчатости — трапповая.

тости — единый эффузивно-интрузивный комплекс пикрито-базальтов и габбро-перидотитов с общей тенденцией в эволюции магматизма от основного к ультраосновному составу.

3. Для эффузивного магматизма намечается увеличение основности в ряду спилиты — диабазы — пикритовые порфириты.

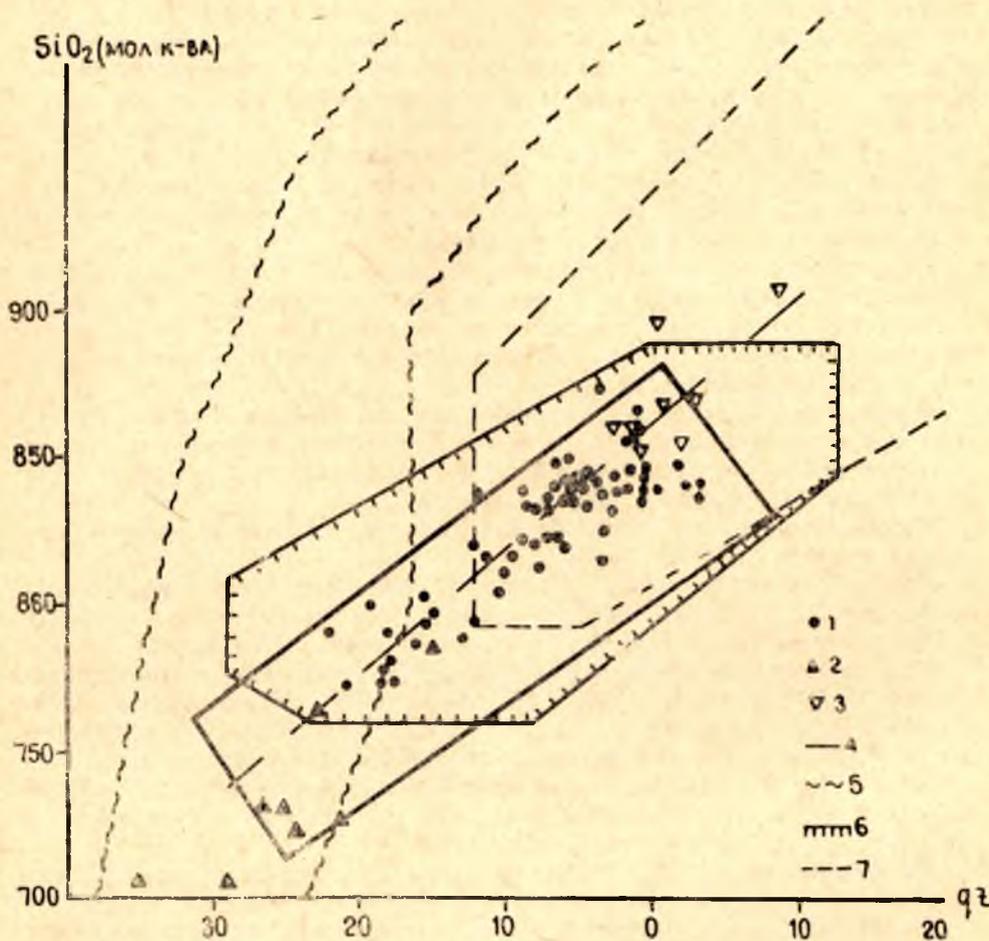


Рис. 5. Диаграмма qz (по Шейнману, 1965). Эффузивы Ветреного пояса:

1—пикритовые, частью пироксеновые и плагиопироксеновые метапорфириты; 2—оливиновые порфириты; 3—плагиопироксеновые порфириты; 4—толеиты Гавайских островов; 5—щелочные оливиновые базальты Гавайских островов; 6—траппы Карру, Декана, Сибири; 7—островные дуги Курильских островов и Камчатки

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Г. Д., Г. П. Багдасарян и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. «Докл. советских геологов», проблема № 3, «Наука», 1964.

Афанасьев Г. Д., И. В. Борисевич. Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1966.

Герлинг Э. К., Г. О. Глебова-Кульбах и др. Новые данные по геологии докембрия Карелии. В сб.: «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР», «Наука», 1965.

Грачев Ю. Н., М. Я. Дехнич и др. Глубинное геофизическое исследование на территории Балтийского щита. МГК, докл. советских геологов. Геол. результаты прикладной геохимии и геофизики, раздел II, Госгеолтехиздат, М., 1960.

Довгаль Н. В., Ю. А. Кузнецов, Г. В. Поляков. О принципах выделения и расчленения природных ассоциаций изверженных горных пород. Геология и геофизика, № 10, 1964.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.

Кратц К. О., В. Н. Нумерова. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР, № 1, 1957.

Кратц К. О. и Ю. И. Лазарев. Основные черты тектонических структур ятуля Карелии. Сб.: «Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова». Изд. Карельск. и Кольского фил. АН СССР, Мурманск, 1961.

Кайряк А. И., В. А. Перевозчикова. Архей и протерозой юго-восточной окраины Балтийского щита (район Ветреного пояса). В кн.: «Геология СССР», т. 2, ч. 1, 1963.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, 1963.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.

Литвиненко И. В., Н. А. Некрасова. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите. В кн.: «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР», Гостехиздат, 1962.

Литвиненко И. В. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита. МГК, XXII сессия, докл. советских геологов, проблема № 2. Геолог. результаты прикладной геофизики, «Недра», 1965.

Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. Геотектоника, № 1, 1965.

Перевозчикова В. А. Геология протерозоя Карелии. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР, № 1, 1957.

Поротова Г. А. Результаты геофизических работ по структурно-тектонической зоне Ветренный пояс и направление дальнейших исследований. В сб.: «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии», Карельское книжное изд-во, 1966.

Соколов В. А. К геологии протерозойских (верхнекарельских) карбонатных пород южной части КАССР, Тр. Карельского фил. АН СССР, вып. 11, 1958.

Тугаринов А. И., Г. В. Войткевич. Докембрийская геохронология материков. «Недра», 1966.

Шейнманн Ю. М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии. Советская геология, № 8, 1965.

Шустова Л. Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. Советская геология, № 5, 1966.

Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Amer. J. Sci., 257, № 9, 1959.

В. А. Соколов, А. П. Светов

**ГЕОЛОГИЯ ЯТУЛИЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА
ЮЖНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ¹**

Под названием «ятулийский вулканический комплекс» (В. А. Соколов, А. П. Светов и др., 1965) были объединены парагенетически тесно связанные друг с другом основные эффузивные, интрузивные, туфогенные и вулканогенно-осадочные породы, широко развитые в составе ятулийских отложений Карелии. Основные вулканы участвуют в строении большей части ятулийских тектонических структур Центральной и Южной Карелии за исключением Туломозерской, Малоянисъярвинской и Чиркокемской структур, где развиты лишь интрузивные породы, а также в строении Надвоицкой, Летнеозерской, Шомбинской и других структур Карелии и прилегающих к ней областей. Они слагают до 50% объема ятулийских отложений в районе оз. Сегозера, до 10% — в районе оз. Селецкого, более 70% в районе дер. Святнаволок и т. д. Помимо того, что эти породы занимают значительный объем и имеют широкое площадное развитие, с ними также связано медноколчеданное, титаномагнетитовое и другое оруденение и, таким образом, можно заключить, что основные породы ятулия играют большую геологическую роль в строении докембрия Балтийского щита.

Однако до последнего времени эти образования не были в Карелии объектом специального геолого-петрологического и вулканологического изучения. Поэтому многие геологи, описывая ятулийские основные породы в процессе проведения геолого-съёмочных, поисковых и других работ в разных районах, считали их или эффузивными (Н. А. Елисеев, 1928; В. М. Тимофеев, 1935; Л. Я. Харитонов, 1941; В. А. Соколов, 1955), или интрузивными (Р. Eskola, 1925; М. А. Гилярова, 1966; О. А. Рийконен, 1960 и др.) образованиями, а иногда показывали их на картах как нерасчлененные поля диабазов (В. В. Яковлева, 1959). Эти основные породы, развитые в разных районах, относились к «повенецкой диоритовой формации» (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1888), к «сегозерско-надвоицкому комплексу» (В. М. Тимофеев, 1935) и частично к «суйсарскому комплексу» (М. А. Гилярова, 1956) и т. д. Из сказанного следует, что

¹ Материал для настоящей статьи собран авторами в ходе геолого-литологических исследований ятулийских отложений в 1961—1965 гг. (А. П. Светов с 1963 г.), проводимых совместно с Л. П. Галдобиной, А. В. Рылевым, Ю. И. Сауком и К. И. Хейсканеном.

в отношении природы и стратиграфического положения основных пород в литературе высказаны весьма противоречивые суждения. Поэтому описание геологии названного комплекса на основе нового фактического материала поможет решению спорных вопросов.

ПОЛОЖЕНИЕ ОСНОВНЫХ ПОРОД В СОСТАВЕ ЯТУЛИЙСКИХ ТОЛЩ

Породы ятулийского вулканического комплекса (эффузивные, интрузивные и связанные с ними туфогенные и другие вулканогенно-осадочные образования) переслаиваются с различными по составу ятулийскими осадочными породами, занимая отчетливо выраженное стратиграфическое и структурное (для интрузивов) положение в составе ятулия. Эти породы образуют с осадками естественные парагенетические ассоциации, претерпевают совместную складчатость и метаморфические преобразования. Поэтому судить о геологии вулканогенного комплекса можно лишь, как о составной части геологии всего ятулия.

Ятулийские полифациальные отложения с угловым несогласием, имея в основании горизонт площадной коры выветривания, залегают на гнейсо-гранитах архея — нижнего протерозоя, нижнепротерозойских гнейсо-сланцевых (в том числе осадочно-вулканогенных) толщах и перекрывают породы сариолия. Эти отложения испытывают значительные фациальные различия как по горизонтали (табл. 1), так и по мощности, что дало основание выделить среди них несколько типов разрезов (В. А. Соколов, 1966). Ятулийские отложения разного типа расчленяются на три подотдела: нижний, средний и верхний ятулий, которым соответствуют различные по составу вулканогенно-осадочные толщи, имеющие трансгрессивно-регрессивное строение. При этом в основании толщ залегают осадочные, а в кровле — вулканогенные породы.

Нижнеятулийские осадочные (в основном кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты) породы, образовавшиеся в аллювиальных, прибрежных и бассейновых условиях, изменяют свою мощность от 0 до 1500 м. Не останавливаясь на характеристике этих пород, отметим только, что в кровле их по ряду геолого-литологических признаков (смене пород и фаций, появлению полевошпатового материала и т. д.) устанавливается четко выраженный регрессивный характер их образования. Разрез нижнего ятулия венчается подтолщей осадочно-вулканогенных пород, представляющих первый этап формирования ятулийского вулканического комплекса.

Среднеятулийские осадочные породы согласно, а в ряде случаев с размывом залегают на подстилающих их нижнеятулийских диабазах. По составу это терригенные (кварцито-песчаники, гравелиты, сланцы) и карбонатные (доломиты, в небольшом количестве известняки) породы, которые, переслаиваясь, фациально замещают друг друга по простираанию. По фациальной принадлежности они являются аллювиальными, аллювиально-бассейновыми, бассейновыми (с карбонатным или терригенным осадконакоплением) отложениями с мощностью от 20 до 270 м. В вертикальном разрезе разного типа среднеятулийских осадков по сумме геолого-литологических признаков устанавливается по одному или по два крупных трансгрессивно-регрессивных цикла, причем кровля среднеятулийских осадков представляет регрессивную часть разреза. Верхи разреза среднего ятулия слагают основные эффузивы и переслаивающиеся с ними туфогенные породы. Вулканогенные породы среднего ятулия, второго этапа формирования ятулийского вулканического комплекса, имеют значительную мощность (см. ниже) и в одних

Типы разрезов ятулийских

	Район Туломозера (Туломозерский тип)	Цикл	Мощность, м	Район Суоярви (Онежский тип)	Цикл	Мощность, м
Верхний ятулий	Силлы диабазов и габбро-диабазов в слюдястых и шунгитовых сланцах; дайки этих же пород, секущих ятулийские и доятулийские образования					
	Слюдисто-кварцевые, шунгитовые, доломитовые и другие сланцы. Доломиты разнозернистые, кварцевые, серые, белые, розовые. Известняки, глинистые сланцы, сланцевые брекчии, песчаники с карбонатным цементом	V	>100		V	>100
Средний ятулий	Выклинивание			1 покров (метадиабазы, мандельштейны)		0—40
	Глинистые и гематитовые сланцы, переслаивание сланцев с разнозернистыми и разноцветными доломитами, часто кремнистыми, доломитовые известняки	IV	125—160	Песчаники, глинистые гематитовые, кремнистые, железистые, слюдястые и другие сланцы, розовые и красные доломиты. Переслаивание известняков, доломитов, глинистых туфогенных сланцев с карбонатным цементом, микроконгломераты	IV	70—120
	Переслаивание разнозернистых и разноцветных, чаще песчанистых (кварцевых) доломитов с прослоями глинистых сланцев, доломитовых известняков	III	110—240	Доломиты белые и серые с прослоями глинистых сланцев, известняков. Песчаники с карбонатным цементом, седиментогенные брекчии с обломками метапорфиров	III	60—70
Нижний ятулий	Выклинивание			1 покров метапорфиров		0—25
	Кварцевые конгломераты, песчаники разнозернистые, кварцево-полевошпатовые (зеленовато-серые) с прослоями кварцито-песчаников и сланцев	I—II	10—30	Кварцевые конгломераты, кварцито-песчаники (светло-серые), разнозернистые кварцито-песчаники (зеленовато-серые) с прослоями кварцевых конгломератов, аркозов, кварцевые конгломераты	I—II	200—300
	Древняя кора выветривания			Древняя кора выветривания		

Район оз. Сегозеро—Селецкое (Сегозерский тип)	Циклы	Мощность, м	Район сев. берега Елмозера (Северо-Елмозерский тип)	Циклы	Мощность, м	Район р. Чирка- Кемь (Чиркокем- ский тип)	Мощность, м
Силлы и дайки габбро-диабазов, диабазов. Карбонатные породы (известняки, доломиты), сланцы, песчаники с карбонатным цементом, песчаники							
Сланцы, алевролиты, песчаники и гравелиты с карбонатным и слюдяным цементом, кварцевые конгломераты			Сланцы, алевролиты, переслаивание песчаников, сланцев, гравелитов			Переслаивание карбонатных пород со сланцами	1150
Кора выветривания	V	1150	Кварцевые конгломераты	V			
От 3 до 15 покровов (диабазы, метапорфириты, мандельштейны, автобрекчии, шаровые лавы) с прослоями туфогенных, кремнистых пород	IV	80—350	До 9 покровов (диабазы, метапорфириты, мандельштейны, автобрекчии) с прослоями туфогенных пород		240	Выклинивание	
Гравелиты, песчаники полевошпатово-кварцевые со слюдяным и карбонатным цементом. Сланцы, песчаники, гравелиты, кварцевые конгломераты, иногда с обломками основных пород и туфогенным материалом в цементе	III	120—100	Песчаники полевошпатово-кварцевые со слюдяно-карбонатным цементом	?	70—120	Переслаивание сланцев, сланцевых брекчий, песчаников	100—150
От 1 до 3 покровов (диабазы, диабазовые порфириты, мандельштейны, автобрекчии) с прослоями туфов, туфопесчаников		40—90	Выклинивание			Выклинивание	
Гравелиты кварцево-полевошпатовые, песчаники. Сланцы, песчаники, гравелиты с карбонатным цементом. Кварцито-песчаники, песчаники, сланцы, песчаники разнотерные, гравелиты, конгломераты (кварцевые, гранито-кварцевые)	II	200—	Сланцы, песчаники и гравелиты со слюдяным и карбонатным цементом, кварциты, кварцито-песчаники, песчаники. Кварцито-песчаники, песчаники со слюдяно-карбонатным цементом, гравелиты	?	800—1000	Песчаники, кварцито-песчаники, кварциты, редко гравелиты	1200—1400
Кора выветривания, брекчии	I	600				Кора выветривания	

районах перекрывают осадочные породы (оз. Сегозеро, оз. Елмозеро, р. Кумса, дер. Святнаволок), а в других (оз. Пялозеро, оз. Суоярви) перекрывают, а также фашиально замещают их в разрезе по горизонтали (рис. 1). Верхняя граница среднего ятулия устанавливается по наличию коры химического выветривания на основных породах (район Сегозера) и резкого эрозионного контакта вышележащих осадков верхнего ятулия.

Верхнеятулийские отложения суммарной мощностью до 350 м в районе Прионежья, оз. Суоярви, оз. Туломозера в основании разреза представлены глинистыми сланцами и брекчиями, песчаниками с карбонатным цементом, известняками и доломитами, а в верхней части кварцево-сирицитовыми, доломитовыми, шунгитовыми и другими сланцами, являясь главным образом морскими осадками. В районе озер Сегозера, Елмозера, Селецкого и других разрез верхнего ятулия начинается конгломерато-песчано-сланцевыми породами (аллювиальными, прибрежными, озерными) и венчается сланцево-карбонатными (преимущественно морскими) породами. В основном к верхней части разреза верхнего ятулия приурочиваются силлы, пластовой и другой формы тела интрузивных габбро-диабазов, наиболее молодых представителей ятулийского вулканического комплекса.

Таким образом, в составе ятулия породы ятулийского вулканического комплекса занимает определенное стратиграфическое и структурное положение. Эффузивные основные породы, туфогенные и другие образования располагаются на двух стратиграфических уровнях: в кровле нижнего и среднего ятулия, то есть приурочены к регрессивным частям крупных осадочных циклов (рис. 1, 2). Основная масса интрузивных основных пород (исключая штоки и дайки внутриятулийских габбро-диабазов подводящих каналов) располагается в виде силлов, даек и других тел среди пород верхнего ятулия, образовавшихся в ходе трансгрессивного этапа развития. Рассмотрим строение лавовых подтощ ятулийского вулканического комплекса в пределах различных структур на территории Южной и Центральной Карелии.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Нижнеятулийские образования вулканического комплекса

Залегающие в кровле нижнего ятулия вулканические породы прослежены в виде узких полос, согласных со складчатыми структурами по берегам оз. Сегозера, в районе озер Селецкое, Янгозеро, Маслозеро, вдоль р. Кумсы, около деревень Святнаволок, Койкары, Пялозеро, а также в районе оз. Суоярви (рис. 3). Севернее оз. Сегозера (оз. Липъярви) основные эффузивы, по-видимому, выклиниваются из разреза, так как они не встречены в районе оз. Елмозера и севернее его в районе д. Чирка-Кеми. То же самое наблюдается и на территории, расположенной к югу от оз. Суоярви, где диабазы нижнего ятулия выклиниваются из разреза, и в районе Туломозера и Малого Янисъярви не установлены. Таким образом, нижнеятулийские основные породы развиты главным образом в пределах Сегозерской, Селецко-Янгозерской, Суоярвской и Онежской ятулийских тектонических структур.

В пределах Сегозерской структуры описан один только лавовый поток основных эффузивов, достигающий максимальной мощности на о. Макконсаари (оз. Сегозеро) равной 60 м. Основные эффузивы всюду согласно перекрывают нижележащие осадки. В Глухой губе, на о. Ше-

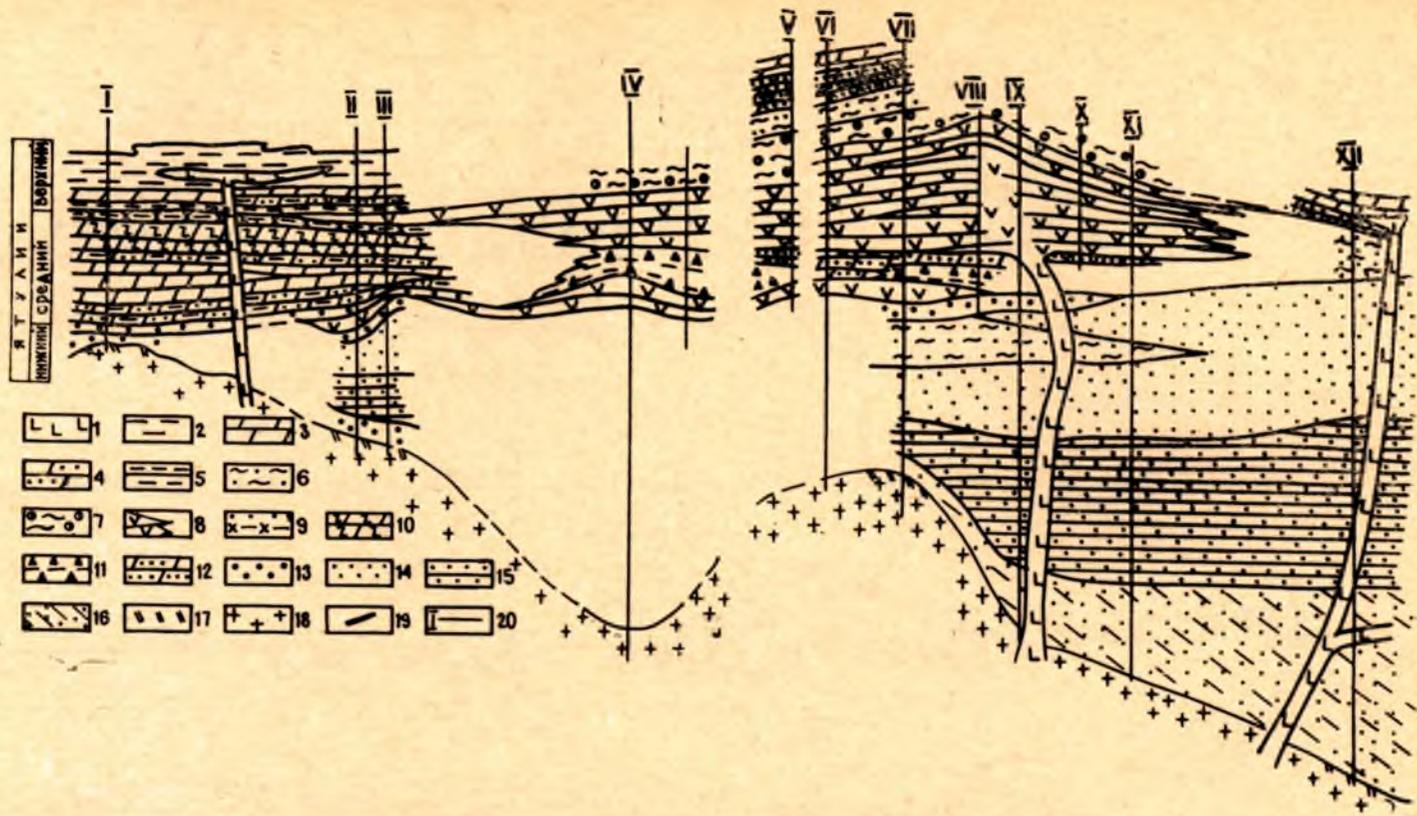


Рис. 1. Фациальный профиль ятулийских отложений по линии Туломозеро — Чирка-Кемь:

1 — габбро-диабазы, диабазы; 2 — шунгито-карбонат-сланцевые породы; 3 — карбонатные породы (доломиты, известняки); 4 — карбонатно-песчано-глинистые породы; 5 — песчано-глинистые породы (морские); 6 — пестроцветные глинисто-песчаные породы мелководья; 7 — гравелито-песчаные прибрежные отложения; 8 — потоки, покровы эффузивных диабазов и других пород; 9 — гематито-песчано-глинистые породы; 10 — кремнистые доломиты; 11 — глинисто-гравелито-песчаные породы аллювиальных и мелководных бассейнов; 12 — песчаные породы с карбонатным цементом; 13 — гравелито-песчаные породы прибрежные, частью мелководные; 14 — песчаные бассейновые с донными течениями; 15 — песчаные бассейновые; 16 — песчаные с донными течениями и периодическим обменением; 17 — кора выветривания; 18 — доятулийское основание; 19 — границы нижнего и среднего ятулия; 20 — линии деталей разрезом: I — оз. Суоярви (1-й структурный профиль); II — оз. Суоярви (3-й структурный профиль); IV — оз. Совдозеро; V — оз. Селецкое (восточный берег); VI — оз. Сегозеро (дер. Погост, Паданы); VII — оз. Сегозеро (о. Макконсаари); VIII — оз. Липъярви; IX — дер. Шалговара; X — оз. Елмозеро; XI — хр. Харувара; XII — р. Чирка-Кемь

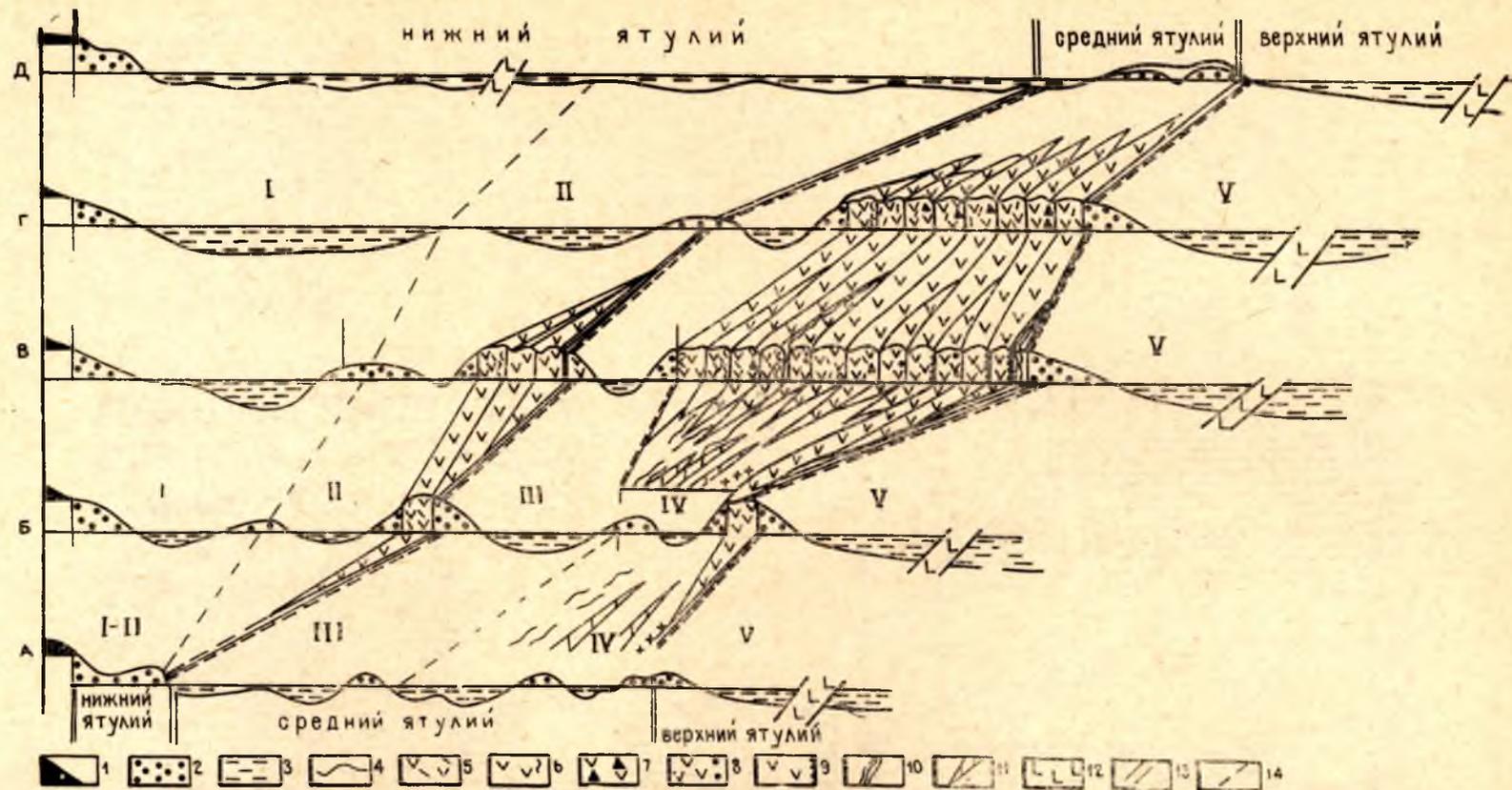


Рис. 2. Схема пространственного положения пород ятулийского вулканического комплекса в составе ятулийских отложений в связи с колебательными движениями (А — Туломозерский тип; Б — Онежский тип; В — Сегозерский тип; Г — Северо-Елмозерский тип; Д — Чиркокемский тип):

1 — континентальные фации (кора выветривания); 2 — аллювиальные и мелководные (с периодическим осушением) глинисто-песчаные фации; 3 — более или менее глубоководные в основном глинисто-карбонатные фации; 4 — кривая колебательных движений; 5 — метапорфириты и диабазы; 6 — шаровые лавы; 7 — автобрекчии; 8 — мандельштейны; 9 — пенные лавы с силикатами; 10 — туфогенные породы; 11 — доломиты кремнистые; 12 — габбро-диабазы; 13 — границы между подотделами ятулия; 14 — границы между осадочными циклами

нонсари и других местах оз. Сегозера описаны непосредственные нижние контакты диабазов с осадками, где видно, что мелкозернистые афанитовые диабазы с ровной контактовой поверхностью залегают на грубозернистых песчаниках, цемент которых в зоне экзоконтакта в некоторой степени хлоритизирован. В Глухой губе Сегозера были описаны также и верхние контакты покрова эффузивов (рис. 4). В одном из них установлено, что на мандельштейнах и автобрекчиях кровли покрова залегают пачка ($\approx 2,0$ м) туфов, выше которых установлены кварцевые гравелиты, а в другом обнажении, расположенном в 100 м от предыдущего, кварцевые гравелиты залегают непосредственно на диабазах и содержат обломки основных пород, из чего можно заключить, что осадочные породы среднего ятулия залегают на нижнеятулийских основных породах с размывом.

В различных частях обширной Селецко-Янгозерской структуры диабазы нижнего ятулия слагают от одного до трех лавовых покровов с максимальной суммарной мощностью до 90 м. Так, в районе оз. Янгозера наблюдается последовательное налегание друг на друга трех лавовых покровов, при этом второй покров отделяется от третьего слоем грубозернистых граувакковых песчаников с обломками мандельштейнов, которые выше переходят в переслаивающиеся между собой песчаники, хлоритовые туфы и туффиты. Мощность туфогенно-осадочных пород не менее 2,5 м. Три лавовых покрова описано также и в районе горы Пюкс. В северном направлении количество покровов уменьшается до одного (район оз. Селецкого, Маслозера) с последовательным уменьшением мощности лавовой подошвы с 90 до 22 м. Основные эффузивы повсеместно с размывом перекрываются осадками среднего ятулия, которые в основании содержат конгломераты с гальками подстилающих эффузивов.

Значительным распространением нижнеятулийские эффузивы пользуются в долине р. Кумсы. Специфической особенностью этого района является то, что основные породы перекрывают здесь как нижнеятулийские осадки, так и в участках их выклинивания¹ породы доятулийского основания — гнейсо-граниты (рис. 4). Основные эффузивы в этом районе образуют в разных участках от одного до четырех лавовых потоков. В районе г. Медвежьегорска лавовая толща состоит из 4 потоков общей мощностью 54 м. Границы между отдельными потоками лав отчетливо устанавливаются по развитым в их кровле мандельштейнам, содержащим линзы яшмовидных силицитов. В разрезах, описанных северо-западнее, северо-восточнее и южнее г. Медвежьегорска, отмечается уменьшение количества и мощности лавовых потоков. Так, в районе пос. Падун и оз. Фенькина Ламбина описано по 2 лавовых потока суммарной мощностью соответственно 37 и 50 м; в районе речки Вичка 2 потока имеют общую мощность 12 м; а в районе рудника «Воронов Бор» лавовый поток имеет мощность 51 м.

Кроме указанных выше районов, нижнеятулийские диабазы установлены в разрезах у дер. Святнаволок, пос. Гирвас, дер. Койкары, оз. Суоярви, где их мощности колеблются в пределах 20—40 м.

Таким образом, в результате проявления нижнеятулийской фазы вулканизма на значительной территории Центральной и Южной Карелии

¹ О характере погребенного доятулийского рельефа см. статью В. А. Соколова и др. (1966).

Краткая петрографическая характеристика пород ятулийского вулканического комплекса (Центральная и Южная Карелия)

Название породы	Текстура	Структура	Первичные текстуры течения	Цвет	Минералогический состав					Вторичные изменения
					основной массы			вкрапленников	миндалины	
					главные минералы	второстепенные минералы	акцессорные минералы			
Нижнеятульская фаза вулканизма										
Диабаз	Массивная, участками шлировая	Микродиабазовая, диабазовая	—	Темно-зеленый	Альбит, роговая обманка	Хлорит, биотит, эпидот	Магнетит, пирит	—	Редкие биотито-хлоритовые, эпидотовые	Хлоритизация, эпидотизация
Диабазовый порфирит	Массивная	Гломеропорфировая, порфировая, диабазовая	Серповидные миндалины, столбообразные скопления миндалины	Светло-зеленый, зеленый		Хлорит; эпидот		Альбит, реже роговая обманка	Эпидот → кальцит, эпидот → кальцит → хлорит	Эпидотизация
Мандельштейн	Миндалекаменная, шлаковая полосчатая, массивная, сланцеватая	Спилитовая, апоинтерсертальная	Червеобразные миндалины	Темно-зеленый	Сильно хлоритизированная или биотитизированная масса с тонкой вкрапленностью пирита		Альбит	Существенно кварцевые, реже биотито-хлоритовые, эпидотовые	Хлоритизация, биотитизация	
Мандельштейновая автобрекчия	Торосовидная, полосчатая, брекчиевидная, сланцеватая	То же	Ориентировка обломков корочки закалки	.	То же		Альбит	Биотито-хлоритовые	То же	

Туф	Водноползневая, слоистая, реже массивная, сланцеватая	Пелитовая, псаммитовая	—	Темно-серый, темно-зеленый	Хлорит, биотит, терригенный материал	Сфен, турмалин, магнетит, пирит	—	—	Хлоритизация
Яшмовидные силициты	Полосчатая, брекчиевидная	Гранобластовая	—	Зеленовато-серый, вишневый	Кварцит, хлорит, кальцит	Пирит	—	—	Гематизация

Среднеятулийская фаза вулканизма

Диабаз	Массивная, однородно-зернистая	Микродиабазовая, диабазовая, апоинтерсертальная	—	Темно-зеленый	Альбит (№ 3—5), актинолит $c:Ng=11-12^\circ$, обыкновенная роговая обманка, $c:Ng=11-18^\circ$	Хлорит, биотит, эпидот	Магнетит, пирит	—	Редкие существенно эпидотовые	Хлоритизация, эпидотизация, альбитизация
Порфирит	Массивная, реже миндалекаменная	Порфировая, участками диабазовая, офитовая апоинтерсертальная, гломеропорфировая	Серповидные миндалины, столбообразные скопления миндалины	Зеленый, зеленовато-серый	Альбит (№ 0—5), альбитовый закон двойникования	Биотит, хлорит	Пирит, магнетит, сфен	Актинолит $Ng-Np=0,019-0,024$, $c:Ng=13-15^\circ$, $2V=70-74^\circ$ (:), реже альбит (№ 0—5)	Эпидот → хлорит, кварц → эпидот → кальцит, пирит, халькопирит	Эпидотизация, альбитизация

Название породы	Текстура	Структура	Первичные текстуры течения	Цвет	Минералогический состав					Вторичные изменения
					основной массы			вкрапленников	миндалин	
					главные минералы	второстепенные минералы	аксессуары минералы			
Мандельштейн	Миндалекаменная полосчатая, пятнистая	Спилитовая, апоинтерсертальная, реже диабазовая, сидеронитовая	Ориентировка скоплений миндалин, лавовые языки	Темно-зеленый	Альбит, иголки актинолита (с:Ng=13—15°, Ng—Np=0,020)	Хлорит, биотит, эпидот	Сфен, пирит, магнетит	Микролиты альбита	Эпидот → биотит → хлорит, кварц, пирит, халькопирит	Альбитизация, биотитизация
Мандельштейновая автобрекчия	Брекчиевидная, миндалекаменная, полосчатая	.	Ориентировка обломков корочки закали	.	Альбит, иголки актинолита (с:Ng=13—15°, Ng—Np=0,020)	Хлорит, биотит	Сфен, пирит, магнетит	.	Хлорит → биотит, реже кварц, пирит	То же
Шаровая лава	Шаровая с шлаковой и полосчатой текстурой цемента	Спилитовая, микродиабазовая, редко сидеронитовая	Ориентировка шаров в лаве	.	Альбит, игольчатый амфибол	Хлорит, биотит, реже кварц, эпидот	Сфен, магнетит, пирит	Альбит, иголки амфибола	Кварц, альбит (№ 3—5), эпидот, хлорит, биотит, пирит	Хлоритизация, эпидотизация, альбитизация
Туф	Водноползневая, полосчатая, слонстая, сланцеватая	Пелитовая, алевролитовая до псаммитовой	—	Темно-зеленый, темно-серый	Хлорит, биотит, терригенный материал	Сфен, турмалин, магнетит, пи-	—	Хлорит, кварц	Хлоритизация	

	иногда миндалекаменная					рит				
Яшмовидные силиты	Массивная, полосчатая, реже брекчиевидная	Гранобластовая	—	Красновато-бурый, темно-вишневый, темно-зеленый	Кварц, хлорит	Кальцит	Пирит	—	—	Гематизация

Позднеятулийская фаза вулканизма

Габбро-диабазы (мелкозернистые, крупнозернистые, пегматоидные), альбититы (карьялиты)	Массивная, такситовая, шлировая	Микродиабазовая, диабазовая, офитовая, участками габбро-офитовая, пилотакситовая, гломеропорфирировая, гипидиоморфнозернистая	Трахитоидность	Темно-зеленый, темно-серый, розовато-серый, розовый	Альбит (№ 0—10) с альбитовым законом двойникования, роговая обманка	Кварц, биотит	Сфен, титаномагнетит, пирит, халькопирит, борнит, апатит	—	Редкие, эпидот → биотит → хлорит	Альбитизация, хлоритизация, биотитизация
---	---------------------------------	---	----------------	---	---	---------------	--	---	----------------------------------	--

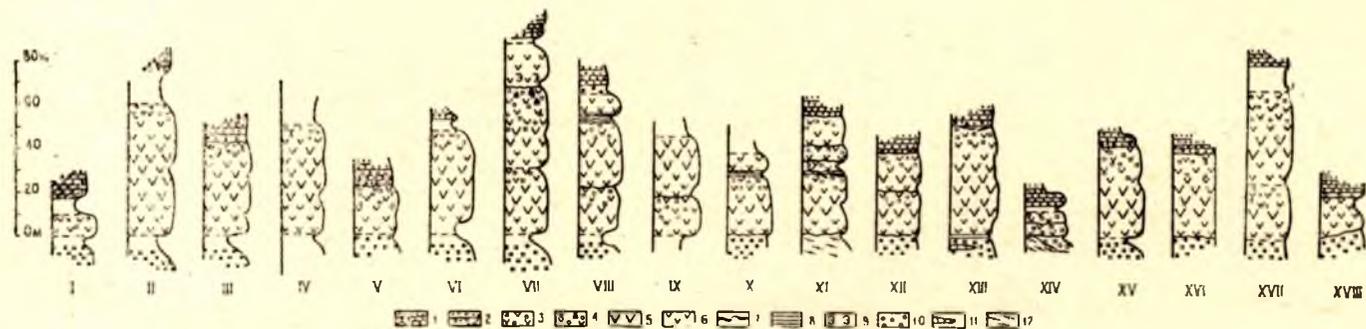


Рис. 3. Сводные колонки нижнеятулийских диабазов ятулийского вулканического комплекса:

I — оз. Липъярви; II — о. Макконсаари (оз. Сегозеро); III — Глухая губа (оз. Сегозеро); IV — дер. Погост (оз. Сегозеро); V — зап. берег оз. Маслозера; VI — оз. Хизъярви (оз. Селецкое); VII — г. Пюке (Центр. Карелия); VIII — р. Янгозерка; IX — р. Кумса; Фенькина Ламбина; X — р. Кумса, пос. Падун; XI — сев. окраина г. Медвежьегорска; XII — оз. Куйкъярви, южн. окраина г. Медвежьегорска; XIII — рудник Воронов Бор; XIV — р. Вичка, зап. окраина гор. Медвежьегорска; XV — оз. Салволамби, в 3,5 км к СВ от дер. Свягнаволоок; XVI — пос. Гирвас; XVII — руч. Луканоя, пос. Гирвас; XVIII — оз. Суоярви (по материалам СЗТГУ).

Верхняя толща: 1 — песчаники разнозернистые, горизонтально- и косослоистые; 2 — гравелиты и мелкогалечные кварцевые конгломераты. Нижнеятулийские диабазы: 3 — мандельштейны, 4 — автобрекчии; 5 — диабазовые порфириты; 6 — диабазы мелкозернистые, афанитовые; 7 — яшмовидные силициты; 8 — туфы и туффиты; 9 — эпидотизация. Нижняя толща: 10 — песчаники разнозернистые, кварцито-песчаники, 11 — карбонатные прослой и линзы; 12 — гранито-гнейсы основания ятулия

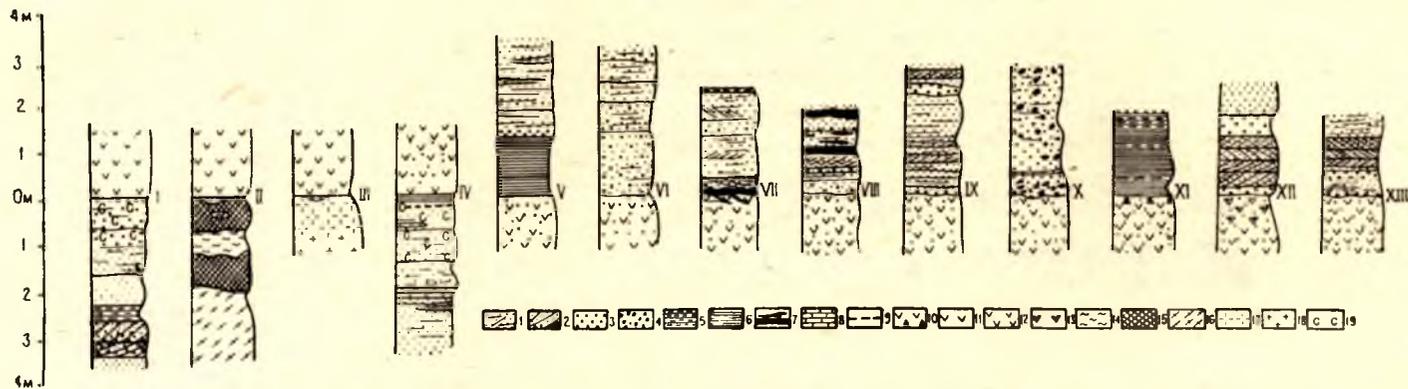


Рис. 4. Сводные колонки зон непосредственных контактов нижнеатулийских эффузивов с нижне-среднеатулийскими осадочными породами и породами основания ятулия:

I — Глухая губа (оз. Сегозеро); II — сев. окраина г. Медвежьегорска; III — р. Вичка, вост. окраина г. Медвежьегорска; IV — рудник Воронов Бор; V — VI — оз. Салволамби, в 3,5 км к СВ от дер. Святнаволок; VII — рудник Воронов Бор; VIII — в 3 км к югу от г. Медвежьегорска; IX — сев. окраина г. Медвежьегорска; X — в 3 км сев. дер. Койкары; XI — XII — Глухая губа (оз. Сегозеро); XIII — зап. берег оз. Маслозера.

1 — песчаники мелко- и среднезернистые, горизонтальнослоистые; 2 — песчаники разномзернистые, косослоистые; 3 — пегматиты крупнозернистые; 4 — гравелиты и мелкогалечные кварцевые конгломераты; 5 — сланцы; 6 — туфы и туффиты ритмичнослоистые; 7 — яшмовидные силициты; 8 — карбонаты; 9 — гематитовые сланцы; 10 — автобрекчии; 11 — мандельштейны; 12 — диабазы афанитовые; 13 — диабазы выветрелые; 14 — хлоритовые гнезда; 15 — кварцевая жила; 16 — гранито-гнейсы; 17 — выветрелые граниты; 18 — массивные граниты; 19 — скарнирование

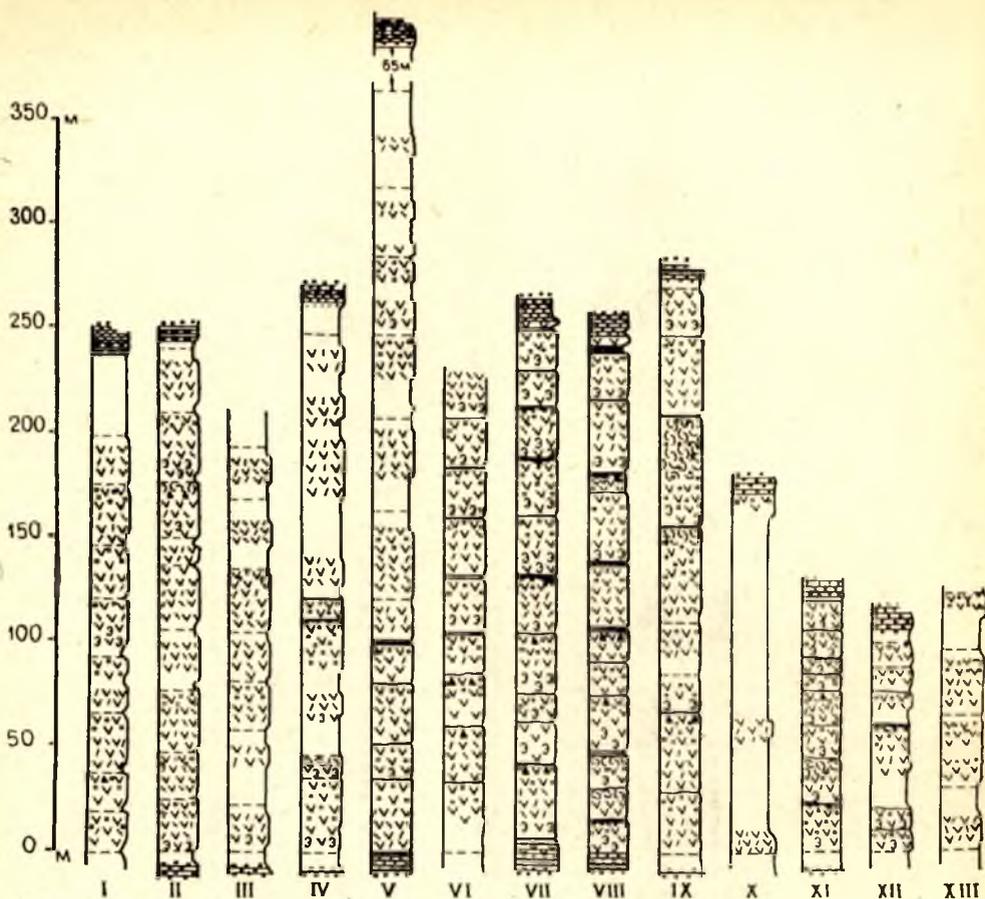
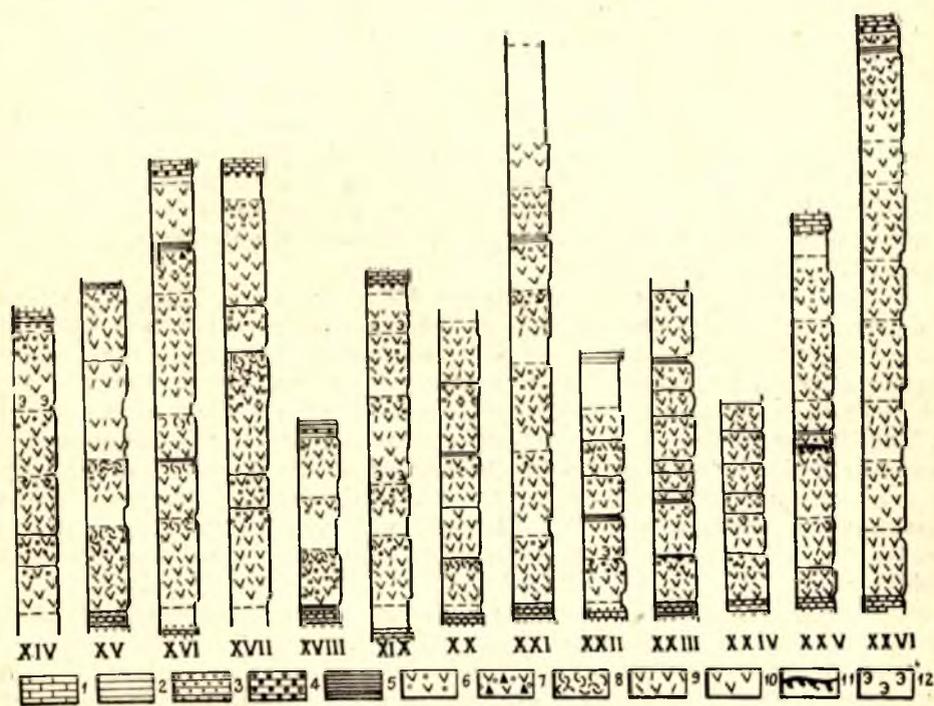


Рис. 5. Сводные колонки по разрезам среднеятулийской
 I — сев. конец оз. Елмозера (зап. берег); II — сев. конец оз. Елмозера (вост. берег);
 V — оз. Энигиламби, между озерами Елмозером и Сегозером; VI — Орченьгуба, оз.
 IX — дер. Погост, оз. Сегозеро; X — южн. берег оз. Сегозера; XI — Гарьюсгуба, оз.
 XIV — дер. Юккогуба, оз. Маслозеро; XV — сев. берег оз. Селецкого; XVI — зап. бе
 лецкое; XIX р. Янгозерка, пос. Гумарино; XX — южн. конец оз. Янгозера; XXI — р.
 г. Медвежьегорска; XXIV — вост. окраина г. Медвежьегорска, р. Вичка; XXV — в 3,5
 1 — карбонатные породы; 2 — сланцы; 3 — песчаники разнозернистые; 4 — гравелиты и мелкогалечные кварце
 риты; 10 — диабазы мелкозернистые, афанитовые;

произошли излияния основных лав, сформировавших лавовое плато мощностью до 90 м и состоящее из 1—4 лавовых потоков.

Лавовые потоки слагаются небольшим количеством петрографических разновидностей пород, среди которых можно выделить мелкозернистые (афанитовые) эпидотизированные диабазы, диабазовые порфиры, мандельштейны и мандельштейновые автобрекчии. В тесной парагенетической ассоциации с эффузивами находятся пирокластические (туфы, туффиты) и вулканогенно-осадочные (яшмовидные силициты) породы. Краткая минералого-петрографическая характеристика нижнеятулийских пород приведена в таблице 2.

Интрузивные породы, в том числе и габбро-диабазы подводящих каналов, связанные с проявлением нижнеятулийской фазы вулканизма, на исследованной территории достоверно не установлены.



лавовой толщи Центральной Карелии:

11 — оз. Питьякаламби, оз. Елмозера; 1V — оз. Липъярви, к югу от оз. Елмозера; Сегозеро; VII — о. Шенонсаари, оз. Сегозеро; VIII — Глухая губа, оз. Сегозеро; Сегозеро; XII — Кармасельгская губа, оз. Сегозеро; XIII — зап. берег оз. Маслозера; реч. оз. Селецкого; XVII — истоки р. Лужмы, оз. Селецкое; XVIII — дер. Сельга, оз. Се-Кумса, Фенькина Ламбина; XXII — р. Кумса, пос. Падун; XXIII — сев. окраина км к СВ от дер. Святнаволока, оз. Салволамби; XXVI — руч. Луканоя, пос. Гирвас.
 1 — конгломераты; 2 — туфы, туффиты; 3 — мандельштейны; 4 — автобрекчии; 5 — шаровые лавы; 6 — порфи-
 7 — яшмовидные силициты; 8 — эпидотизация

Среднеятулийские образования вулканического комплекса

Разрез среднего ятулия венчается вулканическими образованиями различного типа, среди которых выделяются потоки основных лав, туфогенные, вулканогенно-осадочные и интрузивные породы. В различных сочетаниях эти образования развиты почти во всех ятулийских тектонических структурах Южной и Центральной Карелии. Наибольшую мощность, равную 360 м, среднеятулийские эффузивы имеют в районе северного берега оз. Сегозера, где описано не менее 12 лавовых потоков, последовательно перекрывающих друг друга (рис. 5). В северо-западном направлении количество потоков и их суммарная мощность уменьшаются до 10 потоков при мощности в 240 м на северном берегу Елмозера, до 100—150 м в районе хр. Хартувара и до полного их выклинивания

в пределах Чиркокемской структуры. Подобное уменьшение мощностей и количества лавовых потоков наблюдается в юго-восточном и южном направлениях.

В пределах Янгозерско-Селецкой структуры максимальная мощность эффузивов около 200 м при 6 потоках установлена в районе оз. Хизъярви и в юго-восточном конце оз. Маслозера, откуда при прослеживании в южном и северо-западном направлениях мощность и количество потоков уменьшается. Широким распространением среднеятулийские эффузивы пользуются в Онежской структуре. В долине р. Кумсы и в окрестностях г. Медвежьегорска описано не менее 9 лавовых потоков с суммарной мощностью более 150 м. В районе дер. Святнаволок, Койкары, пос. Гирвас установлено до 9 потоков лав с мощностью от 130 до 270 м. По одному лавовому потоку описано в районе дер. Пялозеро и Белая Гора, а также в районе оз. Суоярви. В южном направлении от оз. Суоярви лавовые потоки, по-видимому, выклиниваются, так как они не установлены в разрезе ятулийских отложений районов озер Туломозера и Малого Янисъярви.

Таким образом, в разных районах Центральной и Южной Карелии описано от 1 до 12 потоков. Мы не даем послонного описания полных разрезов, проведенного более чем в 26 пунктах, поскольку эти разрезы приведены на рисунке 5. Важно только отметить, что во многих разрезах, кроме разного типа потоков (описание их дано ниже), последовательно налегающих друг на друга, описаны прослои разнообразных по составу туфов, туфосланцев, туфопесчаников (мощность прослоев до 5,0 м), а также разноцветных тонкослоистых яшмовидных силицитов (мощность прослоев до 1,0 м). Прослои туфогенно-осадочных пород залегают в основном на границе между лавовыми потоками основных эффузивов.

Краткая минералого-петрографическая характеристика вулканических пород среднего ятулия дана в таблице 2.

Все перечисленные выше вулканогенные образования согласно перекрывают среднеятулийские осадочные породы. В обнажениях, где видно непосредственное налегание основных эффузивов на осадки, в зоне экзоконтакта устанавливается частичная хлоритизация слюдистого цемента, появление новообразованного тремолита и незначительная пиритизация. Кроме того, как это видно в береговых обнажениях р. Суны, в подошве нижнего потока в диабазовых встречающихся ксенолиты песчаников-оторженцев пород основания, подстилающих лавы.

Верхняя граница вулканогенной подтолщи очерчивается очень отчетливо. В ряде обнажений южного и восточного берегов оз. Сегозера на основных вулканитах описана кора выветривания (В. А. Соколов, К. И. Хейсканен, 1966) мощностью до 1 м. На коре выветривания, а в других участках на поверхности неветрелых вулканитов с разрывом залегают кварцевые конгломераты, гравелиты и песчаники верхнего ятулия. Непосредственные контакты верхнеятулийских осадков с вулканитами описаны во многих пунктах (рис. 6), а в конгломератах встречены гальки ятулийских основных пород.

В районе межозерья Сегозеро — Елзеро описаны интрузивные породы среднего ятулия. Здесь установлен массив габбро-диабазов длиной до 6 км при мощности около 500 м. Габбро-диабазы, имеющие крутопадающую трахитоидность, секут полого залегающие толщи нижнего и, частью, среднего ятулия, но выклиниваются в периклинальном окончании антиклинали, сложенной верхнеятулийскими породами. Эти габбро-диабазы являются, по-видимому, интрузивными аналогами основных лав ятулийского вулканического комплекса и заполняют подводящий

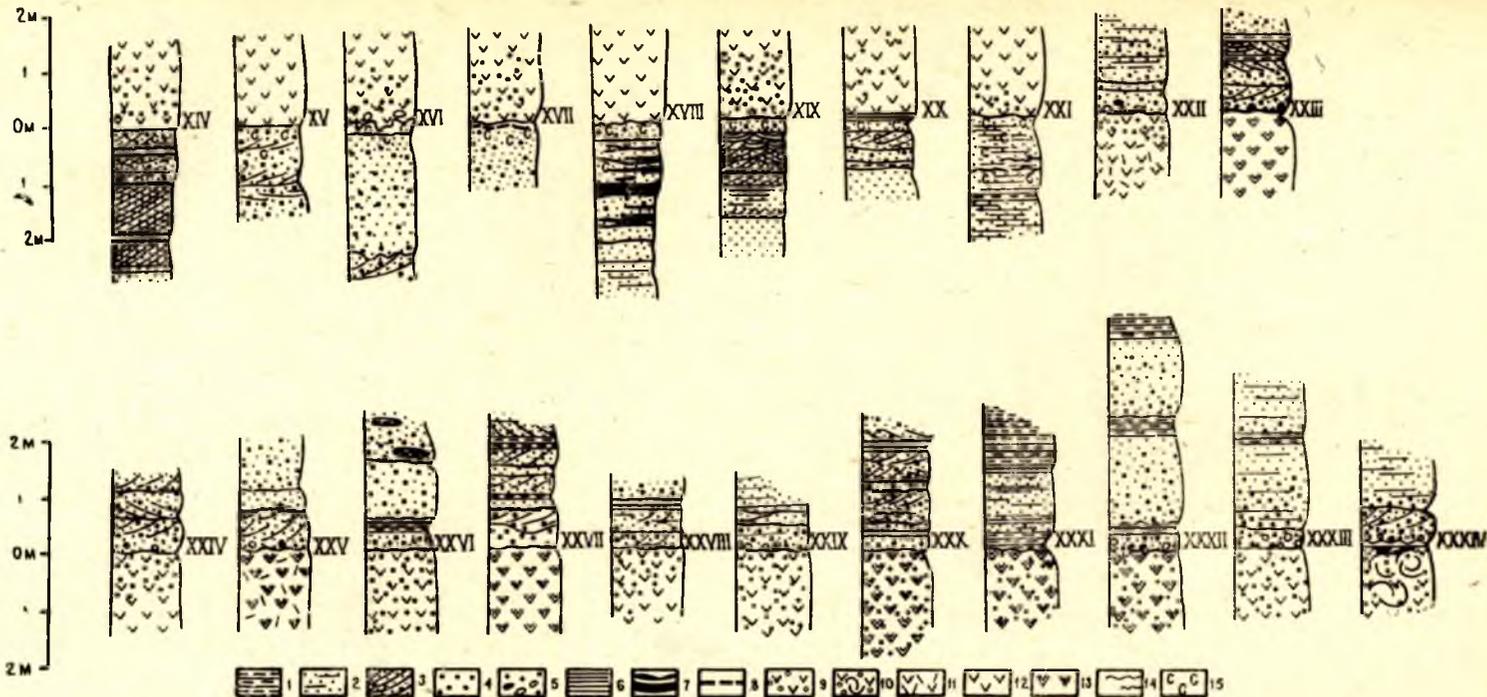


Рис. 6. Сводные колонки зон непосредственных контактов средне- и верхне-тулийских эффузивов с средне- и верхне-тулийскими осадочными породами:

XIV—XV — сев. окраина г. Медвежьегорска; XVI — р. Суна, пос. Гирвас; XVII — в 3,5 км к СВ от дер. Святнаволок, оз. Салваламби; XVIII — в 3 км к югу от г. Медвежьегорска; XIX — р. Кумса, Фенькина Ламбина; XX — оз. Селецкое, дер. Сельга; XXI — о. Шенонсари, оз. Сегозеро; XXII — оз. Селецкое, дер. Сельга; XXIII—XXIV — вост. берег оз. Сегозера; XXV — о. Шенонсари, оз. Сегозеро; XXVI — о. Макконсари, оз. Сегозеро; XXVII — вост. берег оз. Сегозера; XXVIII — Кармасельская губа, оз. Сегозеро; XXIX — руч. Луканоя, пос. Гирвас; XXX — о. Огмусари, оз. Сегозеро; XXXI—XXXII — вост. берег оз. Сегозера, около о. Дюльмяки; XXXIII—XXXIV — юж. берег оз. Сегозера.

1 — сланцы; 2 — песчаники мелко- и среднезернистые, горизонтальнослоистые; 3 — песчаники разномзернистые, косослоистые; 4 — песчаники крупнозернистые; 5 — гравелиты и мелкогалечные кварцевые конгломераты; 6 — туфы и туффиты; 7 — яшмовидные силициты; 8 — гематитовые сланцы; 9 — мандельштейны; 10 — мандельштейны с шароподобной текстурой; 11 — порфириты; 12 — диабазы афанитовые; 13 — диабазы выветрелые; 14 — знаки ряби; 15 — скарирование

канал трещинного типа. Подобного типа габбро-диабазы описаны и в районе водосливной плотины Пальеозерской ГЭС у пос. Гирвас.

Характеристика среднеятулийских вулканогенных пород будет неполной, если не отметить группу осадочных пород, фациально замещающих вулканиты в районе оз. Суоярви, Пялозера, Туломозера. Здесь, как уже отмечалось ранее, широко развиты туфогенные, глинистые породы, кремнистые доломиты и прослои (пачки) гематитовых руд (В. А. Соколов, 1963).

Все эти породы, по видимому, тесно парагенетически связаны с ятулийским вулканизмом, и, таким образом, входят в состав ятулийского вулканического комплекса, образуя группу собственно вулканогенно-осадочных пород (Г. С. Дзюценидзе, 1965; Л. Н. Ботвинкина, 1966).

Верхнеятулийские образования вулканического комплекса

Среди отложений верхнего ятулия описаны многочисленные интрузии габбро-диабазов, имеющие различный возраст и разнообразную морфологию тел.

По возрасту, определяемому сопряженностью интрузий габбро-диабазов со складчатыми структурами в ятулийских отложениях, можно выделить доскладчатые, соскладчатые и постскладчатые интрузии.

К числу доскладчатых интрузий относятся силлы и пластовые тела габбро-диабазов, согласно залегающие с верхнеятулийскими отложениями в районах озер Чинозера, Янгозера, Селецкого, Суоярви, р. Кумсы и т. д. (рис. 7). Вытянутые по простиранию на сотни метров (до 5—8 км) маломощные (до 50—80 м) тела габбро-диабазов отчетливо прослеживаются в крыльях структур, обнаруживая тесную пространственную связь с характером ятулийских пликативных структур. К интрузиям, сформированным в процессе складчатости ятулийских отложений, относятся преимущественно пластовые тела габбро-диабазов, заполняющие полукольцевые разломы на крыльях брахиантиклинальных

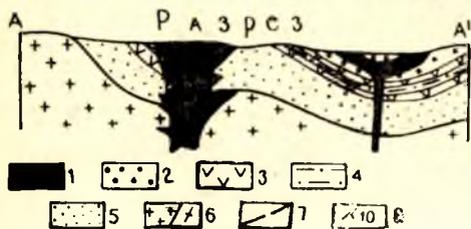
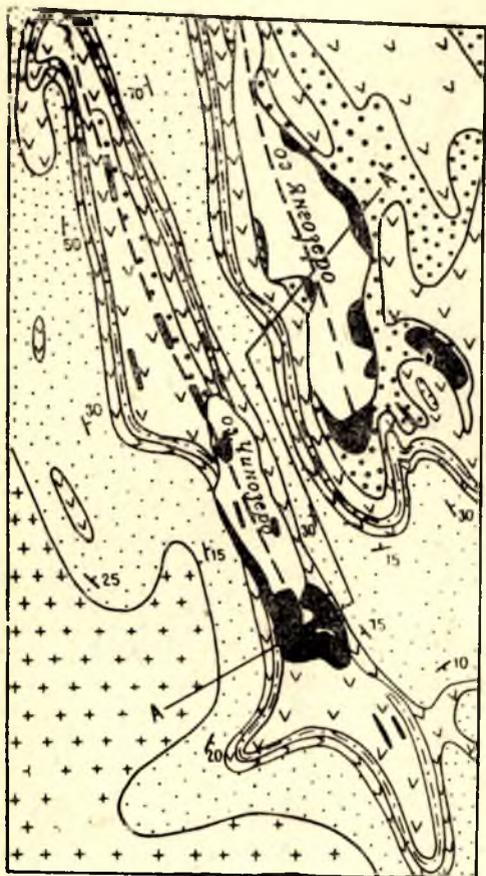


Рис. 7. Морфология тел габбро-диабазов юго-западной части Янгозерско-Селецкой структуры ятулия Центральной Карелии:

1—габбро-диабазы; 2—песчаники, сланцы верхней толщи; 3—диабазы, диабазовые порфириты, миндалекаменные диабазы; 4—песчаники средней толщи; 5—кварциты, кварцито-песчаники, конгломераты нижней толщи; 6—граниты и диабазы нижнего протерозоя; 7—зоны тектонических нарушений и разломов; 8—слоистость

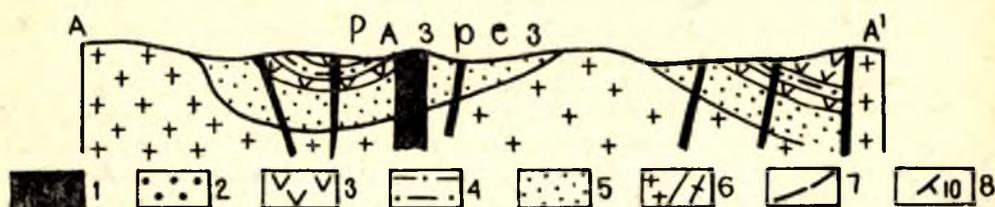
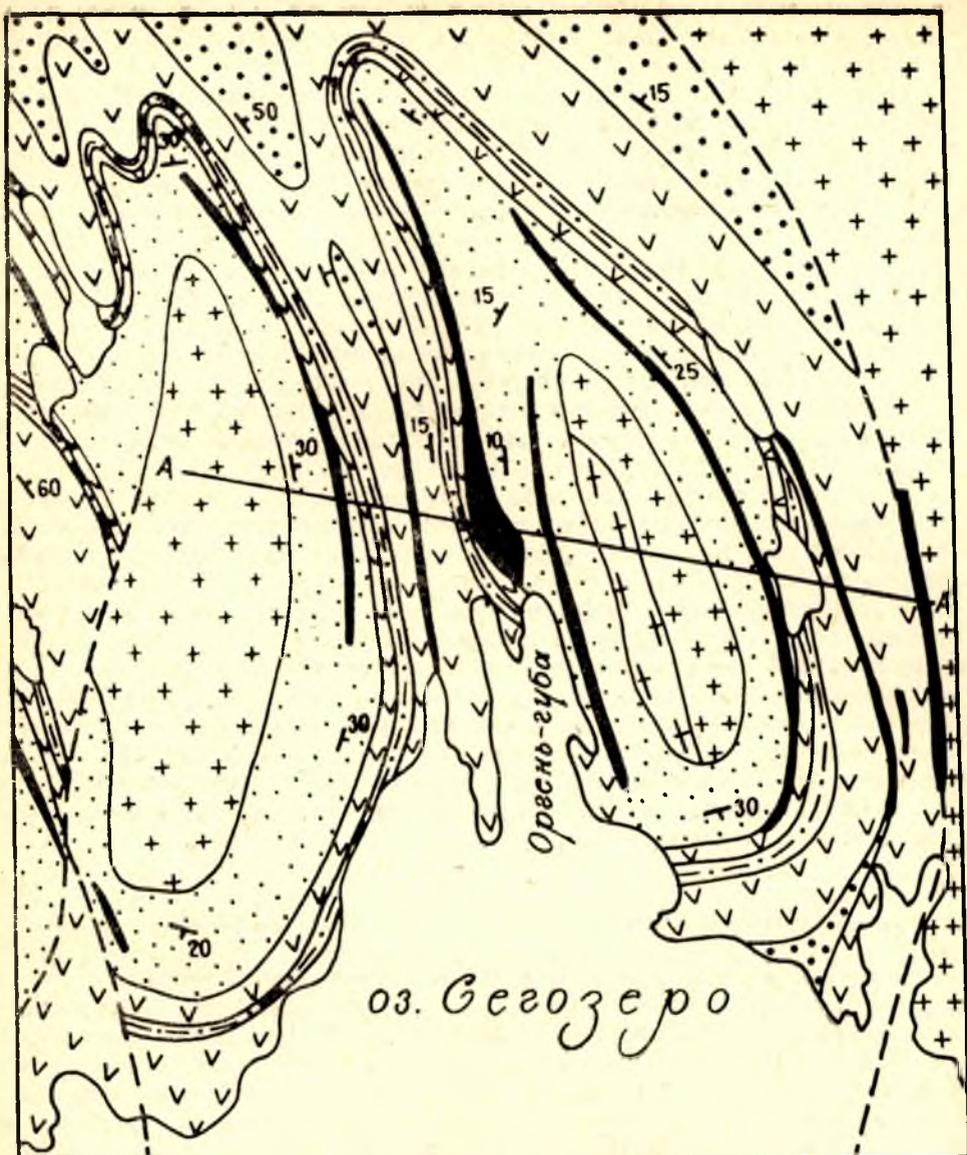


Рис. 8. Морфология тел габбро-диабазов центральной части Елмозерско-Сегозерской структуры ятулия Центральной Карелии:

1—габбро-диабазы; 2—песчаники, сланцы верхней толщи; 3—диабазы, диабазовые порфирыты, миндалекаменные диабазы; 4—песчаники средней толщи; 5—кварциты, кварцито-песчаники, конгломераты нижней толщи; 6—граниты и диабазы нижнего протерозоя; 7—зоны тектонических нарушений и разломов; 8—слоистость

структур, а также, вероятно, некоторые дайки, пространственно приуроченные к зонам разрывных нарушений, проходящих внутри ятулийских структур.

Наиболее типичные полукольцевые дайки мощностью до 40 м и длиной до 8—10 км описаны в районах северного берега оз. Сегозера (рис. 8). К данной группе тел габбро-диабазов относятся, по-видимому, маломощные, крутопадающие дайки, залегающие в зонах тектонических нарушений Янгозерско-Селецкой, а также Сегозерско-Елмозерской структур.

Постскладчатые интрузии, тесно связанные с крупными тектоническими разломами, по которым проходили блоковые подвижки ятулийских и доятулийских пород, располагаются главным образом по краям или реже в центральных частях ятулийских структур. В эту группу входят довольно мощные дайки (до 300—400 м) восточного крыла Сегозерско-Елмозерской и западного крыла Селецко-Янгозерской структур, а также штоковая интрузия габбро-диабазов южной части оз. Чин-озера.

В пределах ятулийских структур в ряде участков установлена группа интрузий габбро-диабазов, несколько отличающаяся как по особенностям состава, так и внутреннему строению от типичных ятулийских интрузивных образований перечисленных выше групп. К таким интрузиям относятся слабо дифференцированные в общем меланократовые, мощные тела габбро-диабазов типа койкарских и святнаволоцких, обнаруживающие отчетливую пространственную связь с зонами глубинных разломов, проходящих в осевых частях ятулийских структур и пересекающих все ятулийские образования. Строго говоря, интрузии такого типа являются несомненно постъятулийскими, и их, вероятно, следует относить или к позднеятулийским, или к раннеиотнийским образованиям. Специфической особенностью этих интрузий является их титано-магнетитовая рудоносность.

ФАЦИИ ЯТУЛИЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

В последние годы при исследовании древних магматических (интрузивных и вулканических) образований все шире применяется формационный метод их изучения (Н. С. Шатский, 1960; Ю. А. Кузнецов, 1964; И. Н. Казаков, 1966). Значительное внимание уделяется вопросу генетической связи между интрузивными и эффузивными породами, что нашло отражение в выделении «вулканоплутонических формаций» (Е. К. Устиев, 1963; Материалы симпозиума, 1966), но в то же время совершенно недостаточное внимание уделяется изучению парагенетических связей между вулканическими и осадочно-вулканогенными породами и влиянию вулканизма на формирование осадочных пород, что отмечено в ряде работ (Н. М. Страхов, 1963; Г. С. Дзоценидзе, 1965). При знавая справедливость такого рода замечаний, мы при комплексном изучении ятулийского вулканического комплекса обращали особое внимание на установление парагенетической связи между интрузивными, вулканическими и одновозрастными с ними осадочными породами. Подобного рода подход привел к установлению геологических, геохимических, минералогических и других критериев, позволяющих видеть сопряженность субвулканических, вулканических и вулканогенно-осадочных образований, составляющих парагенетический ряд фаций ятулийского вулканического комплекса (табл. 3). Выделены следующие фации и субфации:

- а) лавовая;
- б) туфовая;
- в) субвулканическая с субфациями: некковой (жерловой), дайковой, силлово-лакколитовой, штоковой;
- г) вулканогенно-кремнистая с субфацией яшмовой;
- д) отдаленно-кремнистая с субфациями: терригенно-яшмовой, карбонатно-яшмовой.

К лавовой фации ятулийского вулканического комплекса отнесены продукты наземных и подводных излияний основной лавы нижней и среднеятулийской вулканических фаз. Эти излияния были обычно многократными и поэтому в разрезах нижнего ятулия устанавливается до 4, а в разрезах среднего ятулия до 15 последовательно перекрывающих друг друга покровов или потоков. Суммарная мощность лав достигает 450 м, а площади, занимаемые ими, превышают 10 000 км². Как показало изучение разрезов более чем 200 лавовых потоков, по своему строению и мощности они неоднородны. Среди потоков мощностью от 30 до 50 м наиболее типичны лавовые потоки со следующим строением (снизу вверх):

1. Мелкозернистые (афанитовые) эпидотизированные диабазы → эпидотизированные диабазовые, роговообманковые порфириды → мандельштейны, иногда пенистые лавы с большим количеством силицитов.

2. Мелкозернистые эпидотизированные диабазы → роговообманковые порфириды → мандельштейны автобрекчии.

3. Мелкозернистые эпидотизированные диабазы → роговообманковые порфириды → шаровые лавы.

В потоках, имеющих мощность от 10 до 30 м, установлено более простое сложение:

4. Мелкозернистые эпидотизированные диабазы ↑ мандельштейны.

Потоки небольшой мощности (0,5—5—6 м) сложены:

5. Мелкозернистыми диабазами или

6. Шаровыми лавами.

В потоках типа 1, 2, 3, 4 мощность отдельных «зон» варьирует в широких пределах, но обычно наиболее мощными являются «порфиритовая зона», а также «мандельштейновая зона», что видно на рисунке 9.

В некоторых разрезах среднего ятулия было отмечено, что потоки 1-го типа (с широким развитием в кровле силицитов) преобладают в верхней части разреза лавовой толщи, а потоки типа 3, 6 (с шаровыми лавами) располагаются в ее основании.

Для большинства потоков характерно резкое асимметричное строение с постепенными (реже резкими) переходами от одной разновидности пород к другой. В основании потоков обычно находятся афанитовые диабазы, в разной степени эпидотизированные (с небольшими скоплениями миндалинов), выше — порфириды и в кровле — мандельштейны, пенистые лавы и другие породы, характерные для кровли потоков. Поверхность кровли лавовых потоков чаще неровная. Здесь отмечаются корки течения, лавовые струи. Потоки иногда перекрываются туфами, туфогенными породами. В ряде случаев наблюдаются эрозионные врезы и обломки основных пород в перекрывающих их грубозернистых осадках, а также коры выветривания на поверхности некоторых потоков. Одновременно в зоне нижнего контакта лавовых потоков наблюдается воздействие диабазов на подстилающие породы. Коэффициент окисления для эффузивов ($Fe_2O_3 : Fe_2O_3 + FeO$) меняется в широких пределах от 0,24 до 0,84, в то время как для габбро-диабазов он стабилен и равен 0,5. Все указанные признаки резко отличают лавовые потоки от силлов и даек габбро-диабазов, для которых присуще симметричное (афанитовые

**Сводная таблица фациальных особенностей и условий формирования
частично Юж**

Название фаши	Фациальные особенности пород							
	Название субфаши	Название пород	Характерные текстуры	Характерные структуры	Особенности минеральных преобразований	Морфология тел		
						Форма	Размеры	
Лавовая (эффузивная)	—	Диабазы, порфириды, мандельштейны, шаровые лавы, пенные лавы, а вобречки	Миндалекаменная, шаровая, шлаковая	Спилитовая, порфировая, аполитерсертальная, гломеропорфировая	Зеленокаменное изменение основных пород	Альбитизация, эпидотизация, хлоритизация, биотитизация	Потоки, покровы	Мощность 30—35 м, длина до 50 км, выдержаны по простиранию
	—	Туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники, алевротуффиты, псаммо-туффиты и т. д.	Слоистая, воднопопозневая, ко-сослоистая	Пелитовая, псаммитовая		Эпидотизация, хлоритизация, биотитизация	Слои, линзы, пачки	Мощность до 3 м, длина до 1 км, не выдержаны по простиранию
Субвулканическая	Некковая (жерловая)	Мелкозернистые, афанитовые габбро-диабазы, средне-крупнозернистые габбро-диабазы, пегматоидные габбро-диабазы, альбититы (карьялиты)	Массивные, такситовые, шпировые, трахитоидные	Диабазовая габбро-офитовая, интерсертальная, пойкилоофитовая	Альбитизация, эпидотизация и хлоритизация	Дайки, нейки	Мощность до 500 м, длина до 6—8 км	
	Дайковая						Линейные дайки	Мощность до 100 м, длина до 8 км, выдержаны по простиранию
	Силлово-лактовая						Силлы	По мощности и простиранию не выдержаны. Мощность от 50 м до 200 м, длина до 10 км
	Штоковая						Штоки	Размеры до 3×5 км
Вулканогенно-кремнистая	Яшмовая	Яшмовидные силициты	Полосчатая, слоистая	Пелитовая, криптокристаллическая	—	Слои, линзы, слои	Мощность до 1 м, длина до 15 м, не выдержаны по простиранию	
					Эпигенетическое изменение пород			

ятулийского вулканического комплекса в пределах Центральной и
ной Карелии

Фациальные обстановки					Парагенетические ассоциации пород	Типы оруденения
Оз. Елмозеро, сев. берег оз. Сегозера, сев. берег оз. Янгозера	Оз. Селецкое, южн. берег оз. Сегозера, южн. берег оз. Янгозера	п. Падун (р. Кумса) г. Медвежье-горск	Оз. Пальеозеро, пос. Гирвас, дер. Койкары	г. Повенец, оз. Туломозеро, оз. Суоярви		
Спокойные последовательные, многократные излияния основных лав в:					Лавы основного состава и их туфы с осадочными породами регрессивного этапа развития	Рудопроявления медноколчеданного типа
подводных условиях открытого бассейна	подводных условиях мелководного бассейна	прибрежных условиях	наземных условиях	подводных условиях с локальным распространением		
Вулканические извержения с расположением вулканических аппаратов вдоль трещинных структур с отложением пеплового материала в:					Туфы основного состава, обломочно-осадочные породы и лавы, реже гематитовые сланцы	?
условиях открытого бассейна	условиях мелководного бассейна	прибрежных условиях	наземных и мелководных условиях	?		
Внедрение основной магмы с активным механическим воздействием на вмещающую среду и с приуроченностью интрузирующих масс к зонам разломов, трещинным структурам растяжения и участкам отслоения в пликтивных структурах в гипабиссальных, приповерхностных условиях, в ряде случаев с выходом на дневную поверхность					Без видимой связи с породами иного состава	Медноколчеданные, титаномагнетитовые рудопроявления и месторождения (?)
?	Поступление кремнистого материала при фумарольно-сульфатарной деятельности и его хемогенное отложение в неровностях кровли лавовых потоков (покровов)			?		
?	Поступление кремнистого материала при фумарольно-сульфатарной деятельности и его хемогенное отложение в неровностях кровли лавовых потоков (покровов)			?	Лавы, туфы основного состава и яшмовидные сланцы	—

Название фаши	Название субфаши	Фашиальные особенности пород					Морфология тел	
		Название пород	Характер текстуры	Характерные структуры	Особенности минеральных преобразований	Форма	Размеры	
						Слойки, гнезда, линзы	Мощность до 1 м, не выдержаны по прости- ранию	
Отдаленно-кремнистая	Терригенно-яшмовая	Кремнистые песчаники, кремнистые сланцы	Слоистая, пятнистая, полосчатая	Полосчатая, криптокристаллическая, псаммитовая	—	Слойки, гнезда, линзы	Мощность до 1 м, не выдержаны по прости-ранию	
	Карбонатно-яшмовая	Кремнистые доломиты	Брекчированная, пятнистая	Криптокристаллическая, мозаичная, брекчиевидная	—	Слойки, слои	Выдержаны по прости-ранию	

породы у контактов и полнокристаллические в центре) строение, наличие полнокристаллических, шлировых и такситовых текстур, значительное количество лейкократовых минералов и пегматоидных шлиров, а также контактовые воздействия на вмещающие породы как в подошве, так и в кровле силлов.

Для пород лавовой фаши установлено наличие различных признаков течения лавы (см. статью В. А. Соколова и А. П. Светова в настоящем сборнике). Направления течения лавы, установленные по сумме признаков, совпадают с направлениями уменьшения мощности потоков

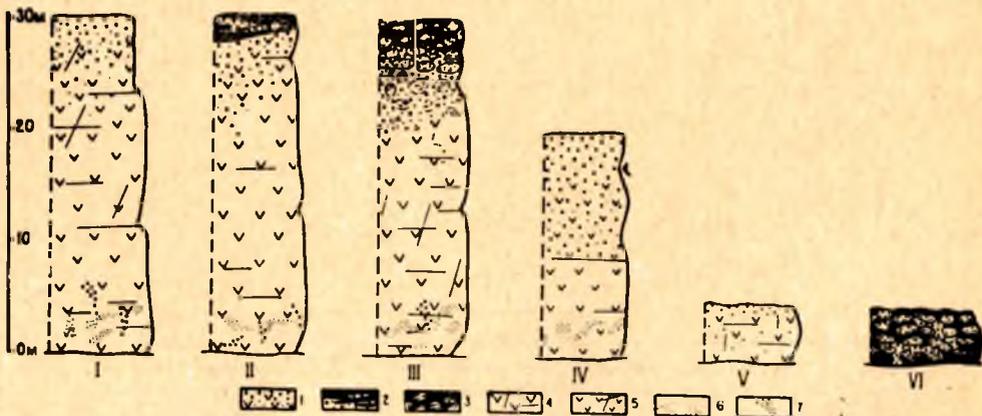


Рис. 9. Главные типы лавовых потоков ятулийского вулканического комплекса (объяснение см. в тексте):

1—мандельштейны, миндалекаменные диабазы; 2—автобрекчии, брекчированные диабазы; 3—шаровые лавы; 4—роговообманковые порфириды; 5—диабазы мелкозернистые, афанитовые, диабазы корочки заалки; 6—столбобразные скопления миндалитов; 7—участки эпидотизации мелкозернистых диабазов

Фациальные обстановки					Парагенетические ассоциации пород	Типы оруденения
Оз. Елмозера, сев. берег оз. Сегозера, сев. берег оз. Янгозера	Оз. Селецкое, южн. берег оз. Сегозера, южн. берег оз. Янгозера	п. Падун (р. Кумса) г. Медвежьегорск	Оз. Пальеозера, пос. Гирвас, дер. Койкары	г. Повенец, оз. Туломозера, оз. Суоярви		
?	?	Поступление кремнистого и железистого вулканогенного материала из удаленных вулканических аппаратов и его хомогенное отложение в прибрежных условиях и в условиях мелководного бассейна карбонатного осадконакопления			Сланцы, песчаники, гравелиты, яшмовидные силициты, кремнистые сланцы, гематитовые сланцы	Тонкие прослои, линзы гематитовых сланцев, не выдержанных как по простиранию, так и по мощности
?	?	?	Поступление вулканогенного кремнисто-железистого материала и его хомогенное отложение в условиях мелководного бассейна карбонатного осадконакопления		Доломиты, карбонатно-глинистые сланцы, кремнисто-гематитовые сланцы	Пачки рудных гематитовых сланцев

и выклинивания их из разреза и, таким образом, указывают на местоположение центров излияния лавы.

К **туфовой** фации вулканического комплекса, согласно классификации Э. Х. Мадатовым (1962), отнесены: туфы (хлорито-биотитовые, биотито-хлоритовые и хлоритовые), туффиты (псаммо-туффиты и алевро-туффиты) и туфогенно-осадочные породы (туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты).

Эти породы, генетически тесно связанные с ниже- и среднеятулийской фазами вулканизма, имеют ограниченное и неравномерное площадное распространение и незначительный объем. Они занимают различное стратиграфическое положение, встречаясь в основании и кровле лавовых толщ, а также совместно с осадочными породами внутри лавовой толщи между потоками основных лав. Туфы, туффиты и туфогенно-осадочные породы часто переслаиваются и слагают слои до 0,5—1,0 м, реже больше. Они имеют в общем невыдержанное залегание по простиранию, и редко удается проследить их прослои более чем на 300—400 м и, как исключение, на 3—5 км.

В составе **субвулканической** фации, представленной большим числом разновозрастных и морфологически разнообразных тел габбро-диабазов, по условиям залегания и механизму образования выделены следующие субфации: некковая (жерловая), дайковая, силлово-лакколлитовая, штоковая.

Некковая (жерловая) субфация описана пока только в двух пунктах и представлена подводными каналами для среднеятулийских эффузивов, широко развитых в районе Сегозера — Елмозера и Пальеозера — Сундозера, хотя геология пород лавовой и других фаций вулканического комплекса дает основание предполагать наличие подводных каналов и в ряде других районов (районы г. Медвежьегорска, оз. Янгозера и т. д.).

От Орченьгубы на северном берегу Сегозера в северо-западном направлении на протяжении 6 км при мощности до 500 м прослеживается крутопадающее тело трахитоидных разнородных габбро-диабазов, которое получило название Орченьского некка. В центральной части некка прослежены крупнозернистые, местами пегматоидные розовато-серые габбро-диабазы, которые к краевой части сменяются все более мелкозернистыми и более темноцветными разностями. Выше уже отмечалось, что габбро-диабазы секут пологозалегающие толщи нижнего и частью среднего ятулия, но, по-видимому, перекрываются верхнеятулийскими породами. Непосредственных переходов от габбро-диабазов к эффузивным породам не прослежено, но направление течения лавы и уменьшение мощностей и количества лавовых потоков прослеживаются от некка в основном на северо-запад, юг и юго-восток. Таким образом, по сумме геолого-вулканологических данных здесь устанавливается подводный канал с глубоким эрозионным срезом.

Второй подводный канал среднеятулийских эффузивов установлен в районе водосливной плотины Пальеозерской ГЭС у пос. Гирвас и получил название Гирвасского. По условиям обнаженности здесь вскрыта, по-видимому, только небольшая часть сложного вулканического аппарата, изучение которого еще продолжается. В самой предварительной форме можно отметить, что широко развитые здесь разнородные габбро-диабазы, имеющие крутое залегание, контактируют с порфиридами, автобрекчиями, мандельштейнами, афанитовыми диабазами скорками течения, в которых заключены оторженцы сланцевой брекчии. К зоне контакта тяготеет заполненное диабазовой эруптивной брекчией жерло, имеющее форму вытянутого эллипса и размеры 20×60 м. Среди основных пород наблюдаются зоны обильной турмалинизации. Кратко охарактеризованное жерло является, по-видимому, одним из элементов вулканической постройки более сложного строения. Здесь также как и в районе Орченьского некка направление течения лавовых потоков прослеживается в различные стороны, но преобладает течение на юг, юго-восток и северо-запад. К этому следует добавить, что к югу на расстоянии 2,0 км от пос. Гирвас в основании нижнего лавового потока, залегающего непосредственно на среднеятулийских речных отложениях, в диабазах наблюдаются крупные ксенолиты кварцито-песчаников, что свидетельствует о значительной энергии течения лав и близости их к месту излияния.

Дайковая субфация является наиболее распространенной. Она включает в себя большинство тел габбро-диабазов Селецко-Янгозерской и Сегозерско-Елмозерской структур. Дайки образуют линейно вытянутые тела протяженностью до 8 км и мощностью до 300 м и приурочиваются к краевым и внутренним разломам в ятулийских полискладчатых структурах.

Силлово-лакколитовая субфация представлена габбро-диабазами, которые образуют несколько крупных мощностью до 200 м в общем согласно залегающих с вмещающими породами силлов в замковых частях синклиналий структур в районе озер Янгозера, Селецкого и реки Кумсы. В ряде случаев согласно залегающие силлы по простиранию постепенно переходят вначале в пологие, а затем линейные крутопадающие дайки мощностью до 40—50 м (оз. Селецкое).

Штоковая субфация включает довольно крупные тела габбро-диабазов, наиболее характерное из которых описано на южном конце озера Чинозера. Чинозерский шток имеет сложное, несколько асимметричное строение и представлен афанитовыми диабазами, средне-крупнозернистыми, пегматоидными такситовыми и трахитоидными габбро-диа-

базами. Общая мощность пород Чинозерского штока не менее 1,2 км, длина его 6—8 км. Шток прорывает ятулийские отложения и располагается в ядре синклинальной структуры.

Общей характерной особенностью тел габбро-диабазов, слагающих все выделенные субфации, является их массивное, полнокристаллическое сложение, резкое преобладание полнокристаллических, однороднозернистых (реже такситовых и брекчиевидных) текстур над миндалекаменными и порфиробластическими.

Вулканогенно-кремнистая фация ятулийского вулканического комплекса представлена яшмовой субфацией, в состав которой входят яшмовидные силициты (кремнистые образования). Яшмовидные силициты — высококремнистые темно-зеленые, серые, вишневые и красновато-бурые породы, обладающие отчетливой полосчатостью, образуют прослои среди туфогенно-осадочных пород, линзы, пластовые залежи непосредственно в неровностях кровли лавовых потоков, жилы, секущие преимущественно мандельштейны, а также гнезда в цементе шаровых лав и, таким образом, обнаруживают тесную парагенетическую и пространственную связь с лавовой и туфовой фациями ятулийского комплекса. По условиям своего формирования яшмовидные силициты должны рассматриваться как образования, возникшие путем хемогенного осаждения кремнекислоты на незначительном удалении от источника ее выноса. Наиболее часто линзы и прослои яшмовидных силицитов отмечаются в разрезах среднеятулийской лавовой толщи восточного, южного берегов оз. Сегозера, в районе оз. Селецкого, а также среди нижнеятулийских лав Прионежья (район г. Медвежьегорска).

Отдаленно-кремнистая фация (по терминологии Н. С. Шатского, 1954), включает породы, обнаруживающие слабые пространственные связи с областями активного вулканизма, но содержащие предположительно вулканогенный кремнистый материал.

В пределах исследованной территории в составе отдаленно-кремнистой фации представляется возможным выделение двух пространственно разделенных групп пород, относящихся к терригенно-яшмовой и карбонатно-яшмовой субфациям.

К терригенно-яшмовой субфации относятся разномасштабные песчаники и сланцы средней толщи районов оз. Куйкъярви, рудника Воронов Бор, пос. Гирвас и других, содержащие большое количество хемогенного кремнезема в виде тонких прослоев, линз, бесформенных участков той или иной степени окремнения и цементации, невыдержанных как по простиранию, так и по падению. Формирование терригенно-кремнистых осадков происходило на некотором удалении от вулканических аппаратов в условиях резкой зависимости процесса осадконакопления от динамики водного бассейна. В случае образования песчаных косослоистых отложений в условиях волнения и интенсивного перемешивания терригенного материала присутствие вулканогенного кремнезема отмечается только в участках цементации, в условиях же спокойного осадконакопления и формирования горизонтальнослоистых серий кремнистый материал устанавливается в форме гнезд, линз, тонких слоев и прослоев.

Карбонатно-яшмовая субфация включает кремнистые доломиты, широко распространенные в составе среднего ятулия в Прионежье и в районе озер Суоярви и Туломозера.

Кремнистые доломиты характеризуются наличием в их основной массе скоплений свободного кремнезема до 10—30% от общей массы породы. Кремнистый материал встречается в форме линзообразных

скоплений, тонких прослоев, гнезд, а также различных размеров и формы желваков и стяжений.

Характерной особенностью расположения кремнистого материала в доломитах является его согласное залегание с первично-осадочными (слоистыми) текстурами как доломитов, так и прослоев песчано-глинистого состава.

Прослои, отдельные слои и пачки кремнистых доломитов в разрезах терригенно-карбонатных отложений ятулия довольно выдержаны по простиранию и иногда являются своеобразными маркирующими горизонтами.

Некоторые данные по морфологии, составу, химизму и литологии кремнистых доломитов изложены в монографии В. А. Соколова (1963).

Основным источником кремнистого материала по нашим представлениям была поствулканическая гидротермально-сульфатарная деятельность и, вероятно, также поступление некоторого его количества за счет взаимодействия раскаленного пеплового и лавового материалов с морской водой (С. И. Набоко, 1958; М. А. Петрова, 1962; Г. С. Дзоценидзе, 1965 и др.).

История формирования ятулийского вулканического комплекса

Формирование ятулийского вулканического комплекса тесно связано с ходом геологического развития территории Карелии в ятулийское время, которое протекало в геотектонических условиях перехода от геосинклинали к платформе, а для районов Центральной Карелии в субплатформенных условиях. Не останавливаясь на начальных этапах истории формирования нижнеятулийских отложений, то есть эпохе пенепленизации доятулийского основания, блоковых движениях и накоплении полифациальных в основном песчаных осадков, перейдем ко времени предшествующему нижнеятулийскому излиянию лав. В это время здесь происходило формирование разнофациальных осадков. Примерно севернее линии г. Медвежьегорск — оз. Янгозеро — дер. Лубосалма отлагались кварцевые песчаники с серицитовым и карбонатным цементом, гравелиты, глинистые сланцы-продукты бассейновой, терригенной и мелководно-бассейновой фациальных обстановок. В кровле этих отложений по погрубению осадков и другим признакам устанавливается их регрессивный характер. Южнее шло накопление сравнительно мало мощных пачек песчаников, гравелитов и кварцевых конгломератов прибрежной и континентальной фациальных обстановок, которые широким шлейфом окаймляли области поднятий, подвергавшиеся денудации. В конце нижнего ятулия произошла регрессия, которая сопровождалась вулканической деятельностью. Анализ фактического материала по площадному распространению вулканических пород и строению их разрезов (рис. 10) показывает, что наиболее интенсивные излияния лав приурочиваются к полосе раздела между областями развития континентальных и бассейновых отложений, то есть к районам г. Медвежьегорска, оз. Янгозеро, оз. Сегозера, где, по-видимому, и находятся центры излияний. В этих районах лавовые излияния повторялись многократно, разделяясь промежутками времени, достаточными для отложения прослоев туфогенных пород. Течение лавы происходило в основном в северных и южных румбах, при этом в северном направлении наблюдается также выклинивание лавовых потоков. В южном направлении количество потоков уменьшается, но не установлено, достигали ли они района оз. Суоярви, оз. Пяозера или здесь были самостоятельные центры

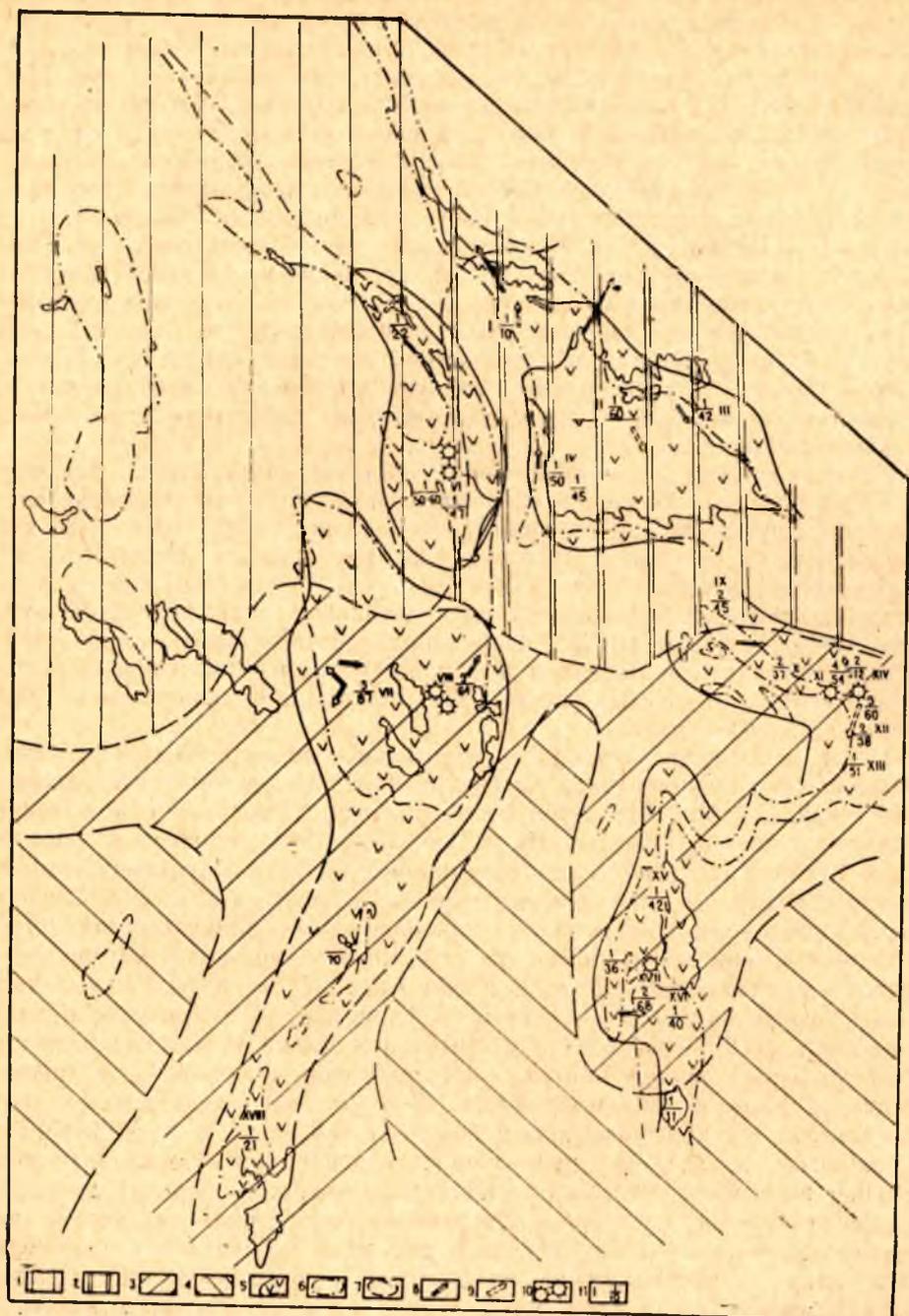


Рис. 10. Палеовулканическая схема нижнеятулийской фазы вулканизма. (Центр. и Южн. Карелия):

1—бассейновая с терригенным осадконакоплением; 2—бассейновая мелководная; 3—прибрежная; 4—аллювиально-озерная (континентальная); 5—площади подводных и континентальных излияний основной магмы; 6—контуры современного распространения ятулийских структур; 7—предполагаемые границы фациальных обстановок; 8—средние векторы падения косої слоистости; 9—направление течения лавовых потоков; 10—центры эффузивных излияний; 11—арабские цифры соответствуют номеру колонки лав (рис. 3), дроби: в числителе—количество потоков в разрезе, в знаменателе—мощность лав

излияний. Течение лав осуществлялось по впадинам рельефа предположительно субмеридионального направления, причем в ряде пунктов установлено выклинивание потоков на конседиментационных поднятиях. Излияния лав проходили в подводных и континентальных условиях. Так, в районах озер Сегозера, Селецкого и Янгозера излияния носили преимущественно подводный характер. Здесь отмечается в ряде случаев переслаивание лав с прослоями хорошо отсортированных тонкослоистых (до ритмичнослоистых) туфов и туффигов, лавы имеют более свежий внешний вид, темно-зеленый цвет, низкую степень окисления, в то время, как в Прионежье (г. Медвежьегорск, дер. Святнаволок, пос. Гирвас и т. д.) излияния проходили преимущественно в условиях субконтинентальной обстановки. Здесь часто диабазы лавовых потоков приобретают палево-бурую, светло-бурую, красновато-бурую, темно-бурую окраску, характеризуются весьма высокой степенью окисления. Туффо-генно-осадочные породы имеют слабую сортировку вулканогенного и терригенного материалов, плохо выраженную слоистость и несколько большие мощности.

Излияния, судя по коэффициенту палеоэксплозивности, равному 4—5%, в основном были довольно спокойные. Выбросы пирокластического материала предшествовали (район Прионежья) излияниям, сопровождали их (в районе Янгозера туфы перекрывают первый поток) и происходили в заключительную стадию вулканизма (в районе оз. Сегозера, где туфы, перекрывая поток, подстилают осадки среднего ятулия). Излиянием лав, которое сопровождалось выбросами пирокластического материала и активной поствулканической фумарольно-сульфатной деятельностью закончилось формирование вулканогенных отложений нижнего ятулия.

После небольшого периода тектонического покоя в Южной и Центральной Карелии произошла частичная инверсия тектонических движений. Наряду с продолжавшей свое развитие Центрально-Карельской седиментационной областью (В. А. Соколов, 1964), произошло обособление Южно-Карельской седиментационной области опускания, захватившей площади в Прионежье, районе Туломозера и т. д. В Северо-Карельской области происходило накопление бассейновых песчаных осадков с глинистым и карбонатным цементом, мощность которых меняется в пределах 50—100 м. В Южно-Карельской области накапливались в основном морские глинисто-песчаные и карбонатные осадки (мощность их 100—200 м). На значительной площади, разделяющей эти области, формировались континентальные (речные, озерные и др.) песчано-гравелитовые осадки мощностью 10—40 м. Все перечисленные осадки залегают на подстилающих породах (в том числе и на эффузивах) с размывом. В середине среднеятулийского времени произошла значительная регрессия, которая предшествовала второму периоду вулканической деятельности. Судя по площадному распространению лав и элементам их течения, основные линии расколов, по-видимому, унаследовали план их расположения, заложенный в предшествующее время. Однако расположение этих линий в среднем ятулии проступает более отчетливо. Линии расколов приурочиваются к краю поднятия, разделяющего две седиментационные области и иногда радиально отходят от него. В этом районе наиболее резко проявилась и регрессия. Такие районы, к которым приурочены излияния лав и где установлены подводящие каналы, располагаются на линиях пос. Гирвас — дер. Святнаволок, дер. Чинозеро — оз. Селецкое, г. Медвежьегорск — пос. Падун, Орченьгуба — оз. Сегозеро — оз. Елмозеро и т. д.

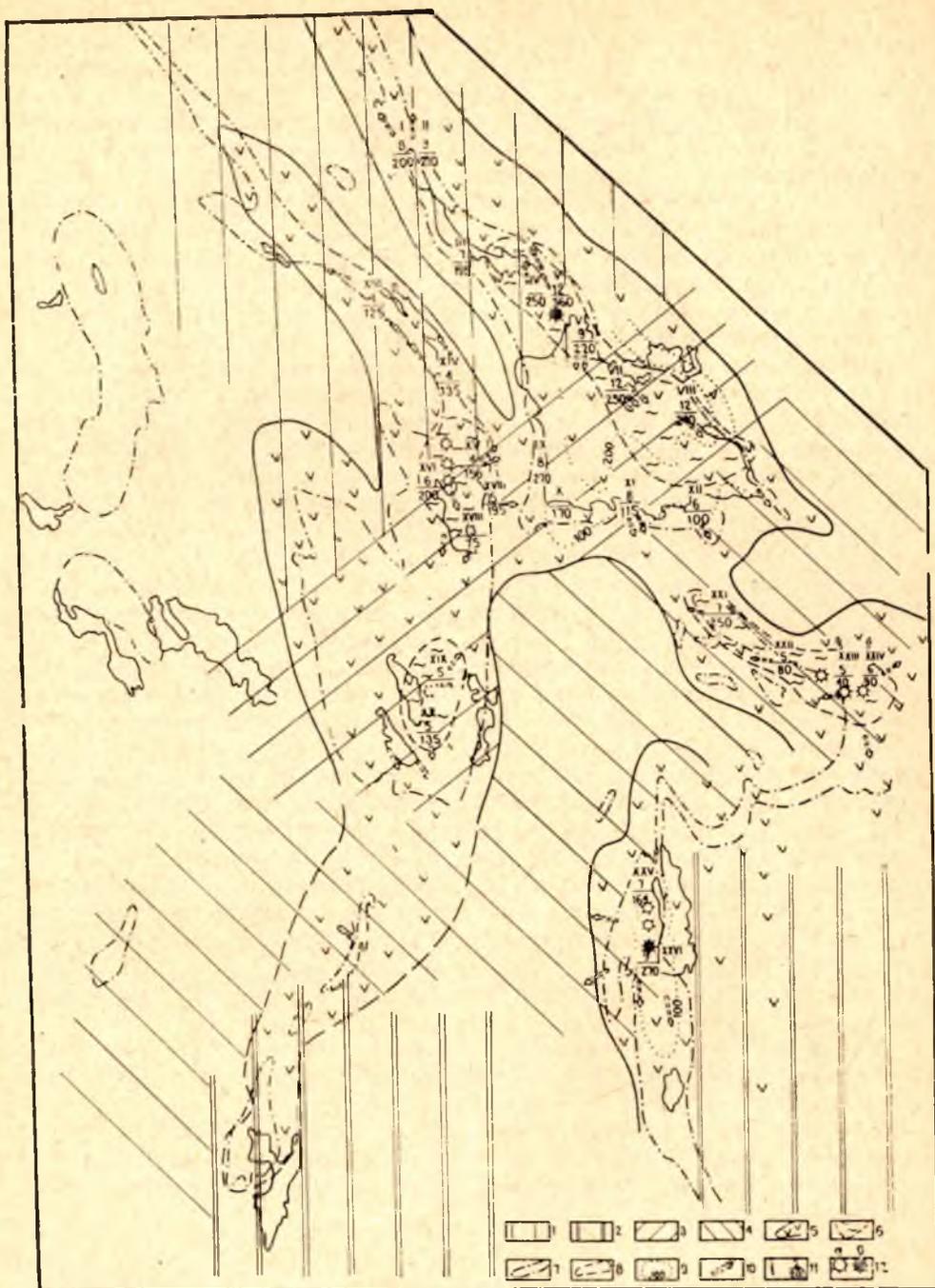


Рис. 11. Палеовулканологическая схема среднеятулийской фазы вулканизма (Центр. и Южн. Карелия):

Фациальные обстановки: 1—бассейновая с терригенным осадконакоплением; 2—бассейновая с карбонатным осадконакоплением; 3—прибрежная; 4—аллювиально-озерная (континентальная); 5—площади подводных и континентальных излияний основной магмы; 6—площади туфогенного осадконакопления; 7—контуры современного распространения ятулийских структур; 8—предполагаемые границы фациальных обстановок; 9—изогипсы лавовых покровов; 10—направление течения лавовых потоков; 11—арабские цифры соответствуют колонке лав рисунка 5, дробь: в числителе—количество лавовых потоков в разрезе, в знаменателе—мощность лав; 12—центры лавовых излияний; а—предполагаемые, б—установленные

Излияния лав происходили многократно, и в отдельных участках устанавливалось до 11 потоков, перекрывающих друг друга. Излияния носили подводный и наземный характер. В районе озер Елмозера и Маслозера лавы изливались в условиях открытого бассейна, в районе озер Сегозера, Селецкого и Янгозера — в прибрежных мелководных условиях, в районе г. Медвежьегорска, пос. Гирваса, дер. Койкары лавы перекрывали речные и озерные отложения. Судя по коэффициенту эксплозивности, равному 2%, излияния имели спокойный характер, выбросы пеплового материала были незначительными. Отдельные лавовые потоки протягиваются на десятки километров и перекрывают большие площади, выступая уже как покровы. Основные направления течения лавы были те же, как и в нижнем ятулии — в северных и южных румбах, хотя в ряде участков наблюдается течение и субширотного направления.

Одновременно с формированием лав, накоплением туфогенного материала, а также яшмовидных силицитов на значительных площадях Центральной Карелии в районах Прионежья, оз. Суоярви, оз. Туломозера продолжал существовать морской бассейн, в котором шло накопление карбонатного материала. Влияние вулканизма сказалось здесь в обильном привносе кремнистого материала, осаждавшегося вместе с доломитами, а также туфогенного материала, который смешивался с глинистым и шел на образование сланцев. Вероятно, также с вулканическими процессами генетически связаны и значительные накопления железа, которые в виде гематитовых прослоев залегают в кровле среднего ятулия в районе Прионежья, озер Суоярви, Туломозера.

За периодом излияния среднеятулийских лав последовал этап относительного тектонического покоя, с которым связано образование на поверхности лавового плато в районе Сегозера кор выветривания.

В верхнеятулийское время закончилось формирование ятулийского вулканического комплекса, когда в толще верхнеятулийских осадков внедрились sillы габбро-диабазов, а в зонах разломов, секущих ятулийские толщи, а также ятулийские тектонические структуры, сформировались дайки и штоки, представленные габбро-диабазами. Все эти образования субвулканической фации были охарактеризованы выше. Здесь же важно подчеркнуть, что пространственно габбро-диабазы тяготеют к тем же зонам разломов, которые выводили на поверхность нижне- и среднеятулийские лавы. Таким образом, проявление фаз ятулийского вулканизма тесно связано с эпохами периодического оживления активности глубинных разломов.

Заканчивая краткое описание геологии ятулийского вулканического комплекса, следует указать, что расшифровка многих черт условий его формирования выдвигает на повестку дня ряд новых вопросов, основной из которых: «В каких геологических, петрохимических и других взаимоотношениях находятся ятулийский и суйсарский вулканические комплексы». Решение этого вопроса имеет важное теоретическое и практическое значение.

ЛИТЕРАТУРА

Ботвинкина Л. Н., Е. А. Соколова. О двух способах формирования вулкано-осадочных пород. ДАН СССР, № 5, т. 170, 1966.

Гилярова М. А. Стратиграфическое положение суйсарского вулканического комплекса. Уч. зап. ЛГУ, серия геол., вып. 7, № 209, 1956.

Гилярова М. А. Опыт изучения древних эффузивов и пирокластов. Сб.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, «Недра», 1966.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. «Недра», 1965.

- Елисеев Н. А. О сегозерских спилитах. Зап. Российского минералог. об-ва, часть 57, вып. 1, 1928.
- Казачков И. Н. Осадочные и вулканогенные формации Западного Саяна. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 128, 1966.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация. Тр. Спб. об-ва естествоисп., т. XIX, 1888.
- Мадатов Э. Х. Пирокластические горные породы. Баку, 1962.
- Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности. «Наука», КазССР, Алма-Ата, 1966.
- Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. Изд. АН СССР, тр. лаборатории вулканологии, вып. 16, 1958.
- Петрова М. А. Вулканизм и проблемы образования силицитов. Сб.: «Вопросы вулканизма», Госгеолтехиздат, 1962.
- Рийконен О. А. К геологии протерозоя побережья Сегозера. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI, 1960.
- Соколов В. А. К геологии верхнекарельских образований северного Прионежья. Тр. Карело-Финск. филиала АН СССР, вып. III, 1955.
- Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. Карельск. фил. АН СССР, изд. АН СССР, М.—Л., 1963.
- Соколов В. А. К геологии и палеогеографии ятулия Карелии. В кн.: «Геология докембрия». Докл. сов. геологов, XXII сессия, проблема № 10, «Недра», 1964.
- Соколов В. А. Вопросы геологии ятулия Карелии. Сб.: «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Петрозаводск, 1966.
- Соколов В. А., Л. П. Галдобина и др. Новый вулканический комплекс в протерозое Карелии. ДАН СССР, № 3, т. 161, 1965.
- Соколов В. А., Л. П. Галдобина и др. К литологии и палеогеографии ятулийских отложений района Сегозеро — Елмозеро. Сб.: «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии», Петрозаводск, 1966.
- Соколов В. А., К. И. Хейсканен. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии. Сб.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, 1966.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. Гостехиздат, 1963.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, серия I, вып. 5, изд. АН СССР, Л., 1935.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма, плутонизма. Вулканоплатонические формации. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1963.
- Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. Тр. Ленингр. геол. управл., вып. 23, 1941.
- Шатский Н. С. О марганцевых формациях и металлогении марганца. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1954.
- Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1960.
- Eskola P. The mineral development of basic rocks in the karelian formations. Fennia, 45. № 19, 1925.

М. Г. ПОПОВ

**МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
РАЙОНА ХЮРСЮЛЯ — КИВАЧ****ВВЕДЕНИЕ**

Структурная зона Ведлозеро — Хюрсюля — Кивач, сложенная нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями, привлекала внимание геологов с конца XVIII века, когда в ее пределах были открыты первые колчеданные месторождения. Начиная с этого периода, геологические исследования данного района продолжались с перерывами до настоящего времени. Обширные геологические и геолого-разведочные работы на территории Ведлозеро — Кивач были проведены партиями Северо-Западного геологического управления в период 1945—1957 гг.

Все геологические исследования СЗГУ и Карельского филиала АН СССР в этом районе в основном сводились к стратиграфическому расчленению нижнепротерозойской толщи.

На основании работ сотрудников Института геологии (Петрозаводск) в 1963—1965 гг. и обобщения материалов предыдущих исследователей в данной статье впервые делается попытка выделить магматические формации для этой территории. Для петрохимических выводов использовано 190 полных силикатных анализов пород района.

Термин «формация изверженных горных пород» в данной статье употребляется в понимании Ю. А. Кузнецова (Ю. А. Кузнецов, 1964).

В формации объединены изверженные горные породы, имеющие генетическое родство, сходное возрастное и структурное положение, близкие петрохимические свойства и петрографический состав.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ФОРМАЦИИ

В районе выделены следующие формации изверженных горных пород (от древних к молодым):

вулканогенная диабазовая,
вулкано-плутоническая андезито-дацитовая,
интрузивная габбро-гипербазитовая,
гранитная.

Ввиду малого фактического материала гранитная формация в статье не рассматривается.

Наиболее древними образованиями района Хюрсюля—Хаутаваара—Кивач являются основные породы диабазовой вулканогенной формации,

На шаровых лавах, метадиабазлах и габбро-диабазлах в различных частях района залегают элювиально-делювиальные брекчии, амфиболовые, серицит-кварц-полевошпатовые и кремнистые сланцы, грубозернистые кварц-полевошпатовые и полевошпатовые песчаники, покровы андезито-дацитового состава, их туфобрекчии, туфы, туфосланцы. Такая пестрота литологического состава пород, по-видимому, свидетельствует о расчлененном древнем рельефе в период осадконакопления и о фациальной изменчивости условий осадконакопления даже на значительных расстояниях. Фациальная смена пород хорошо видна на схематической геологической карте района дер. Хаутаваара (рис. 2).

Предыдущими исследованиями все вышеупомянутые вулкан-кластические и терригенные образования района Хюрсюля — Хаутаваара были объединены в одно поле интрузивных кварцевых порфиров.

Юго-западнее ст. Хаутаваара впервые в данном районе на габбро-диабазлах были встречены элювиально-делювиальные брекчии мощ-

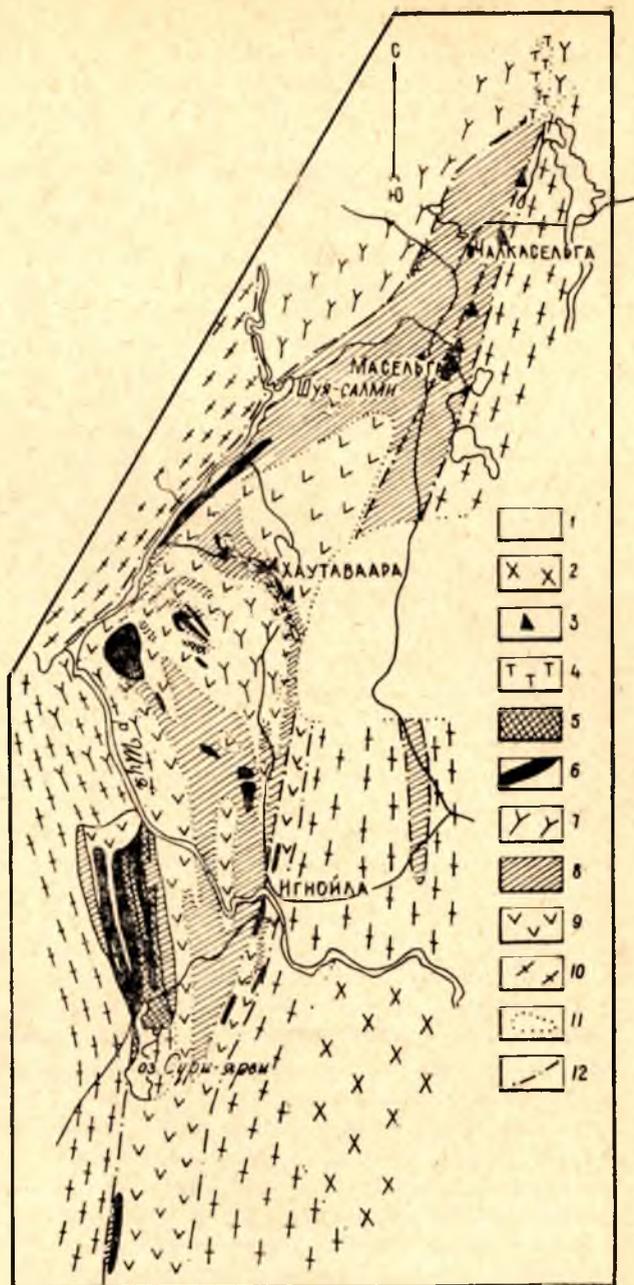


Рис. 1. Схема геологического строения района Хюрсюля — Кивач. Составил М. Г. Попов по материалам автора; В. И. Робонена, М. Г. Попова, С. И. Рыбакова (1964); К. О. Кратца (1962); С. Б. Лобач-Жученко (1963, 1961); З. А. Бурцевой, А. М. Носиковой; Н. И. Апухтина (1962); М. Е. Зильбера (1956), С. Э. Бреслер, Е. П. Молотковой (1955):

1 — четвертичные отложения; 2 — граниты рапакиви; 3 — залежи серного колчедана; 4 — габбро-нориты; 5 — феррогабброиды и железистые пироксениты; 6 — метаоливиниты, метаперидотиты, метапироксениты и серпентиниты по ним; Андезито-дацитовая вулканоплутоническая формация; 7 — гранодиориты; 8 — нерасчлененная толща вулкан-кластических пород среднего состава и осадочных образований с колчеданным орудением; 9 — диабазовая вулканогенная формация; 10 — нерасчлененные Аг и Рт граниты, гранито-гнейсы; 11 — границы пород; 12 — зоны разломов

ностью около 1,5 м, которые вверх по разрезу перекрываются мелкогалечными полимиктовыми конгломератами (мощность 0,7 м). Последние вверх сменяются серицито-кварц-полевошпатовыми и графитистыми сланцами.

Линзы и прослои аналогичных конгломератов были встречены южнее дер. Хаутаваара в 1956 г. геологами Карельской комплексной экспедиции и в 1966 г.

С. И. Рыбаковым в 1,4 км западнее дер. Хаутаваара. В этих двух точках полимиктовые конгломераты отделены от шаровых лав и метадиабазов тридцатипятиметровой пачкой переслаивающихся амфиболовых, биотито-амфиболовых, кремнистых и графитистых сланцев.

В конгломератах содержится галька метадиабазов, амфиболовых, кремнистых и графитсодержащих сланцев, плагиопорфиров, кварцитов.

В районе дер. Хаутаваара конгломераты по простиранию переходят в биотито-амфиболовые сланцы и грубозернистые кварц-полевошпатовые песчаники. Последние имеют петрографический состав, близкий к пирокластам плагиопорфиров.

Таким образом, мелкогалечные полимиктовые конгломераты, которые предыдущими исследователями (В. И. Робонен, 1960) относились к сариолийским, скорее всего являются внутрiformационными нижнепротерозойскими.

Факты образования обломочных пород за счет разрушения, переноса и отложения вулканокластических образований андезито-дацитового состава, присутствие в них даек и возможно эффузивов плагиопорфиров, развитие их в одних и тех же структурах, фаціальная смена друг друга в пространстве — все это свидетельствует о формировании этих пород в один и тот же период.

Кроме того, намечается пространственная, временная и генетическая связь даек плагиопорфиров, кварц-плагиоклазовых порфиров, диоритовых порфиритов и интрузий гранодиоритов с эффузивами андезито-дацитового состава. Вышеперечисленные интрузивные образования прорывают породы диабазовой формации, вулканокластические и осадочные образования андезито-дацитовой формации.

В свою очередь все вышеупомянутые породы прорываются дифференцированными и недифференцированными интрузиями основных — ультраосновных пород и содержатся в них в виде ксенолитов (р-ны Хюрсюля, Хаутаваара, Кивач).

В массивах ультраосновных пород отмечаются дайки амфиболизированных габбро-диабазов и диабазов. Южнее дер. Хаутаваара дайка габбро-диабазы, секущая полимиктовые конгломераты, разлинзована и «пропитана» мелкой вкрапленностью пирита. В участках пиритизации в породе дайки отмечается появление зерен голубого и серого кварца.

Промышленные залежи серного колчедана образовались после внедрения ультраосновных пород. На это указывает приуроченность сплошных тонко- и мелкозернистых пиритовых руд к зонам рассланцевания и гидротермального изменения в массивах гипербазитов; в дайках амфиблизированных габбро-диабазов, диабазовых порфиритов, плагиопорфиров, в породах диабазовой формации и в осадочных образованиях (Шуйское, Хаутаваарское месторождения). Возможно, колчеданные руды сформировались в результате переотложения под воздействием плагиомикроклиновых слюдяных гранитов сульфидного оруденения, связанного с образованием андезито-дацитовой формации.

Интрузии ультраосновных пород секутся дайками плагиоклазовых, плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов (р-н Суриярви).

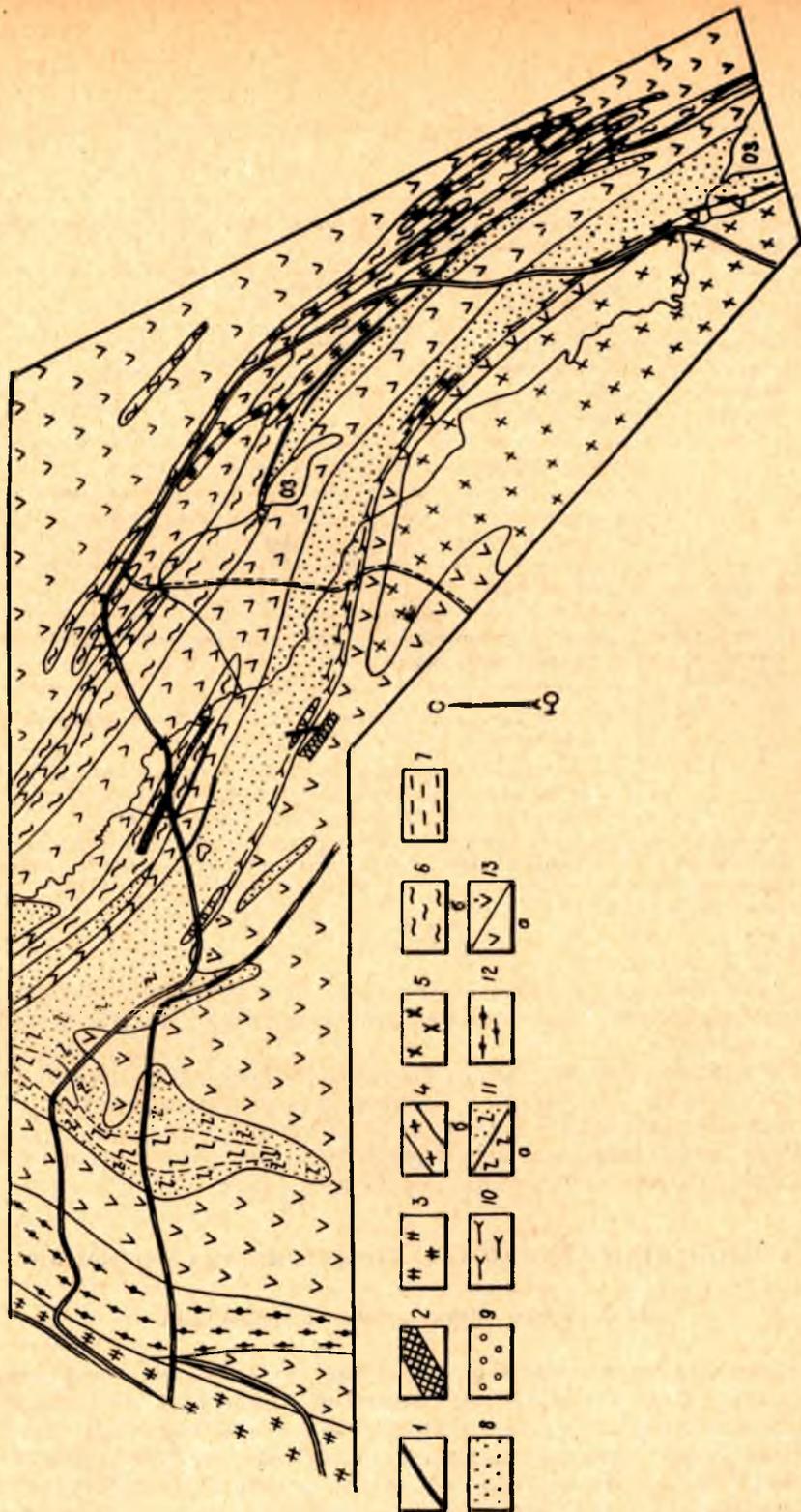


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района д. Хаутаваара. Составил М. Г. Попов по материалам автора; С. Э. Бреслер, Е. П. Молотковой (1956):

1 — залежи серного колчедана; 2 — амфиболитизированные габбро-диабазы; 3 — ультраосновные породы; 4 — кварц-полевошпатовые порфиры; 5 — гранодиориты; 6 — графитистые сланцы; 7 — серицито-кварц-полевошпатовые сланцы; 8 — кварц-полевошпатовые песчаники, кремнистые сланцы с прослоями графитистых сланцев; 9 — мелкогалечные полимиктовые конгломераты; 10 — амфиболовые, биотито-амфиболовые сланцы; 11 — а) эффузивы плагинпорфиров, б) нерасчлененные эффузивы и туфы плагинпорфиров; 12 — покровы метаандезитов и их туфы; 13 — а) метадиабазы, метагаббро-диабазы, б) шаровые лавы метадиабазов

	Формации изверженных горных пород	Породы
Протерозой	Гранитная формация	Плагиоклазовые, плагиомикроклиновые и микроклиновые слюдяные граниты
	—	Пирротиновые руды Промышленные залежи пиритовых руд
	Габбро-гипербазитовая формация	Тела амфиболизированных габброидов, диабазов
		Габбро-нориты
		Феррогабброиды, горнблендиты, пироксениты Метапироксениты, метаперидотиты, метаоливиниты, серпентиниты по ним
Андезито-дацитовая вулканоплутоническая формация	Гранодиориты	
	Дайки плагиопорфиров, кварц-полевошпатовых порфиров, диоритовых порфиритов	
	Графитистые, кремнистые, серицито-кварц-полевошпатовые, амфиболовые, амфиболо-биотитовые сланцы Кварц-полевошпатовые песчаники, мелкогалечные конгломераты, брекчии, эффузивы андезито-дацитового состава, их лавобрекчии, туфобрекчии, туфы, туфосланцы	
Диабазовая вулканогенная формация	Шаровые лавы, метадиабазы, метагаббро-диабазы, метагаббро	

В зонах контакта с вышеупомянутыми гранитами гипербазиты превращены в слюдиты, тремолитовые, тремолито-карбонатные и амфиболовые сланцы.

На основании вышеперечисленных фактов намечается следующая последовательность формирования изверженных горных пород района Хюрсюля — Хаутаваара — Кивач (см. табл.).

Общее представление о структуре и геологическом строении района дает схематическая карта зоны Хюрсюля — Кивач (рис. 2).

ГЕОЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИИ

Диабазовая вулканогенная формация

Диабазовая вулканогенная формация представлена эффузивными телами метадиабазов и их интрузивными аналогами. В современном эрозийном срезе эти породы обнажаются в антиклинальных перегибах. Наибольшим развитием они пользуются на участке, ограниченном с севера широтой оз. Няльмозера, а с юга — широтой оз. Виетуккалампи.

Кровельные части эффузивов представлены массивными афанитовыми породами. Иногда они имеют четко выраженную шаровую отдельность. В 10—30 м от кровли зернистость пород заметно увеличивается. По внешнему облику и структуре метагаббро-диабазы срединных частей потоков и предполагаемых интрузий очень сходны. Как те, так

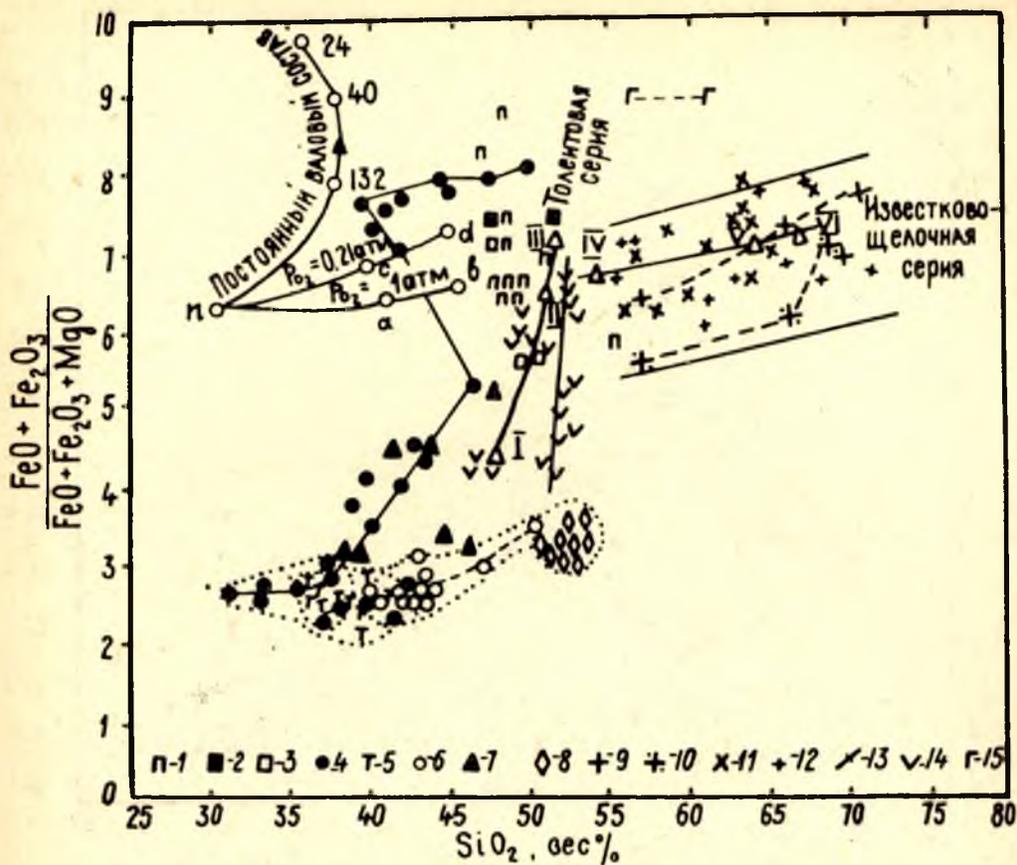


Рис. 3. Диаграмма $\frac{\text{FeO} + \text{F}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{F}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} - \text{SiO}_2$ (вес. %) изверженных пород района Хюрсюля — Кивач (для сравнения на диаграмму нанесены экспериментальные кривые и кривые магматических серий по Осборну (Osborn, 1959).

Дайки основных пород: 1—р-на Хаутаваара; 2—р-на оз. Кивач; 3—р-на Хюрсюля; 4—породы массива Хюрсюля. Ультраосновные породы: 5—планшет 07 и МГ-2; 6—ст. Хаутаваара; 7—дер. Хаутаваара; 8—габбро-нориты Кивача. Известково-щелочная серия: 9—гранодиориты Хаутаваара; 10—гранодиориты Кивача; 11—эффузивы; 12—дайки; 13—туфы; 14—диабазовая вулканическая формация; 15—феррогабброиды оз. Виетуккалампи

и другие представлены мелко- и среднезернистыми породами зеленовато-серого цвета, массивными, часто рассланцованными. Структура микро-офитовая, офитовая, габбро-офитовая, в сильно измененных разностях—нематогранобластная.

Состав пород диабазовой формации: роговая обманка ($-2v = 72-78$, $c:Ng = 8-14^\circ$), андезин (N32—42), который обычно сопровождается скоплениями мелких зерен вторичного альбит-олигоклаза, иногда встречается кварц (до 3%). Акцессорные представлены редкими мелкими зернами сфена, лейкоксена, магнетита. Из вторичных минералов присутствуют эпидот, мелкочешуйчатый бурый биотит, хлорит.

Для диабазовой формации характерна слабая дифференцированность комплекса, относительное однообразие пород и незначительная пересыщенность кремнеземом (SiO_2 47—55%). Первичная магна этой

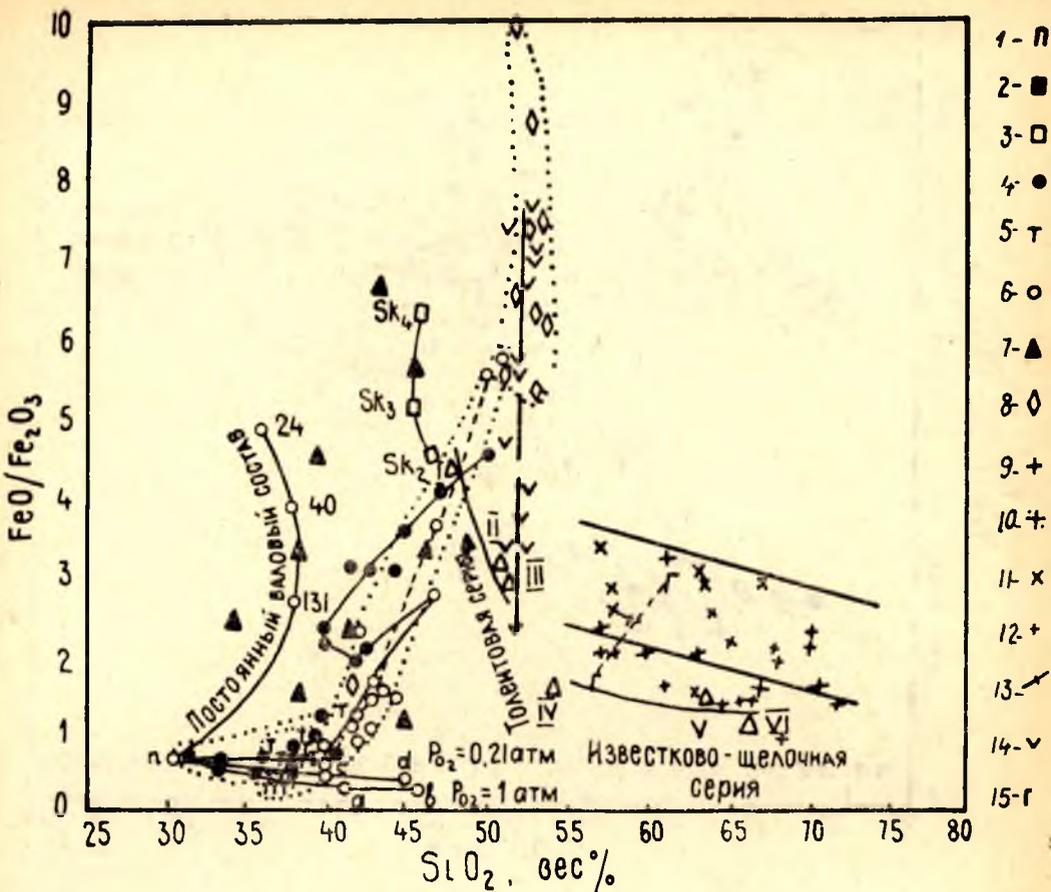


Рис. 4. Диаграмма $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (вес. %) изверженных пород района Хюрсюля — Кивач. Условные обозначения см. на рис. 3.

формации по петрохимическим свойствам близка к «толеитовому типу» базальтовой магмы по В. Кеннеди (Kennedy, 1933).

По петрохимическим особенностям породы диабазовой формации образуют узкую группу резко отличную от остальных пород района.

Из рассмотрения диаграмм (рис. 3—6) $\text{MgO}-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$; $\frac{\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}}-\text{SiO}_2$; $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}-\text{SiO}_2$ (весовой %) видно, что общее направление кристаллизации исходной базальтовой магмы пород этой формации идет в сторону увеличения FeO и $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ при почти постоянном содержании SiO_2 и $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$. Этот путь кристаллизации сходен с кристаллизацией системы $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ в условиях постоянства общего состава в случае фракционной кристаллизации (Osborn, 1959). На петрохимических диаграммах (рис. 3—5) кривая пути кристаллизации диабазовой формации направлена почти вертикально вверх и по форме аналогична кривой I—II—III, построенной Осборном для толеитовой серии изверженных горных пород.

По своим петрохимическим характеристикам эффузивные тела и их интрузивные аналоги на диаграмме $\text{MgO}-(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ (атомные количества) четко разделяются на два поля (рис. 6).

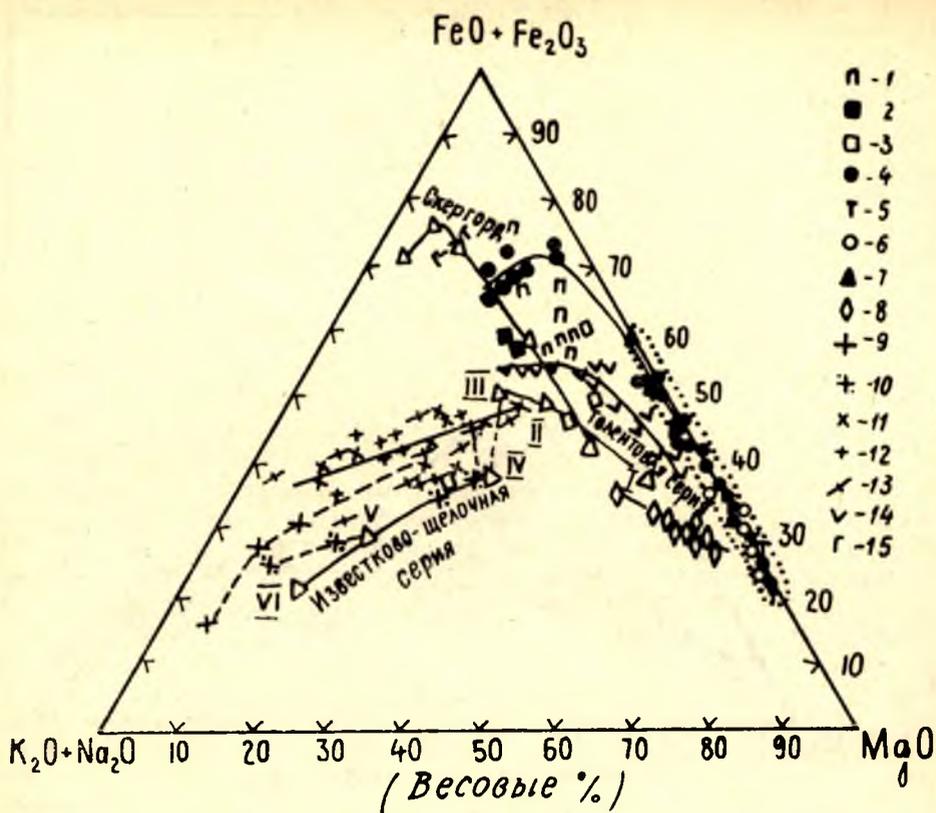


Рис. 5. Диаграмма $Mg-FeO+Fe_2O_3-K_2O+Na_2O$ (вес. %) изверженных пород района Хюрсюля — Кивач. Условные обозначения см. на рис. 3

Эффузивные образования характеризуются повышенным содержанием суммарного железа и несколько более низким содержанием MgO по сравнению с интрузивными породами. Содержание $(K_2O + Na_2O + CaO)$ в обеих группах пород примерно одинаковое.

Андезито-дацитовая вулканоплутоническая формация

Основной вулканизм после некоторого перерыва сменился средним. В отличие от спокойных трещинных излияний основной магмы извержения андезито-дацитового состава имели ярко выраженный эксплозивный характер. На это указывает большое развитие пирокластов. С интенсивным взрывным вулканизмом тесно связано резкое изменение рельефа местности, что в свою очередь влияло на условия осадконакопления.

Неравномерное распределение в пределах исследованной территории значительных масс интрузивных, вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород приводит к пестрому строению формации.

В пределах андезито-дацитовой вулканоплутонической формации можно грубо выделить следующие фации: интрузивную, эффузивную и осадочную (или вулканогенно-осадочную).

Вулканогенные образования представлены в различной степени метаморфизованными шаровыми лавами, метамандельштейнами и порфиритами андезитов, покровами плагипорфиров со столбчатой

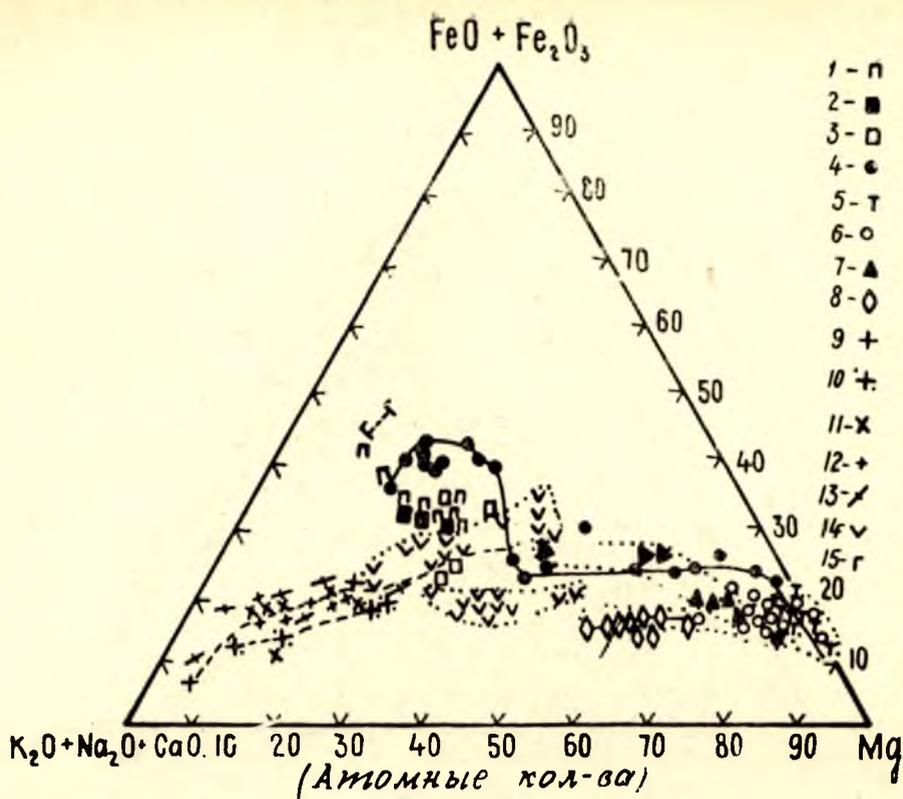


Рис. 6. Диаграмма $MgO-FeO+Fe_2O_3-K_2O+Na_2O+CaO$ (атомные кол-ва) изверженных пород района Хюрсюля — Кивач. Условные обозначения см. на рис. 3

отдельностью, лавобрекчиями, туфобрекчиями, кристаллокластическими и литокластическими туфами, туфосланцами.

Среди осадочных пород присутствуют: элювиально-делювиальные брекчии, мелкогалечные конгломераты, грубозернистые кварц-полевошпатовые и полевошпатовые песчаники, амфиболовые, биотито-амфиболовые, кремнистые, серицито-кварцевые и графитистые слоистые сланцы.

К интрузивным породам относятся массивы гранодиоритов и дайки плагиопорфиров, кварц-полевошпатовых порфиров, диоритовых порфиров, плагиоклазовых гранит-порфиров.

Все вышеперечисленные образования тесно переплетены в пространстве и времени. Так, например, в районе Шуйского и Хаутаваарского месторождений серного колчедана (с юго-запада на северо-восток) наблюдается следующая смена пород: покровы и туфы плагиопорфиров — мелкогалечные конгломераты, грубозернистые песчаники, серицито-кварцевые сланцы с прослоями графитистых сланцев — графитистые сланцы с маломощными прослоями кремнистых и серицито-кварц-полевошпатовых сланцев (рис. 1).

Такое обилие фациальных типов пород, чередующихся порой на незначительных расстояниях, слабая окатанность обломков туфов, незначительная сортировка грубозернистых песчаников, по-видимому, свидетельствуют о формировании их в мелководном бассейне с расчлененным вулканическим рельефом и о существовании слабо проточных или изолированных водоемов, в которых происходило накопление обогащен-

ных органическим веществом илов, превратившихся в результате метаморфизма в графитистые сланцы.

Вулкано-кластические, обломочные и органигенные образования постепенно сменяют друг друга в пределах одних и тех же структурных зон (рис. 2).

Во всех вышеупомянутых породах встречается большое количество даек средних и кислых пород с порфировой структурой, петрографический состав и петрохимические особенности которых близки с эффузивами андезито-дацитового состава.

К интрузивной фации описываемой формации условно отнесен Кивачский массив гранодиоритов, имеющий порфировую краевую фацию, на основании близости петрографического состава и петрохимических свойств с эффузивами. Кроме того, намечается временная (сечется габбро-норитами) и пространственная связь с проявлением среднего вулканизма.

Вероятно, сюда же следует отнести и Хаутаваарский массив гранодиоритов, имеющий более сложную историю своего формирования. Возможно, он возник в результате внедрения диоритовой магмы в период формирования толщи средних эффузивов и их пирокластов, но в последующем был интенсивно гранитизирован плагиомикроклиновыми и микроклиновыми гранитами. Поэтому в настоящее время наблюдаются такие противоречивые факты:

1) у ст. Хаутаваара в метадиабазовых отложениях отмечаются жилы гранодиоритов с резкими контактами;

2) в р-не оз. Виетуккалампи отсутствуют четкие границы массива гранодиоритов с вмещающими основными и туфогенно-терригенными породами, наблюдается интенсивная гранитизация последних и постепенные переходы от метагаббро-диабазов до гранодиоритов, в пределах массива отмечаются многочисленные в различной степени переработанные реликты (ксенолиты) основных и кремнистых пород, участки теневых и послонных мигматитов, интенсивный калиевый метасоматоз (микроклинизация) гранодиоритов.

Без дальнейших детальных исследований пока не представляется возможным окончательно решить вопрос о генезисе Хаутаваарского массива гранитоидов.

Вулканогенно-осадочные образования андезито-дацитовой формации занимают пониженные участки древнего рельефа, а массивы гранодиоритов приурочены к поднятиям.

Петрографическая характеристика пород этой формации дается в статье В. И. Робонена и С. И. Рыбакова, помещенной в этом сборнике.

На петрохимических диаграммах $MgO-FeO+Fe_2O_3-K_2O+Na_2O$:
 $\frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO} - SiO_2$ и $FeO+Fe_2O_3-SiO_2$ (вес. %) породы формации образуют четкую обособленную группу (рис. 3—6).

Эффузивные и интрузивные образования этой формации характеризуются резким увеличением SiO_2 и щелочей (K_2O+Na_2O) при незначительном уменьшении ($FeO+Fe_2O_3$) и резком понижении содержания MgO . Указанные петрохимические особенности обусловлены такой эволюцией кислой магмы, при которой ее кристаллизация соответствует опытной кривой Осборна (1959) для системы $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ в условиях постоянного парциального давления кислорода и полной фракционной кристаллизации.

Породы этой формации соответствуют типичной известково-щелочной серии (Осборн, 1959; Куно, 1964). Внутри известково-щелочной серии на диаграмме $MgO-FeO+Fe_2O_3-K_2O+Na_2O$ отчетливо выделяются

эффузивы андезито-дацитового состава, гранодиориты и дайки кислых плагиоклазитов. Петрохимические параметры пирокластов очень близки к гранодиоритам.

При рассмотрении диаграмм (рис. 3—5) бросается в глаза большое сходство петрохимических свойств гранодиоритов Хаутаваара, эффузивов андезито-дацитового состава и их дайковой фации, что, возможно, является подтверждением генетической связи вышеупомянутых образований. Эффузивы отличаются от гранодиоритов Хаутаваара лишь несколько повышенной железистостью ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) и более низким содержанием щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$).

Кроме того, на диаграммах (рис. 3—6) при продолжении линий — путей кристаллизации гранодиоритов Хаутаваара и Кивача намечается их взаимное пересечение, на основании чего можно предположить, что эти интрузии имеют единую родоначальную магму. Различие между ними заключается в несколько повышенной общей железистости ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) пород Хаутаваарского массива по сравнению с Кивачским.

Габбро-гипербазитовая формация

Габбро-гипербазитовая формация представлена дифференцированными и недифференцированными интрузиями гипербазитов, габбро-норитов и дайками метагаббро, метагаббро-диабазов, метадиабазов. Интрузии гипербазитов в районе Хюрсюля — Хаутаваара залегают в осадочно-вулканогенных толщах нижнего протерозоя в виде удлинённых трещинных, межпластовых и межформационных тел мощностью от нескольких метров до 600 м и более (Хюрсюля).

Наибольшее количество интрузий основных — ультраосновных пород и их наиболее крупные размеры отмечаются в районе Хюрсюля — Хаутаваара.

Кивачский массив габбро-норитов расположен в пределах массива гранодиоритов на продолжении глубинного разлома, ограничивающего нижнепротерозойскую структуру с запада, к которому также приурочены крупные интрузии ультраосновных пород в районе Хюрсюля — Хаутаваара (рис. 1).

Интрузивные тела этой формации произошли из «настоящих магматических» расплавов, на что указывает расслоенность массивов (Хюрсюля), наличие зон закалки и апофизы ультраосновных пород во вмещающие (ст. Хаутаваара, пос. Хюрсюля, Кивач), контактовое воздействие на окружающие породы (амфиболитизация, эпидотитизация, альбитизация).

В пределах района (с юга на север) намечается некоторое изменение в составе пород: метаоливиниты (шл. 19, Хюрсюля), метаперидотиты — метапироксениты (ст. Хаутаваара), метапироксениты (дер. Хаутаваара), габбро-нориты (Кивач).

Внедрение ультраосновной магмы происходило (с юга) по глубинным разломам после формирования диабазовой и андезито-дацитовой вулканогенных формаций. На это указывают ксенолиты пород вышеупомянутых формаций в интрузиях гипербазитов (ст. Хаутаваара, Хюрсюля, Кивач).

Из дифференцированных интрузий наиболее полно изучен массив Хюрсюля, расположенный к северу от озера Суриярви и вытянутый в субмеридиональном направлении. Длина массива около 10 км, ширина 2—3 км. Эта крутопадающая пологорасслоенная интрузия сложена (снизу — вверх) интенсивно серпентинизированными метаоливинитами и метаперидотитами, тремолитизированными магнезиально-кальциевы-

ми пироксенитами, слабо амфиболлизированными железистыми пироксенитами, горнблендитами и амфиболовыми феррогабброидами с титаномагнетитовым оруденением. Преобладающими породами в этом интрузиве являются серпентиниты (по метаоливинитам и метаперидотитам)¹.

Недифференцированные интрузии гипербазитов района Хаутаваара имеют значительно меньшие размеры, сложены они интенсивно серпентинизированными и амфиболлизированными метаперидотитами и метапироксенитами. Из первичных минералов в них сохранились лишь редкие реликты оливина. Явления карбонатизации и аталькования встречаются редко. В этих массивах часты порфиридные структуры. По простиранию интрузий и к контактам отмечается раскисление пород. По химическому составу эти части интрузий приближаются к габбро-норитам и габброидам.

В отличие от почти полностью серпентинизированных и амфиболлизированных интрузий гипербазитов, внедрившихся в насыщенные водой осадочно-вулканогенные образования, габбро-нориты Кивача, приуроченные к разлому в пределах резко обедненного водой массива гранодиоритов, почти не несут следов метаморфизма, хотя в них и встречаются жилы гранитов. В габбро-норитах прекрасно сохранились оливины, ромбические и моноклинные пироксены, плагиоклазы.

По петрохимическим особенностям породы габбро-гипербазитовой формации отличаются от образований вулканогенных формаций района. Внутри этой формации отмечаются как общие черты химизма, так и некоторые различия между дифференцированными и недифференцированными интрузиями, которые обусловлены различным направлением путей кристаллизации магмы в обоих типах интрузивных тел.

Так, расслоенные интрузии (массив Хюрсюля) характеризуются значительным увеличением $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ в процессе кристаллизации магмы при почти постоянном значении SiO_2 (Фенеровский путь кристаллизации).

На диаграммах $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} - \text{SiO}_2$; $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3} - \text{SiO}_2$ и $\text{MgO} - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (вес. %) видно сходство пути кристаллизации магмы Хюрсюля и системы $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (Osborn, 1959) в условиях постоянства общего состава при полной фракционной кристаллизации (рис. 3—6). Результатом этой кристаллизации явилась остаточная габброидная жидкость с высоким содержанием суммарного железа, приведшая к образованию феррогабброидов. В недифференцированных телах гипербазитов (р-н Хаутаваара) кристаллизация магмы идет в направлении увеличения SiO_2 при почти постоянном содержании $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (Боуэновский путь кристаллизации). Согласно экспериментальным исследованиям (Osborn, 1959), это направление кристаллизации магм характерно для системы $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ в условиях постоянства парциального давления кислорода.

В основной же массе все массивы гипербазитов района Хюрсюля — Хаутаваара имеют близкий химический состав, характеризующийся почти полным отсутствием щелочей (K_2O , Na_2O), резкой недонасыщенностью SiO_2 и близким содержанием суммарного железа. Кроме того, на петрохимических диаграммах $\text{MgO} - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$; $\text{MgO} - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$; $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} - \text{SiO}_2$ и $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3} - \text{SiO}_2$ (рис. 3—6) основная масса химических анализов пород

¹ Более полная характеристика массива Хюрсюля приведена в статье автора, помещенной в этом сборнике.

недифференцированных интрузий ложится вблизи линии — пути кристаллизации Хюрсюльской магмы.

Такое сходство петрохимических свойств ультраосновных пород, лежащих в нижних и средних частях Хюрсюльской интрузии, с породами недифференцированных интрузий, возможно, является подтверждением их генетического родства. Исходя из вышесказанного, можно сделать предположение, что все интрузии основных — ультраосновных пород района Хюрсюля — Хаутаваара образовались в результате фракционной кристаллизации и гравитационно-кинетической дифференциации единой материнской перидотитовой магмы.

Габбро-нориты Кивача на петрохимических диаграммах (рис. 3—6) несколько обособляются от основных — ультраосновных пород района Хюрсюля — Хаутаваара. Главное отличие их от вышеописанных пород заключается в повышенном содержании SiO_2 , щелочей (K_2O , Na_2O) и несколько более низком содержании MgO . На диаграммах (рис. 3—6) $\text{MgO}-(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ и $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} - \text{SiO}_2$ намечается постепенный переход в составах от недифференцированных интрузий гипербазитов Хаутаваара к габбро-норитам Кивача. Этот переход происходит в сторону увеличения SiO_2 , K_2O , Na_2O , CaO и уменьшения MgO при почти постоянном содержании суммарного железа.

Таким образом, в районе намечаются два пути кристаллизации перидотитовой магмы. Один идет от оливинитов к феррогабброидам, второй — от оливинитов к габбро-норитам.

Дайковая фация габбро-гипербазитовой формации

Ультраосновные интрузии, в свою очередь, секутся жилами амфиболитизированных габбро, габбро-диабазов, диабазов (Хюрсюля, ст. Хаутаваара, Кивач). Кроме того, эти породы встречаются в виде мелких жил мощностью 0,3—6 м или крупных даек длиной около 0,5 км при ширине 10—40 м (дер. Хаутаваара) в породах диабазовой и андезит-дацитовой формаций.

Отличительной чертой габброидов дайковой фации габбро-гипербазитовой формации от основных пород диабазовой формации является сравнительно свежий облик и более основной состав плагиоклазов (андезин № 48, лабрадор № 54—65), а также появление титаномагнетита в виде аксессуарного минерала, который в свою очередь обуславливает повышенное содержание TiO_2 (более 1%). В метадиабазах и метагаббро-диабазовых породах диабазовой формации содержание TiO_2 в подавляющем большинстве анализов 0,5—0,7%. На петрохимических диаграммах (рис. 3—6) $\text{MgO}-(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (вес. %); $\text{MgO}-(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ и $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) - \text{MgO}-(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ (атом. %) большинство химических анализов даек основных пород всех трех районов (Хюрсюля, Хаутаваара, Кивач) ложится в пределах одного сравнительно узкого поля, расположенного выше линии пород диабазовой формации, но ниже кривой Хюрсюля (рис. 2—5).

Этот факт свидетельствует о том, что большинство пород этой группы имеет тождественный состав, характеризуемый повышенным содержанием суммарного железа по сравнению с породами диабазовой формации, но более низким его содержанием относительно феррогабброидов Хюрсюля.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные работы показали, что на основании геологических, петрографических, петрологических и петрохимических исследований возможно выделение магматических формаций в нижнепротерозойских образованиях Карелии. Формационный анализ изверженных горных пород дает более конкретное представление о последовательности развития магматизма на исследованных территориях. Эти работы могут служить основой для дальнейшего более детального изучения металлогенической характеристики отдельных магматических формаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Вулканические и вулканоплутонические формации. Под ред. Б. И. Пийп. «Наука», 1966.
- Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Под ред. И. В. Хворова. Изд. АН СССР, 1963.
- Заридзе Г. М. Типы эндогенных геологических формаций. Изд-во «Ганатлеба», 1966.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд. АН СССР, 1963.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
- Купо Х. Серии изверженных пород. Сб.: «Химия земной коры», Изд. АН СССР, 1964.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд. АН СССР, 1956.
- Рудич К. Н. Вулкано-плутонические формации цепи Черского (Северо-восток Азии). «Наука», 1966.
- Osborn E. F. Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. "Amer. mineralogist", v. 47, № 3—4, 1962.
- Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma «Amer. Jour. of Science», v. 257, November, 1955.

М. М. ЛАВРОВ

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ И ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ГАББРО-НОРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемые массивы гипербазитов и дифференцированных габбро-норитовых интрузий расположены в пределах Северо-Карельской структурной зоны, представляющей по К. О. Кратцу (Кратц, 1963) краевую синклиналичную подзону Карельского пояса карелид. Эта структура прослеживается на 200 км дугообразной полосой от ст. Куолаярви на северо-западе до восточного берега Тикшозера на юго-востоке (рис. 1).

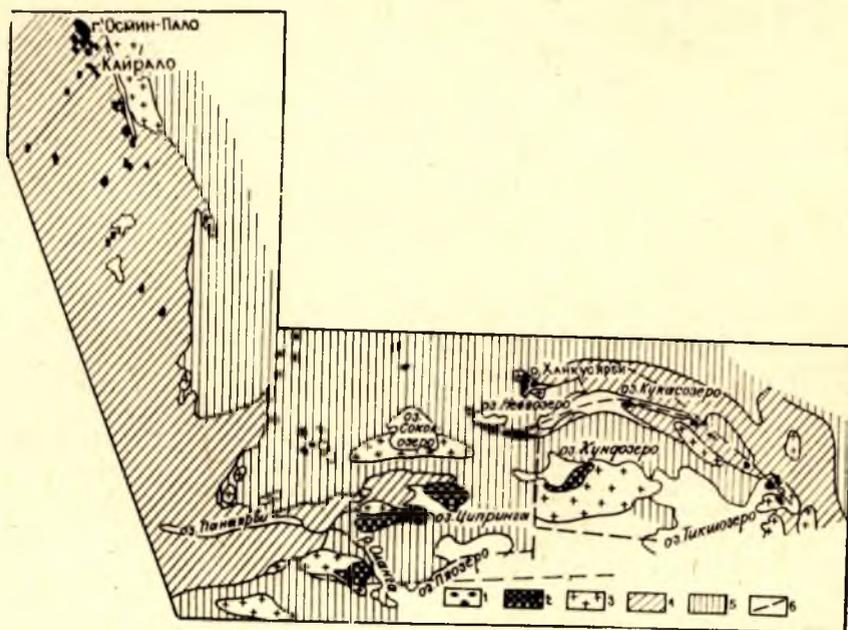


Рис. 1. Схема размещения гипербазитов и дифференцированных основных интрузий в Северо-Карельской синклиналичной зоне:

1—гипербазиты; 2—дифференцированные основные интрузии; 3—граниты и диориты; 4—осадочно-вулканогенные образования Северо-Карельской синклиналичной зоны; 5—гнейсы и граниты архея; 6—разломы

В данной статье автор на основании ряда геологических факторов и петрохимии выделяет в Северной Карелии магматические формации гипербазитовых и дифференцированных основных интрузий.

Применение метода формационного анализа в исследованиях Северной Карелии — важное условие для выяснения сложной геологической обстановки и металлогении. В настоящее время необходимо признать, что дискуссионность основных вопросов стратиграфии, тектоники и магматизма вызвана крайне низкой изученностью магматизма вообще. Исходя из принципа, что конкретные магматические формации отражают своеобразие тектонической обстановки, в которой они образованы, применение метода формационного анализа дает возможность, помимо решения частных проблем петрогенезиса и рудообразования, вплотную подойти к решению общих геологических закономерностей зоны.

Гипербазиты Северо-Карельской структурной зоны специально не изучались. При геологосъемочных и поисковых работах, а также при изучении вопросов геологии и металлогении отдельных районов этой зоны дается краткое геолого-петрографическое описание массивов Н. А. Волотовской, К. О. Кратцем, Н. Ф. Демидовым, С. И. Заком, Н. А. Егоровой, Г. В. Макаровой, В. А. Поповой, В. И. Шмыгалевым. Дифференцированные основные интрузии изучены более детально. Геолого-поисковые работы на Олангских интрузиях с целью оценки перспектив рудоносности проводились Д. К. Ловицким, В. Н. Нумеровой, Н. А. Егоровой, О. Н. Анищенковой, З. В. Туробовой, З. А. Бурцевой, В. И. Шмыгалевым, К. О. Кратцем, К. А. Ининой.

Систематическое изучение гипербазитов и дифференцированных основных интрузий Северо-Карельской зоны проводится с 1962 г. группой геологов института геологии (г. Петрозаводск) под руководством А. И. Богачева.

ГИПЕРБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Гипербазитовую формацию составляют многочисленные тела ультраосновных пород, широким поясом прослеживающиеся на всем протяжении протерозойской структуры. В пределах пояса тела гипербазитов распределены неравномерно. Они составляют полосовидные скопления, вытянутые согласно общей структуре зоны. Наиболее крупные скопления гипербазитовых тел наблюдаются в меридиональной полосе: оз. Куолаярви — оз. Вуоснаярви (Куолаярвинская синклиналь), затем в районе оз. Каменное — оз. Соколозеро и в полосе озер Невгозеро — Кукасозеро — Тикшозеро (Кукасозерско—Тикшозерская синклиналь). Залегают они как среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород протерозоя, так и за пределами их среди архейских гнейсов и гранито-гнейсов. Интрузии, ассоциирующие с осадочно-вулканогенным комплексом, расположены на различных уровнях стратиграфического разреза.

Форма тел пластовая, линзовидная, эллипсовидная. Размеры крайне разнообразны. Длина их колеблется от нескольких десятков метров до нескольких километров, мощность от 20 м до нескольких сотен метров. В целом же преобладают тела небольшого размера: по нескольким десяткам метров мощностью и длиной до нескольких сотен метров. Наиболее крупные тела развиты на севере зоны, в районе горы Осмин-Пало, и по северо-восточному краю протерозойской структуры — на границе с гнейсами архея и среди последних. Это массивы Ортсаьярви, Кайман, Невгозеро, Ханкусьярви, Тикшозерский. Отдельные массивы, как например, Невгозерский, слагаются несколькими четкообразно следующими друг

за другом линзовидными телами. Они идентичны по составу и строению во всех деталях, что позволяет считать их принадлежащими к одной интрузии, возможно разобщенной впоследствии на отдельные тела — линзы.

Массивы приурочены главным образом к границам слоев в осадочно-вулканогенной толще и к контактам пластовых интрузий габброидов. Отдельные тела гипербазитов залегают в виде крутопадающих линз в зонах интенсивного расланцевания. Интрузии, как правило, согласны со структурами вмещающих пород. Секущее положение отмечается для группы массивов района озер Ортсасъярви — Каменное, вмещающими для которых являются гранито-гнейсы архея (К. О. Кратц, 1953).

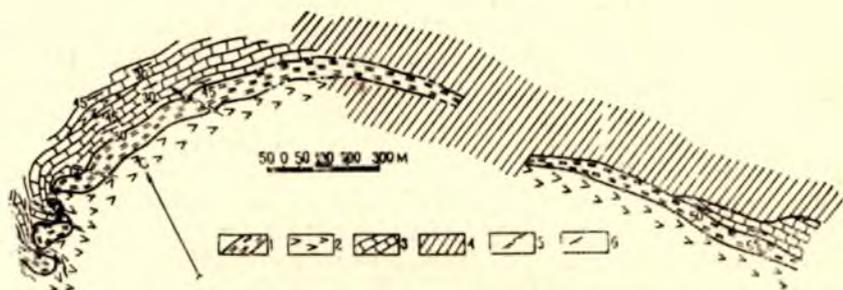


Рис. 2. Геологическая карта массива Кайлара.

1 — гипербазиты (серпентиниты, хлорит-амфибол-серпентиновые породы); 2 — метадиабазы; 3 — сланцево-карбонатная толща; 4 — четвертичные отложения; 5 — зоны расланцевания; 6 — элементы залегания слоистости;

Формирование интрузий гипербазитов происходило в период ранних стадий складчатых движений. О синорогенном характере их свидетельствуют подчиненность складчатым структурам вмещающих пород, малая мощность и большая протяженность (для ряда массивов), сохранение первичных магматических текстур. Последующие деформации, связанные со складчатыми движениями, проявились в интенсивном расланцевании краевых зон массивов и в частичном будинировании некоторых из них. В этом отношении типичны интрузии в районе ст. Кайлара и в районе оз. Ханкусъярви.

Интрузия Кайлара (рис. 2), залегающая по границе горизонта известняков и метадиабазов, согласно повторяет их волнисто изогнутую складчатую структуру. Мощность тела 40—60 м, длина более 1 км.

Интрузия Ханкусъярви (рис. 3) согласно повторяет брахисинклинальную складку нижнепротерозойских гнейсов и сланцев, обнажаясь в ее крыльях. В центральных частях интрузии сохранились неизменные оливиниты, трахитоидная текстура которых повторяет пластовую форму тела и согласна с гнейсовидностью и полосчатостью вмещающих пород.

По пространственному размещению и степени изменения гипербазиты разделяются на две группы. Первую группу составляют гипербазиты, распространенные в краевой северо-восточной зоне Северо-Карельской структуры и за ее пределами в архейских породах. Для них характерно сохранение в центральных частях крупных массивов в том или ином объеме неизменных или слабоизмененных оливинитов и перидотитов типа гарцбургита. Краевые части этих массивов аналогичны составу гипербазитов второй группы. Вторую, подавляющую в количественном отношении группу составляют залегающие во внутренней части Северо-

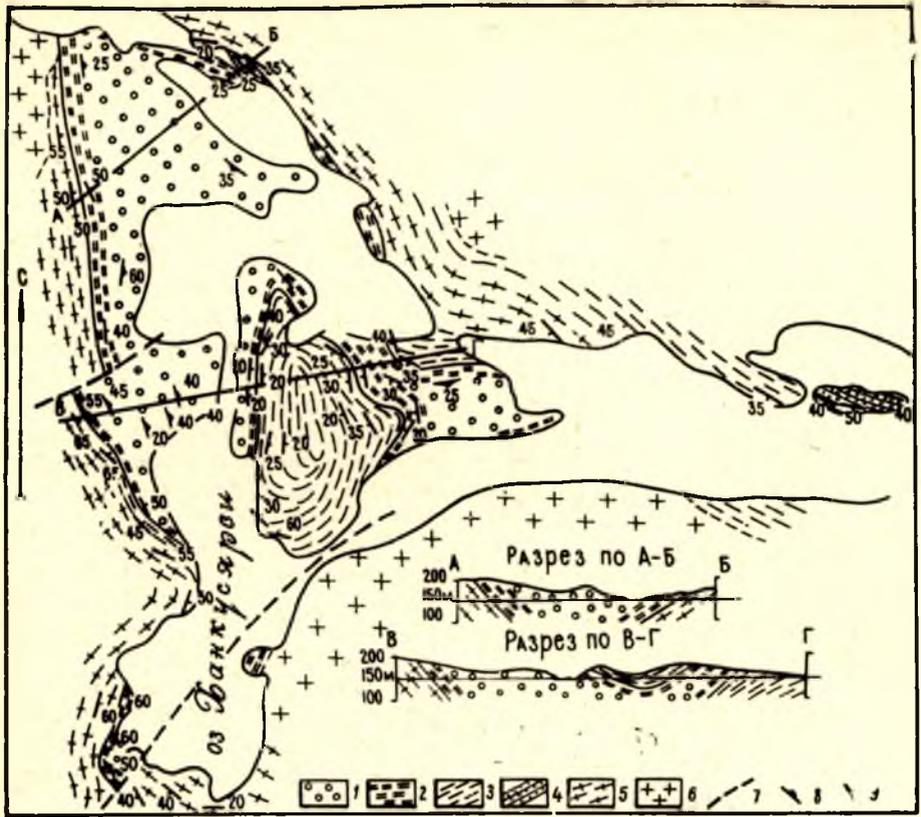


Рис. 3. Геологическая карта массива Ханкусьярви:

1—оливиниты, гарцбургиты; 2—серпентиниты; 3—мелкозернистые биотитовые гнейсы и сланцы; 4—кварцито-сланцы; 5—биотитовые, амфибол-биотитовые среднезернистые гнейсы, гранито-гнейсы; 6—плаггионоклиновые граниты; 7—разрывные нарушения; 8—элементы залегания трахитоидности; 9—элементы залегания гнейсовидности и сланцеватости

Карельской структуры массивы нацело серпентинизированных гипербазитов. Первичные оливин и пироксен сохраняются изредка и лишь в виде реликтовых зерен. Контактные зоны тел, нередко и вся масса их, обычно представлены сланцеватыми или массивными породами хлорит-амфиболового, хлорит-амфибол-серпентинового состава, часто с тальком и карбонатом. Это разделение на группы не носит генетического содержания. Неизменные оливиниты и перидотиты сохранились только в крупных массивах как Ортсаьярви, Ханкусьярви, Невгозеро, Тикшозеро, в то время как мелкие тела, залегающие в той же геологической обстановке, нацело изменены и подобны гипербазитам второй группы.

Изменения гипербазитов многостадийны. Серпентинизация относится к автометаморфическим процессам. Судя по строению не полностью серпентинизированных массивов, замещение серпентином происходило от краевых частей к центральному. К более позднему аллометаморфическим изменениям гипербазитов, связанным с региональным метаморфизмом и метасоматозом, относится образование актинолита, тремолита, хлорита, карбоната, талька, реже роговой обманки, биотита, флогопита. Они развиваются преимущественно в краевых зонах массивов и в контактах с жилами гранита в виде гнезд, линз, полос.

Нередко и особенно в мелких телах эти новообразования охватывают всю массу породы. Характерна явно наложенная структура ново-

образований, независимая от состава или структуры замещающей породы. Для отдельных массивов (Ханкусьярви, Тикшозеро) характерно появление в контактовых зонах полосчатых скарноидных пород карбонат-хлорит-амфиболового состава, обогащенных цоизитом и диопсидом.

ХИМИЗМ ГИПЕРБАЗИТОВ

По химическим особенностям среди гипербазитов четко выделяются две группы. К первой из них относятся неизменные или слабо серпентинизированные интрузии Ханкусьярви, Невгозеро, Тикшозеро, ко второй — серпентиниты, хлорит-амфиболовые, хлорит-амфибол-серпентиновые породы с тальком и карбонатом, которыми сложено подавляющее количество массивов Куоляярви — Паноярвинской и Кукаозерско —

Тикшозерской синклиналей. В эту же группу входят и серпентинизированные и амфиболизированные разновидности гипербазитов первой группы.

Рассматриваемые ниже диаграммы (рис. 4, 5, 6, 7) наглядно отражают основные петрохимические особенности гипербазитовой формации. На диаграмме, составленной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 4) фигуративные точки 46 анализов из 10 различных интрузий располагаются в виде двух обособленных полей. Поле неизменных гипербазитов первой группы расположено по оси S—B в интервале 63,5—68 параметра *v* и отличается низкой величиной параметров *a* и *c*. При приблизительно равных значениях параметра *a* для пород второй группы характерно общее высокое значение параметра *c*. Аналогичное четкое обособление описываемых пород в два самостоятельных поля наблюдается на диаграмме $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \times 100 - \text{SiO}_2$ (рис. 5). На этой диаграмме породы второй группы, в отличие от слабоизмененных гипербазитов, характеризуются как более высокой железистостью, так и более высоким содержанием SiO_2 .

Диаграмма $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO} - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (рис. 6a) отражает типичное для формации отсутствие или ничтожное содержание щелочей (точки анализов расположены на стороне

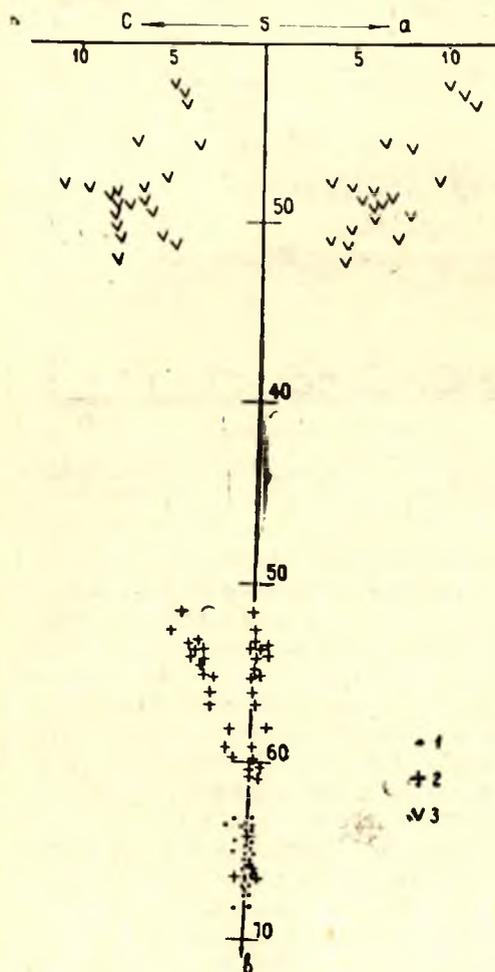


Рис. 4. Диаграмма химических составов пород гипербазитовой и спилито-диабазовой формации (по методу А. Н. Заварицкого):

1 — ольвиниты, гарцбургиты; 2 — серпентиниты, хлорит-амфиболовые породы; 3 — метадиабазы, метагабродиабазы

MgO—(FeO+Fe₂O₃). Появление в гипербазитах некоторого количества щелочей связано с привнесом их в процессе регионального метасоматоза. Разброс анализов вдоль стороны MgO—(FeO+Fe₂O₃) интересен в том отношении, что мелкими группами обособляются разновидности неизменных, слабо и значительно измененных гипербазитов вне зависимости от принадлежности к той или иной интрузии или группе интрузий. Неизменные гипербазиты, в отличие от серпентинизированных и амфиболизированных, характеризуются более высоким содержанием магния.

На диаграмме (FeO+Fe₂O₃)—(K₂O+Na₂O+CaO)—MgO (рис. 6 б) серпентиниты и хлорит-амфиболовые породы второй группы образуют вытянутое поле, ориентированное в направлении обогащения FeO+Fe₂O₃ и K₂O+Na₂O+CaO в сравнении с полем неизменных гипербазитов, лежащим так же, как и на вышеописанной диаграмме, преимущественно на стороне MgO—(FeO+Fe₂O₃).

Рассмотренные особенности гипербазитовых интрузий Северо-Карельской структурной зоны позволяют отнести их к широко известной гипербазитовой формации геосинклинально-складчатых зон (Билибин, 1955; Кузнецов, 1963).

Основными признаками, свидетельствующими о принадлежности ультраосновных массивов к гипербазитовой формации являются: определенное положение интрузий в развитии геосинклинально-складчатой зоны, общность форм проявления и общность состава, отвечающего в целом оливиниту и перидотиту.

Нанесенные на диаграммы (рис. 4, 5, 6а, 6б) точки анализов диабазов и габброидов, показывают их качественное различие с гипербазитами. Резко обособленное положение диабазов и габброидов, определяющееся высокой железистостью и высоким содержанием щелочей и кальция, так же как и геологические наблюдения, отрицают наличие дифференциации массивов от оливинитов через перидотиты и пироксениты до габбро-диабазов, на которую указывают В. А. Попова, Г. В. Макарова, Н. А. Волотовская. Ошибочным является и высказанное в 1953 г. К. О. Кратцем представление о генетическом родстве гипербазитовых массивов с дифференцированными основными интрузиями, производными толеитовых базальтов.

Гипербазиты Северо-Карельской структуры прекрасно сопоставляются с гипербазитами собственно гипербазитовой формации таких районов как Урал, Восточный Казахстан, Алтае-Саянская складчатая область (Михайлов, 1962; Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958). Одним из признаков, свидетельствующим о принадлежности гипербазитов к собственно

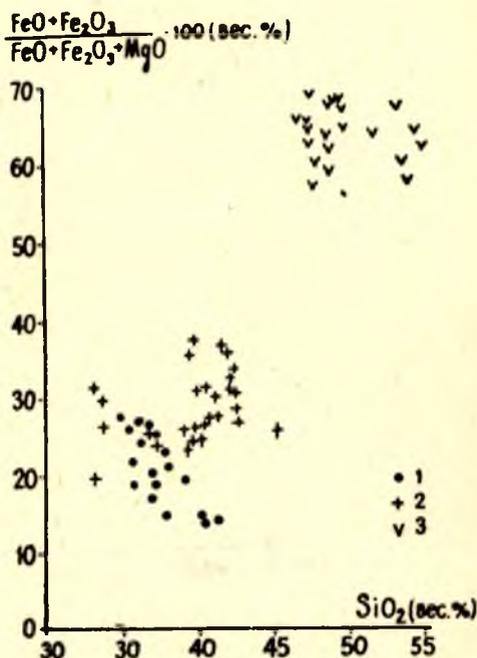


Рис. 5. Диаграмма изменения железистости в зависимости от SiO₂:

1—оливиниты, гарбургиты; 2—серпентиниты, хлорит-амфиболовые породы; 3—метадиабазы, метагаббро-диабазы

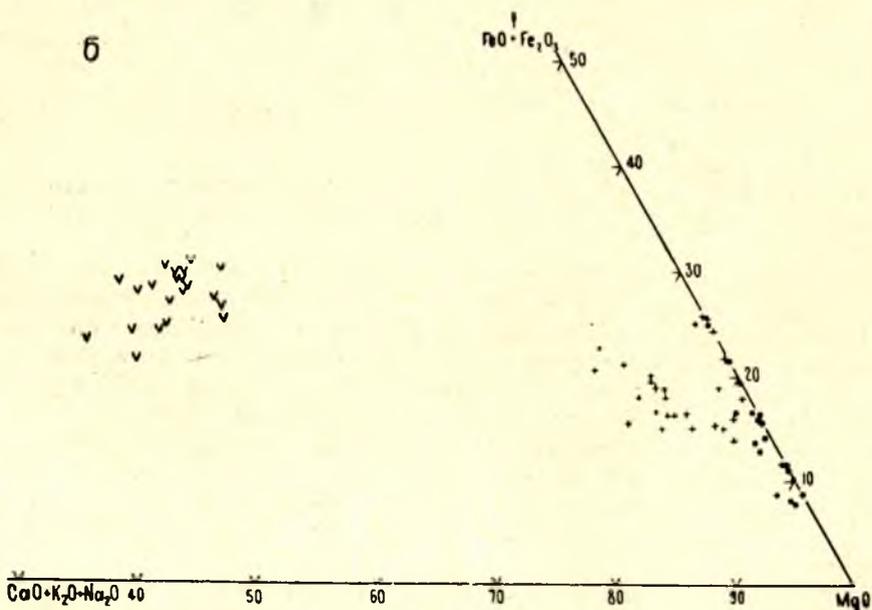
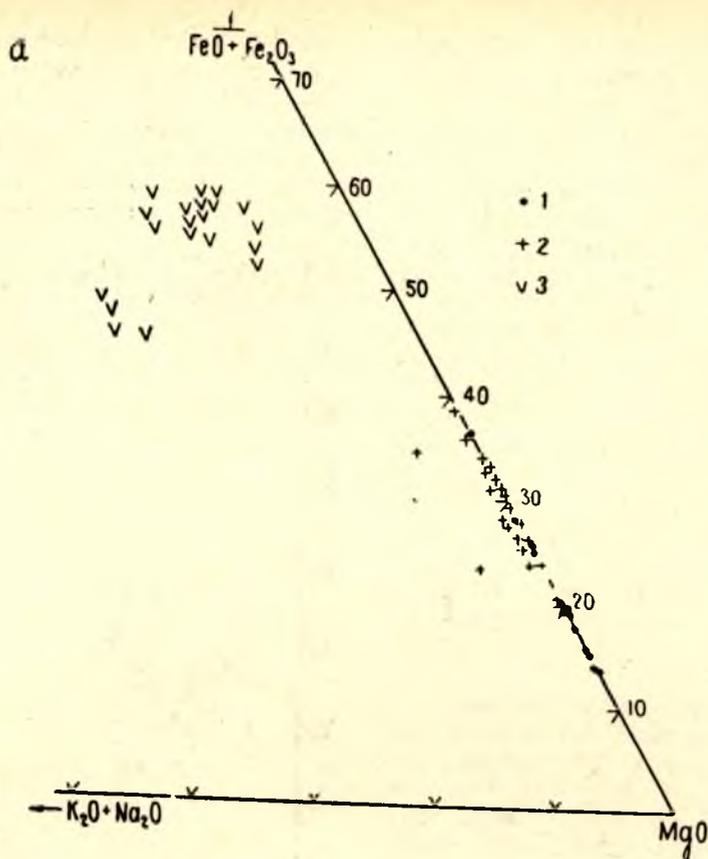


Рис. 6. Тройные диаграммы: а — (FeO + Fe₂O₃) — MgO — (K₂O + Na₂O);
 б — (FeO + Fe₂O₃) — MgO — (K₂O + Na₂O + CaO)
 1 — оливиниты, гарцбургиты; 2 — серпентиниты, хлорит-амфиболовые породы; 3 — метадиабазы, метагаббро-диабазы

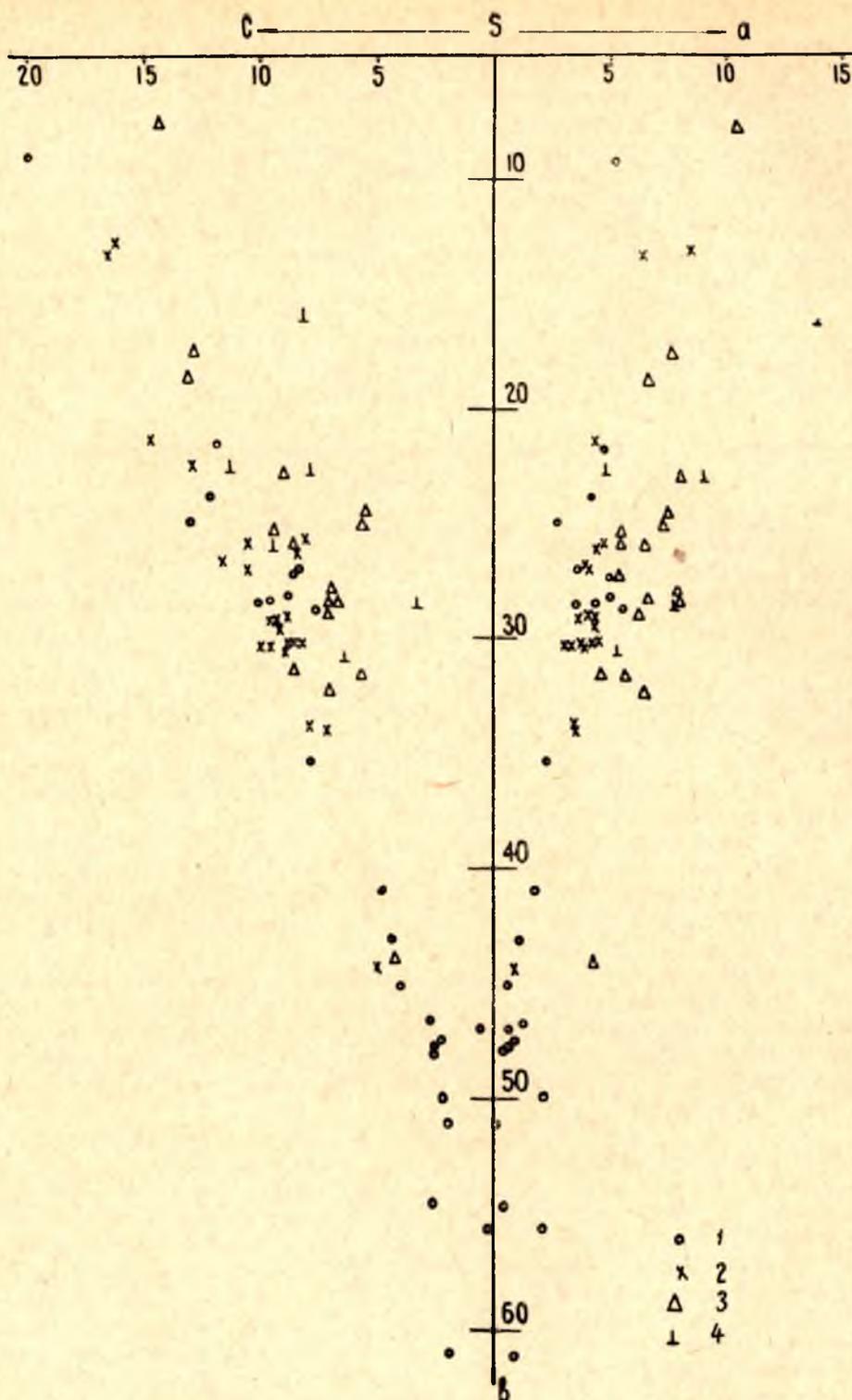


Рис. 7. Диаграмма химических составов пород дифференцированных основных интрузий (по методу А. Н. Заварицкого):
 1 — породы массива Кивакка; 2 — Луккулайсвара; 3 — Ципринга; 4 — Кундозеро

гипербазитовой формации, производной перидотитовой магмы, является предложенное Г. Е. Хессом отношение молекулярных количеств магния к суммарному железу. Для рассматриваемых гипербазитов это отношение колеблется от 6,8 до 16,0, тогда как, например, для ультраосновных дифференциатов интрузии Кивакка оно составляет 3,5—5,5. Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов (1958) в дополнение к этому критерию устанавливают и ряд таких, как низкое, менее 0,1% содержание титана, ничтожное содержание щелочей, низкое содержание кальция. Все эти критерии выдерживаются и для гипербазитов Северо-Карельской структурной зоны.

Некоторое своеобразие гипербазитов Северо-Карельской зоны заключается в повышенном и колеблющемся содержании суммарного железа (в среднем 10—12%). В этом отношении они близки к гипербазитам Печенги, несущим никелевую минерализацию (Елисеев и др., 1961).

Формация дифференцированных гипербазито-габбро-норитовых интрузий

Дифференцированные интрузии ультраосновного и основного состава составляют в пределах Северо-Карельской структурной зоны своеобразный комплекс магматических образований. По геологическому положению, строению и составу они обладают всеми признаками формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий (Кузнецов, 1964).

В пределах зоны известно пять массивов. Четыре из них: Кивакка, Ципринга, Луккулайсвара, Кундозеро идентичны и объединяются в так называемую Олангскую группу. Пятый массив — Ковдозеро по составу, строению и химизму стоит несколько особняком. Расположен он на большом удалении от первых и от протерозойских образований зоны вообще и в статье не рассматривается.

Олангские интрузии размещаются в южной части Северо-Карельской синклиналиной зоны, в области перехода ее к Пяозерско-Тикшозерскому поднятию. Внедрение их связано с деятельностью субширотных разломов, устанавливающихся по геологическим и геофизическим (Г. А. Поротова и др., 1963) данным.

Интрузии обладают крупными размерами и имеют пластообразную или близкую к ней форму. Они принадлежат к дискордантным интрузиям с независимой внутренней структурой. Характерной особенностью их является дифференцированность и расслоенность. Общим свойством Олангских интрузий является также медно-никелевая металлогеническая специализация.

Массив Кивакка находится на правом берегу р. Оланги. Форма его в плане неправильно-изометричная, несколько вытянутая в северо-восточном направлении. Общая площадь массива около 15 км². Вмещающие породы, представленные архейскими гнейсо-гранодиоритами и гнейсо-диоритами, известны по восточной и юго-восточной границе массива. Остальное окружение составляют молодые протерозойские плагиомикроклиновые граниты, гранодиориты, граносиениты и сиениты.

Массив дисгармоничен и обладает конформной внутренней структурой. В нем отчетливо выражены первично-магматическая полосатость и трахитоидность. Падение трахитоидности и полосатости колеблется от 20 до 80°, но преобладают средние углы около 40°.

Из всех интрузий Олангской группы Кивакку выделяет прекрасно выраженная расслоенность. Нижние горизонты интрузии мощностью 500—800 м представлены оливинитами, перидотитами и пироксенитами,

верхние — габбро-норитами. Граница между ультраосновной и основной зонами постепенная и выражается чередованием пластов пироксенитов и габбро-норитов. Пироксениты, локализуясь преимущественно в верхней части ультраосновной зоны, отражают определенный этап эволюции кристаллизующегося расплава и могут быть выделены в самостоятельную переходную зону. Мощность вышележащей габбро-норитовой зоны составляет более 1,5 км. В целом она однообразна, но некоторая расслоенность заметна и здесь. В низах иногда встречаются оливиновые разновидности и нориты, выше в габбро-норитах чаще появляются лейкократовые разновидности и шпировидные обособления габбро-пегматитов.

Помимо грубой расслоенности для всего разреза массива, но более для его средней части, свойственна тонкая ритмичная слоистость, выражающаяся в чередовании мелких слоев обогащенных тем или иным минералом.

Массив Луккулайсвара З. А. Бурцевой и В. И. Шмыгалевым рассматривается как часть единого с Ципрингой массива, разобщенного впоследствии на блоки по системе поперечных северо-западных разломов. Проведенные нами исследования в совокупности с критической оценкой имеющихся геологических и геофизических данных не позволяют рассматривать их как части одного и того же интрузивного тела. Об их самостоятельном пути формирования свидетельствуют различия в строении, степени дифференцированности и в химизме.

Массив Луккулайсвара представляет собой круто наклоненное к северу пластовое слабо овальное тело. Периферийные части массива перекрыты мощным чехлом четвертичных отложений, и границы его известны лишь по геофизическим данным. На северо-западе габбро-нориты граничат с метадиабазами. Простирание трахитоидности в габбро-норитах и сланцеватости в метадиабазе одинаковые, но падение встречное, что не исключает тектонического характера контакта.

Нижняя часть массива представлена перидотитами, верхняя — мощностью более 2,0 км габбро-норитами с прослоями габбро-лабрадоритов, лабрадоритов и габбро-пегматитов. В средней части массива залегает дайка микрогаббро-норитов, представляющая жильную фазу интрузии.

Массив Ципринга представляет собой круто падающее на северо-запад пластовое тело, размером 10×2,5 км. На юге габбро-нориты граничат с более древними гранодиоритами и диоритами архея (раннего протерозоя по В. И. Шмыгалеву), на северо-востоке с мигматитами молодых плагиомикроклиновых гранитов по архейским гнейсам; на севере — с молодыми микропегматитовыми гранитами.

Массив по отношению к структурам вмещающих пород является дискордантным. Первично магматические структуры в нем выражены плохо, значительно хуже, чем в однотипных Кивакке и Луккулайсваре. Плоскостная ориентировка подчинена общей форме массива. Внутреннее строение интрузии характеризуется первичным расслоением на две зоны. Нижняя зона мощностью около 500 м сложена оливиновыми габбро-норитами с редкими линзами пироксенитов, верхняя представлена однородными безоливиновыми габбро-норитами. Переходы между ними постепенные. В пределах нижней зоны вдоль всего массива залегает пластовое тело габбро-пегматитов мощностью 100—400 м.

Массив Кундозеро обнажается субширотной полосой вдоль южного берега одноименного озера. Длина его 7 км, ширина 2,5—3,5 км. Сложена интрузия габбро-норитами, габбро и их измененными разновидностями: метагаббро, габбро-амфиболитами, гнейсо-габбро-дио-

ритами. Изредка присутствуют шлировидные обособления габбро-пегматитов. Подобно рассмотренным массивам Олангской группы, подавляющее окружение Кундозерского массива составляют молодые плагио-микроклиновые граниты, гранодиориты и диориты, активно воздействующие на породы массива. Форма контакта извилистая с глубокими заливами. Характерно наличие среди гранитоидов большого числа ксенолитов — останцов метагабброидов.

Химизм дифференцированных габбро-норитовых интрузий

На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 7) фигуративные точки анализов укладываются в виде сравнительно узкой полосы, отражающей генетическую общность состава и общую для всех интрузий тенденцию кристаллизационной дифференциации.

Колемание параметра b от 61 до 8 показывает широкое изменение составов в процессе дифференциации от оливинитов до плагиоклазитов и габбро-пегматитов. Относительно прямолинейный характер полосы в правой части диаграммы свидетельствует о незначительном ($a=0,3-10,0$) увеличении щелочности алюмосиликатов. Последняя резко возрастает лишь при переходе от ультраосновных дифференциатов к основным. Также постепенно с уменьшением величины b наблюдается увеличение полевошпатовой извести ($c=2-20$).

Однако на фоне общности свойств, каждая из интрузий имеет свои особенности химизма.

Фигуративные точки анализов интрузии Кивакка, в которой дифференциация проявлена наиболее полно, расположены по фемической оси в интервале от 61 до 9. Точки анализов интрузий Луккулайсвара и Ципринга находятся примерно в одном интервале 44—8, но по щелочной оси их поля обособлены друг от друга.

Аналогичное обособление полей отмечается и на левой части диаграммы по величине c .

Общность и индивидуальность петрохимических свойств дифференцированных интрузий отчетливо проявляется на диаграмме

$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \times 100 - \text{SiO}_2$ (рис. 8). Точки составов пород различных интрузий образуют непрерывную полосу вдоль оси коэффициента фракционирования, этим свидетельствуя об относительном обогащении продуктов кристаллизации железом. Соответственно с возраста-

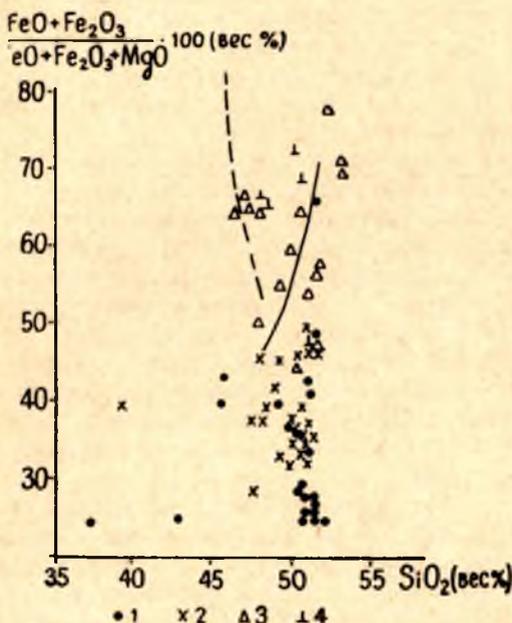


Рис. 8. Диаграмма изменения железистости в зависимости от SiO_2 в интрузиях Олангской группы:

1—породы массива Кивакка; 2 — Луккулайсвара; 3—Ципринга; 4—Кундозеро. Сплошной линией показано направление дифференциации толентовой серии, пунктиром—интрузии Скаергаард (Йодер, Тилли, 1965)

нием железистости расположены и основные дифференциальные серии пород: оливиниты, перидотиты — пироксениты — габбро-нориты — габбро-пегматиты, плагиоклазиты.

Вытянутость полосы параллельно оси ординат свидетельствует о сохранении в целом постоянного количества SiO_2 в процессе фракционной кристаллизации расплава. Исключение составляют единичные точки анализов наиболее ранних дифференциатов (оливинитов и перидотитов), для которых значение железистости и SiO_2 являются минимальными. Наблюдающееся постепенное обогащение последующих продуктов кристаллизации железом при известном постоянстве SiO_2 свидетельствует о «толеитовом направлении дифференциации» (Osborn, 1959). На диаграмме наблюдается близкое сходство в направлении путей кристаллизации олангских интрузий с типичным представителем толеитовой серии — интрузией Скаергаарда (Osborn, 1959; Йодер, Тилли, 1965).

Как отмечено, точки анализов всех интрузий на диаграмме образуют непрерывную полосу с коэффициентом железистости 25—78. Вместе с этим, каждая из интрузий характеризуется своими параметрами, занимая на диаграмме определенное положение. Точки анализов интрузии Кивакка, характеризующейся наиболее полной дифференциацией, прослеживаются на всем интервале полосы. В средней части концентрируются породы массива Луккулайсвара, в верхней — породы Ципринги. Этот факт свидетельствует о самостоятельном формировании интрузии Ципринги и Луккулайсвара, причем принадлежность пород интрузии Ципринги к поздним продуктам кристаллизационной дифференциации позволяет высказать предположение о наиболее позднем этапе внедрения (относительно других интрузий) расплава, ранее испытывавшего глубинную дифференциацию.

Толеитовый характер дифференциации хорошо отражается на трехкомпонентной диаграмме $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO} - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (рис. 9). Участие в системе $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (определяющих компонентов в эволюции магматического расплава) позволяет выявить несколько стадий процесса дифференциации.

Ранний этап кристаллизации характеризуется образованием ультраосновных членов серии с повышенной магнезиальностью и отсутствием щелочей. Следующий этап, отвечая кристаллизации пород переходной зоны (переслаивания габбро-норитов и пироксенитов), характеризуется резким увеличением в лейкократовых членах этой серии щелочей при относительно невысоком увеличении железистости. В последнюю стадию формируется габбро-норитовая зона, отличающаяся последовательным обогащением железом, обеднением магнием при постоянном содержании щелочей.

Составы всех интрузий ложатся в пределы рассмотренной полосы. Причем, если для Кивакки характерна вся ветвь, то составы интрузий Ципринги, Луккулайсвары и Кундозера образуют собственные поля, составляя последовательно сменяющиеся члены единой ветви дифференциации. Поле составов массива Ципринги в этой серии занимает наиболее крайнее положение, характеризующееся максимальным содержанием железа. Сходными с Ципрингой химическими параметрами характеризуются породы интрузии Кундозера.

Обобщая краткое рассмотрение геолого-петрохимических особенностей дифференцированных интрузий Олангской группы следует подчеркнуть их характерные признаки, свидетельствующие о принадлежности интрузий к единой магматической формации и позволяющие отнести их к выделяемой Ю. А. Кузнецовым (1964) формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий ранних стадий развития древних платформ.

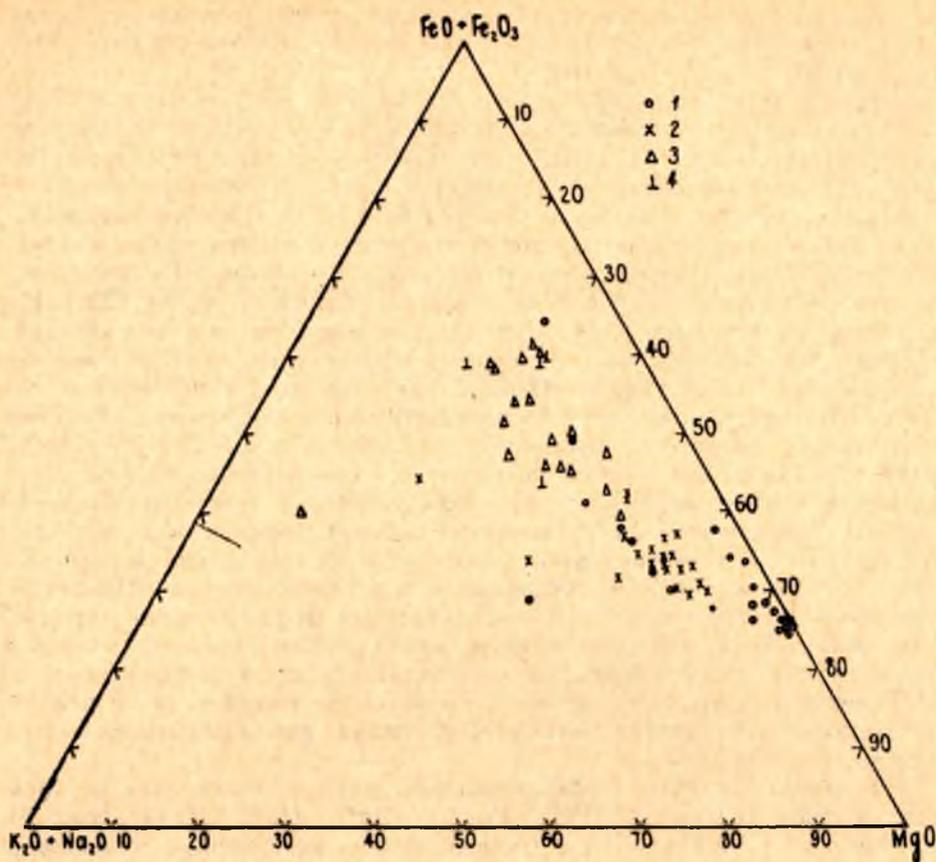


Рис. 9. Тройная диаграмма направления дифференциации в интрузиях Олангской группы:

1 — породы массива Кивакка; 2 — Луккулайсвара; 3 — Ципринга; 4 — Кундозеро

К этим признакам можно отнести следующие: принадлежность всех интрузий к производным толеитовых базальтов; общность петрохимических особенностей, свидетельствующих об однотипных условиях кристаллизации; общность петрографического состава и внутреннего строения; значительная дифференцированность (для Кивакки, и менее для Луккулайсвары и Ципринги); одинаковое положение в тектонической структуре района и трещинный характер интрузий.

Геологическое положение формации устанавливается недостаточно четко. Известно лишь, что интрузии моложе архейских гнейсо-гранитов и древнее синорогенных нижнепротерозойских гранитов. Определения абсолютного возраста пока не дают однозначного ответа. Колебания значений весьма широки. Для массива Кивакка определения ряда образцов укладываются в интервал 1840—5250 млн. лет (Герлинг и др., 1962). По массиву Кундозеро два определения дают 2100 и 2040 млн. лет (Герлинг и др., 1965). На принадлежность интрузий к нижнему протерозою, помимо отдельных значений абсолютного возраста (1840—2100 млн. лет), указывает тесная связь их с тектоническим развитием протерозойской структуры. Внедрение интрузий осуществлялось по глубинным разломам, закладывавшимся в ранние этапы развития геосинклинали.

Тот факт, что дифференцированные интрузии, обладая явными признаками платформенных интрузий, сформировались до эпохи главных складчатых движений (до синорогенных плагиомикроклиновых гранитов) не позволяет согласиться с распространенным мнением о принадлежности их к проявлениям позднего нижнепротерозойского магматизма. Это также относится к интрузиям гипербазитовой формации и вообще к представлению о позднем нижнепротерозойском возрасте всех магматических образований зоны. Установленное исследованиями последних лет (Богданов, Воинов, 1962; Григорьева, 1965) отсутствие в пределах всего комплекса вулканогенно-осадочных образований Северо-Карельской структуры угловых несогласий и эпох складчатости, позволяет рассматривать проявления магматизма в закономерной последовательности развития протерозойской геосинклинально-складчатой зоны, в ряду которого формирование гипербазитовой и габбро-норитовой формаций относится к ранним этапам.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Богданов Ю. Б., А. С. Воинов. Новые данные по стратиграфии Северо-Карельской зоны протерозоя. Вестник Лен. унив., № 24, серия геол. и геогр., вып. 4, 1962.
- Бурцева З. А. Петрология Ципрингского массива ультраосновных и кислых пород и перспективы его никеленосности. Автореф., ВСЕГЕИ, Госгеолиздат, 1955.
- Герлинг Э. К., Ю. А. Шулюков, Т. В. Кольцова, И. И. Матвеева, С. З. Яковлева. Определение возраста основных пород по калий-аргоновому методу. АН СССР, Геохимия, II, 1962.
- Герлинг Э. К., Г. О. Глебова-Кульбах, Л. Б. Лобач-Жученко, Л. И. Афанасьева, С. Н. Васильева. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. Изд. АН СССР, Лабор. докембрия, 1965.
- Григорьева Л. В. О строении и развитии Северо-Карельской зоны карелид. Сб.: «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Карельское кн. изд-во, 1966.
- Елисеев Н. А., Г. И. Горбунов, Э. Н. Елисеев, В. А. Масленников, К. Н. Уткин. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Тр. Лабор. докембрия, вып. 10, Изд. АН СССР, 1961.
- Йодер Г. С., К. Э. Тилли. Происхождение базальтовых магм. «Мир», М., 1965.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, 1963.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
- Михайлов Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. Сб.: «Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов». ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 80, 1962.
- Пинус Г. В., В. А. Кузнецов, И. М. Волохов. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, М., 1958.
- Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma. "Amer. Jour. of Science", V. 257, November, 1959.

М. М. Стенарь

О НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКОМ ВУЛКАНИЗМЕ В ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ

Изучение докембрийского вулканизма — одна из труднейших проблем геологии, в связи с тем, что немые, в большей или меньшей степени измененные региональным метаморфизмом вулканические образования с исключительной трудностью поддаются исследованию.

В значительной мере этим же обстоятельством объясняется то, что до настоящего времени вулканические образования нижнего протерозоя, широко распространенные в Западной Карелии, не изучены с надлежащей детальностью и нет еще специальных работ, посвященных данному вопросу.

В предлагаемой статье на основе изучения вулканических образований района Большезера, где они наиболее полно представлены в Западной Карелии, кратко отражены некоторые особенности проявления вулканических процессов в нижнем протерозое.

Суперкрустальные образования нижнего протерозоя Западной Карелии по составу, возрасту и структурным соотношениям подразделяются на две серии осадочных и вулканических пород: раннюю, получившую название гимольской, и позднюю — большезерской (Кратц, 1958; Чернов, Стенарь, 1960; Кратц, 1963; Чернов, 1964).

Отложения гимольской серии под влиянием регионального метаморфизма амфиболитовой фации превращены в кристаллические сланцы и гнейсы, в связи с чем первичная магматическая природа вулканических пород, входящих в значительном объеме в состав данной серии, устанавливается с большим трудом.

Среди отложений большезерской серии вулканические породы являются преобладающими и благодаря сравнительно более слабому метаморфизму (фация зеленых сланцев) лучше сохранили черты исходных вулканических образований, чем породы гимольской серии.

В районе Большезера к наиболее ранним вулканическим образованиям протерозоя, видимо, относится часть слоистых сланцев гимольской серии, тесно связанных с рудными магнетитовыми кварцитами. Для отдельных прослоев этих сланцев характерны структуры, весьма напоминающие неравномернозернистые пирокластические структуры сланцев района Костомукши и Гимолы в Западной Карелии, для которых установлена их вулканогенная природа (Чернов, 1964).

Помимо структурного сходства устанавливаются также их аналогичные текстурные признаки, положение в разрезе и сходство химического состава. В отличие же от районов Гимолы и Костомукши, здесь они получили незначительное развитие лишь в виде маломощных прослоев среди терригенно-осадочного материала верхов нижней толщи, подобно более слабому развитию здесь железистых кварцитов, которые генетически связаны с вулканической деятельностью ранних этапов развития Карельской геосинклинали (Кратц, 1963).

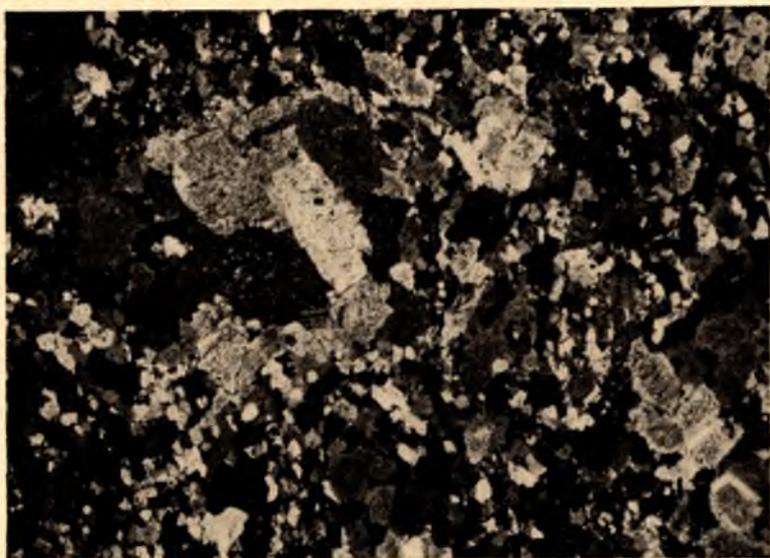


Рис. 1. Гомеогенное включение, состоящее из крупнозернистого плагиоклаза в лептитовом гнейсе. Николи +, увел. 25

С большей долей достоверности к породам вулканического происхождения можно отнести лептитовые гнейсы верхней толщи гимольской серии. Эти серые неравнозернистые породы состоят в основном из плагиоклаза (Ап 28—43%), кварца и слюд. По своему, плотному неслоистому сложению и частому присутствию бластопорфировых выделений плагиоклаза и кварца, а также по химическому составу (см. таблицу анализы 1, 2, 3) лептитовые гнейсы, вероятнее всего, образовались за счет метаморфизма эффузивов и частично туфовых пород.

Химический состав указывает на принадлежность лептитовых гнейсов к дацитам, что четко устанавливается по диаграмме химических составов, составленной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 2), где они занимают положение, аналогичное гранодиоритам, развитым в районе Большезера (Стенарь, 1966). На близость магмы лептитовых гнейсов с магмой гранодиоритового состава указывает также сходство элементов-примесей лептитовых гнейсов с элементами-примесями, установленными в гранодиоритах.

По особенностям исходного состава, химизма и внешнего облика лептитовые гнейсы района Большезера не отличаются от кислых и средних лептитов и лептит-порфиров, известных в ряде районов Карелии и Финляндии, Швеции и Норвегии (Bubnoff, 1952; Хольтедаль, 1957; Sederholm, 1930; Magnusson, 1960 и др.).

**Химический состав вулканических пород нижнего протерозоя района Большезера,
весовых %**

№ образцов	3634	2482	3002-1	2875-1	1069	2911	2084-5	2845	2840-4	2086-2	183-4	74	2796	2438	2337	2300	3646-8	3604-4	3603	
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
Окислы	SiO ₂	64,56	65,46	65,61	73,49	63,67	61,42	57,27	67,46	62,92	66,80	54,03	74,02	66,83	61,71	57,23	54,6	57,17	64,44	57,78
	TiO ₂	0,75	0,49	0,44	0,24	0,82	0,84	0,81	0,55	0,69	0,57	0,77	0,39	0,55	0,58	0,45	0,55	0,40	0,51	0,60
	Al ₂ O ₃	16,71	15,26	13,26	14,17	19,87	19,01	20,48	15,99	15,25	15,49	19,64	11,13	15,28	16,00	13,64	13,69	8,43	12,93	15,86
	Fe ₂ O ₃	1,05	1,95	3,57	1,64	1,64	1,48	1,23	1,24	2,86	1,21	6,81	1,60	1,84	3,22	3,60	2,81	3,62	1,75	1,81
	FeO	3,72	4,27	3,22	0,54	1,00	2,85	4,12	2,08	4,58	3,97	5,31	3,15	3,73	4,51	6,87	8,18	5,73	6,31	5,80
	MnO	0,05	0,07	0,10	следы	0,016	следы	0,05	0,06	0,08	0,04	0,02	0,09	0,10	0,10	0,16	0,16	0,16	0,13	0,13
	MgO	2,08	1,98	2,26	0,41	0,97	2,29	3,69	1,81	3,19	2,29	1,84	1,90	2,44	4,30	4,33	7,48	9,46	4,23	4,64
	CaO	4,10	1,13	3,45	0,46	1,91	1,58	0,85	1,35	0,95	0,84	3,53	1,08	1,65	1,11	7,48	5,55	10,23	14,08	6,35
	Na ₂ O	4,23	1,90	3,59	5,28	6,91	7,76	7,22	4,26	5,80	6,39	5,34	3,25	3,12	1,88	3,10	4,59	1,11	4,56	6,02
	K ₂ O	2,03	4,66	3,05	3,46	1,69	1,40	1,00	4,36	2,76	0,93	0,88	2,14	2,79	4,17	1,48	1,22	1,31	0,45	0,34
	H ₂ O	0,31	0,11	0,04	0,14	0,49	0,09	0,52	0,26	0,11	0,28	0,24	0,18	0,09	0,05	0,08	0,12	0,29	0,22	0,27
	п. п. п.	0,63	2,61	1,40	0,40	1,19	0,74	2,67	0,80	1,28	1,48	1,49	0,80	1,47	2,34	1,79	1,57	1,50	0,93	0,83
	Сумма	100,22	99,89	99,99	100,23	100,176	99,46	99,91	100,22	100,47	100,29	99,90	99,73	99,89	99,97	100,21	100,52	99,41	100,54	100,43

Аналитики		В. А. Ахвонен	В. А. Дойль-ниццана	Н. Д. Малькова	Г. И. Капустина	В. А. Дойль-ниццана	Н. Д. Малькова	В. А. Дойль-ниццана	Н. Д. Малькова	Н. Д. Малькова	В. А. Дойль-ниццана	В. А. Дойль-ниццана	В. А. Дойль-ниццана	Н. Д. Малькова	Н. Д. Малькова	Г. И. Капустина	Г. И. Капустина	В. А. Ахвонен	В. А. Дойль-ниццана	В. А. Дойль-ниццана
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	<i>s</i>	74,5	72,7	73,90	80,00	72,1	69,30	63,60	74,8	69,6	73,00	63,3	80,00	73,4	67,2	64,9	60,2	61,1	70,8	64,6
	<i>a</i>	12,2	10,80	12,20	15,90	17,4	18,8	16,80	15,2	16,3	14,70	13,4	9,7	10,5	9,8	8,9	11,4	4,1	10,2	13,3
	<i>c</i>	5,1	1,30	2,60	0,50	2,3	2,00	1,00	1,6	1,20	0,90	4,3	1,3	2,00	1,3	4,6	3,1	3,2	3,2	3,7
	<i>b</i>	8,2	15,20	11,32	3,60	8,2	9,90	18,60	8,4	12,90	11,4	19,0	9,00	14,10	21,7	21,6	25,3	31,6	15,8	18,4
	<i>Q</i>	19,5	22,60	20,70	27,6	7,1	-0,90	-7,3	17,6	5,5	15,50	-4,5	39,20	23,8	13,5	7,4	-5,2	10,8	18,0	-0,9
	$\frac{a}{c}$	2,40	8,1	4,6	31,6	7,6	9,60	16,80	9,5	14,8	16,00	3,1	7,5	5,4	7,60	1,9	3,7	1,3	3,2	3,6
	<i>c'</i>	—	—	13,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	21,1	13,2	26,7	10,0	20,6
	<i>a'</i>	3,3	42,60	—	32,1	52,5	23,00	41,60	28,6	9,1	27,60	24,5	20,7	37,10	36,80	—	—	—	—	—
	<i>m'</i>	42,5	20,90	33,3	17,8	19,6	38,50	32,70	35,7	40,1	32,80	16,9	33,6	27,80	32,10	33,6	47,9	47,6	43,7	41,7
	<i>f'</i>	54,20	36,50	53,50	50,0	27,9	38,50	25,60	35,7	50,8	39,70	58,6	45,7	35,2	31,10	45,3	38,9	25,7	46,3	37,7
	<i>n</i>	76,4	37,60	64,1	69,9	86,10	89,10	91,30	59,6	76,1	91,20	89,6	70,0	62,5	41,10	75,8	85,1	56,3	94,2	97,0
	φ	10,80	10,40	26,80	37,5	17,2	12,20	5,0	11,9	16,2	8,10	31,5	13,3	10,6	12,00	30,2	29,5	15,9	36,6	29,3
	<i>t</i>	0,80	0,50	0,40	0,20	0,90	0,10	1,10	0,60	0,85	0,60	1,1	0,4	0,60	0,80	0,5	0,7	0,5	0,5	0,8
	класс	II	II	II	II	III	IV	V	II	IV	II	IV	II	II	III	III	IV	III	II	IV
	группа	VI	III	VI	III	VIII	XII	XVII	III	XII	III	XIII	IV	IV	VIII	IX	XIII	X	V	XIII

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геологии (г. Петрозаводск). Анализы 1, 2, 3—лептитовые гнейсы; 4—альбитофир; 5, 6, 7—тонкослоистые метатUFFы; 8, 9, 10, 11—песчанистые метатUFFы; 12, 13, 14—туфопесчаники; 15—зеленый сланец; 16, 19—метадиабазы; 17—диабазовые метамандельштейны; 18—из прослоя метатUFFа в диабазовой метабрекчии.

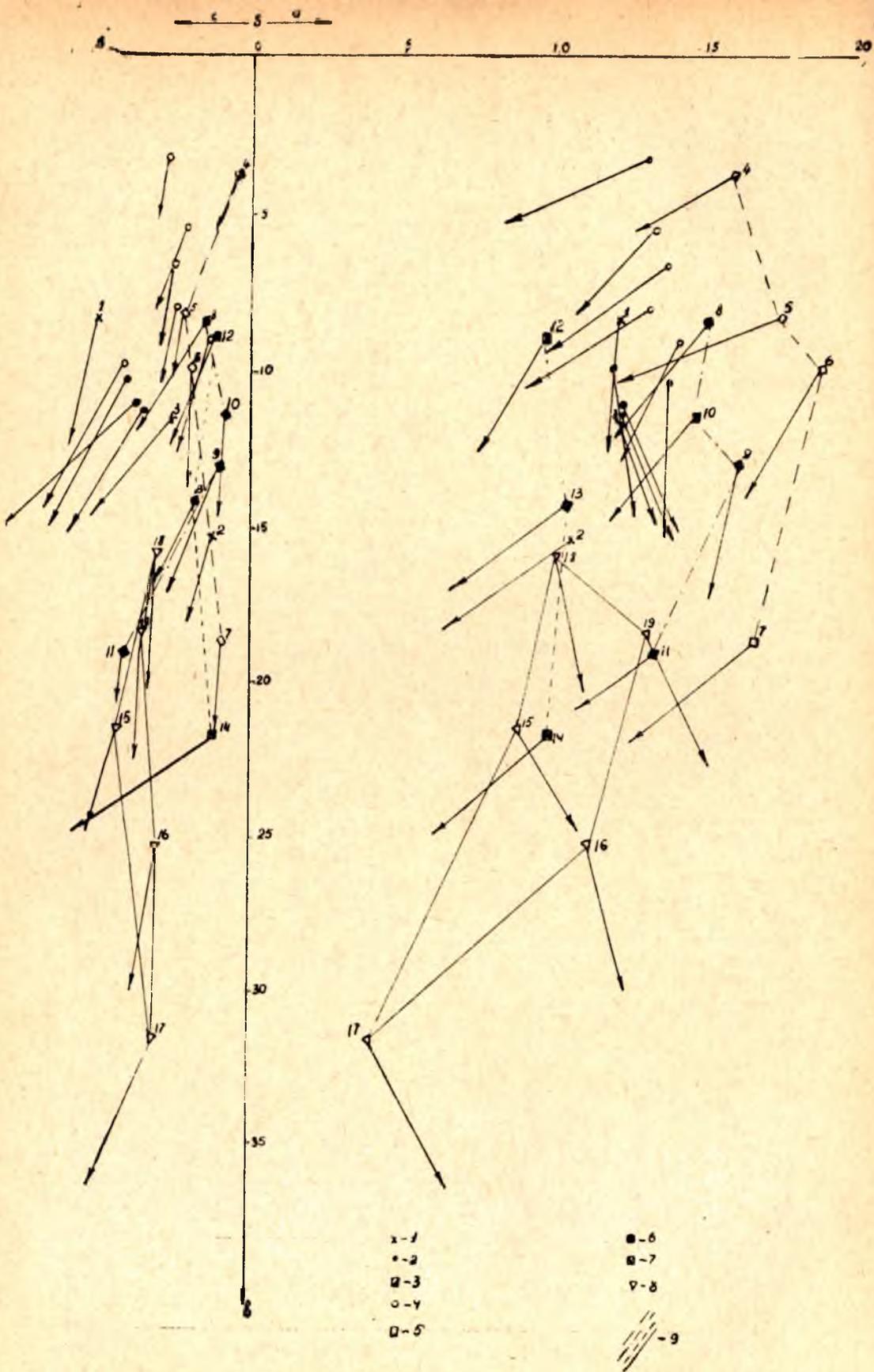


Рис. 2. Векторная диаграмма химических составов магматических пород (по методу А. Н. Заварицкого):

1—лептиты; 2—гранодиориты; 3—альбитофиры; 4—плагиограниты; 5—слоистые метатUFFы; 6—песчаные метатUFFы; 7—туфопесчаники; 8—основные эффузивы; 9—линии соединяющие точки составов пород большезерской серии. Цифры у точек соответствуют номерам химических анализов в таблице 1

Вулканические образования большезерской серии лучше сохранили признаки эффузивных и пирокластических пород, чем вулканические отложения гимольской серии. Среди них установлены эффузивные и пирокластические породы кислого, среднего и основного составов. Наиболее ранними являются вулканические породы кислого и среднего составов, представленные преимущественно пирокластическими породами и лишь в незначительном количестве эффузивами. Более молодые вулканические образования представлены эффузивными породами основного состава, среди которых в резко подчиненном количестве встречаются пирокластические образования.



Рис. 3. Кварцевый альбитофир: Николы +, увел. 25

Наиболее кислыми членами вулканического комплекса кислого и среднего составов являются альбитофиры и кварцевые порфиры, слагающие низы нижней осадочно-туфогенной толщи большезерской серии (Стенарь, 1960). Они представлены светло-серыми или розовато-серыми, относительно массивными, плотными, реже рассланцованными породами с хорошо выраженными порфировыми структурами, и различаются между собою лишь тем, что в альбитофирах вкрапленники представлены альбитом (4—5% Al_2O_3), а в кварцевых альбитофирах имеются также порфировые выделения кварца (рис. 3). В основной тонкозернистой массе, кроме альбита и кварца, наблюдаются редкие резорбированные листочки биотита и иногда кристаллы турмалина. Вкрапленники кварца имеют округлую, неправильную, оплавленную форму, местами с характерными бухтообразными ограничениями. Альбит во вкрапленниках лишь слабо пелитизирован и серицитизирован.

По химическому составу альбитофиры (табл. ан. 4) и кварцевые порфиры являются аналогами, развитых в районе Большезера плагиогранитов, и отличаются от последних лишь несколько повышенным содержанием щелочей, что хорошо видно на диаграмме (рис. 2).

Пирокластические породы кислого и среднего составов, представленные метатуфобрекчиями, тонкослоистыми метатуфами, туфоконгломератами и туфопесчаниками нижней толщи большезерской серии, разли-

Кроме того, установлено, что общее развитие вулканизма в районе Большезеро проходило в два этапа. В первый, ранний этап образуются вулканические породы среднего и умеренного кислого составов (лептиты). Во-второй, поздний этап устанавливается четкая смена от кислых вулканитов, в начале этапа к вулканитам основного состава к его концу.

ЛИТЕРАТУРА

Кратц К. О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. Изв. Кар. и Кол. филиалов АН СССР, № 2, 1958.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 16, 1963.

Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большезеро (Западная Карелия). Сб.: «Материалы по геологии Карелии». Тр. Кар. фил. АН СССР, вып. XXVI, 1960.

Стенарь М. М. Гранитоиды района Хедозеро — Большезеро — Кимасозеро (Западная Карелия). Сб.: «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии», 1966.

Стенарь М. М. О докембрийских метаморфизованных вулканических образованиях района Большезеро (Западная Карелия). Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1, 1966.

Хольтедаль У. Геология Норвегии. Т. I, изд. ИЛ, М., 1957.

Чернов В. М., М. М. Стенарь. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии. Сб.: «Материалы по геологии Карелии». Тр. Кар. фил. АН СССР, вып. XXVI, 1960.

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных железисто-кремнистых формаций Западной Карелии. Изд. АН СССР, Л.—М., 1964.

Bejer M. Berggrunden inom Zeptitömrödet mellan Harg och Hargshamn i Norra Uppland. Ged. För. Stockholm Forh. Bd. 76, N. 2, 1954.

Bubnoff S. Fennosarmatia. Geologische analyse des Europischen Kerngebietes. Berlin, 1952.

Magnusson N. H., Thorslung P., Brotzen F., Asklung B. and Kulling O. Description to accompany the map of the Pre—Quaternary rocks of Sweden. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ba, № 16, Stockholm, 1960.

Sederholm J. J. Pre—Quaternary, rocks of Finland. Bull. Comm. Geol. Finl. № 91, 1930.

Väyrynen H. Suomen kallioperä, sen synty ja geologinen kehitys. Helsinki, 1954.

В. М. Чернов, К. А. Инина

**ЛЕПТИТЫ И ЛЕПТИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ
ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ**

(вещественный состав и условия формирования)

ВВЕДЕНИЕ

В докембрии Балтийского щита издавна известны толщи кислых вулканитов, преобразованные метаморфизмом в лептиты, лептитовые гнейсы, геллефлинты, лептитоподобные породы и порфириоиды. Эти породы в ассоциации с железистыми кварцитами наиболее широко распространены в Средней и Северной Швеции, Южной Финляндии и полярной Норвегии (Зюдварангер) и большинством зарубежных исследователей отнесены к свекофеннидам.

На территории восточной части Балтийского щита аналогичные породы были встречены и изучены в ранних карелидах Западной Карелии (В. М. Чернов, 1964). Необходимо отметить, что в последние годы часть исследователей коррелируют свекофенниды с ранними карелидами (Mikkola, 1959; Магто, К. О. Кратц, 1961). Ранее свекофенниды рассматривались как наиболее древние образования Балтийского щита. Многие зарубежные исследователи (Х. Вяйринен, 1959 и др.), исходя из представления об огненножидком состоянии земли в раннем докембрии и факта отсутствия фундамента и базальных слоев в свекофеннидах, пришли к выводу, что лептиты и сопровождающие их в различной степени измененные кислые эффузивы возникли в начальные стадии формирования (застывания) земной коры на Балтийском щите и представляют собой ее остатки. Таким образом, сторонники гипотезы первичной лептитовой земной коры допускают особый, исключительный способ происхождения лептитов и лептитоподобных пород.

В решении проблемы происхождения лептитовых пород и парагенетически связанных с ними железистых кварцитов большой интерес представляют данные, полученные нами при изучении докембрия Западной Карелии, которые позволяют по-новому осветить эту проблему. В частности, это касается вопросов вещественного состава, петрохимии, литологии, палеофациальных и палеотектонических условий формирования лептитовых толщ Карелии, подробное описание которых в литературе отсутствует. Довольно детальная характеристика лептитов и лептитоподобных пород докембрия Карелии вызвана тем, что, кроме общетеоретического интереса, изучение этих образований имеет определенный практический интерес, поскольку аналогичные породы могут быть встречены в глубоко метаморфизованных комплексах Кольского полуострова

и Украинского кристаллического щита в ассоциации с железистыми кварцитами.

В различной степени метаморфизованные кислые вулканыты в докембрии Карелии стратиграфически приурочены к гимольской серии, которая протягивается в меридиональном направлении вдоль границы с Финляндией на расстояние около 500 км, образуя Западно-Карельскую структурно-фациальную зону карелид Карелии.

В этой зоне кислые вулканыты тесно ассоциируют с железистыми кварцитами, различными гнейсами, сланцами и наиболее широко распространены в межозерской свите (табл. 1).

Таблица 1

Состав и стратиграфическое расчленение гимольской серии Западной Карелии (Гимольский, Тумбареченский, Большезерский и Костомукшский железорудные районы)

Формация	Свита	Порода	Мощность. м
Вулканическая (лептитовая) железисто-кремнистая	Калиозерская	Ритмичное чередование кварцево-биотитовых туфосланцев, лептитовидных гнейсо-сланцев, лептитов с железистыми кварцитами, графитистыми кварцево-биотитовыми и кварцево-серицитовыми сланцами, талько-хлоритовыми сланцами	200—600 м
	Межозерская ²	Ритмичнослоистые кварцево-биотитовые туфосланцы, лептитовидные гнейсо-сланцы, лептитовые гнейсы, плагиопорфиры, геллефлинты, вулканические брекчии, редкие маломощные пласты железистых кварцитов	150—300 м
Терригенно-вулканическая железисто-кремнистая	Костомукшская	Цикличное и ритмичное чередование железистых кварцитов с графитистыми кварцево-биотитовыми и кварцево-серицитовыми сланцами, талько-хлоритовыми сланцами, мусковито-кварцевыми сланцами и гнейсо-сланцами	0—360 м
	Суккозерская (нижняя толща) ¹	Туфобрекчии, туфоконгломераты, конгломераты, глиноземистые и биотитовые гнейсы, параамфиболиты и амфиболовые парасланцы	400—500 м

¹ Нижняя толща — аналог суккозерской свиты в Костомукшском и частью в Большезерском железорудных районах.

² В Большезерском районе аналогом межозерской свиты является верхняя толща.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ГИМЛЬСКОЙ СЕРИИ

Среди вулканытов в гимольской серии выделяются следующие петрографические группы пород:

геллефлинты, порфириоиды и связанные с ними кварцево-серицитовые сланцы;

кварцево-биотитовые туфосланцы, гнейсо-сланцы и туфобрекчии; лептитовые гнейсы.

Геллефлинты, порфириды и связанные с ними кварцево-серицитовые сланцы

Под геллефлинтами и порфиридами рассматриваются кислые эффузивные породы кварц-полевошпатового состава, плотные, массивные или слабосланцеватые (геллефлинты¹), а также породы того же состава, но с отчетливой порфировой текстурой (порфириды).

Среди вулканитов гимольской серии геллефлинты и порфириды являются наиболее широко распространенной группой пород. Они наблюдаются в виде эффузивных пластов мощностью от 3 до 300 м, чередующихся иногда с кварцево-биотитовыми туфосланцами, вулканическими брекчиями и реже — железистыми кварцитами и приурочены к отложениям межозерской свиты.

Геллефлинты. Геллефлинты представляют собой тонкозернистые кварцитовидные породы светло-серого и серого, реже — темно-серого цвета с массивной или сланцеватой текстурой. Массивные разности часто имеют раковистый излом и напоминают роговиковую породу. Иногда (Гимольский район) встречаются тонкополосчатые разновидности геллефлинт, полосчатая текстура которых обусловлена наличием редких тонких полосок (0,1—0,8 см мощностью), обогащенных биотитом, отчасти — графитистым веществом, кварцем или эпидотом.

Микроскопически геллефлинты представляют собой очень тонкозернистую и равномернозернистую породу, состоящую из плагиоклаза (альбит, альбит-олигоклаз) и кварца, обычно с преобладанием плагиоклаза. Величина составляющих породу зерен колеблется в пределах 0,02—0,03 мм, редко достигая до 0,05 мм. В виде примеси в геллефлинтах могут присутствовать: биотит, мусковит, серицит, карбонат, минералы группы эпидота, реже — графитистая пыль и микроклин, количество которого иногда увеличивается до значения породообразующего минерала. Акцессорные минералы: магнетит, сульфиды, гранат, апатит, сфен, турмалин — встречаются редко и в незначительных количествах. Структура геллефлинт микрогранобластовая, микролепидогранобластовая (табл. I, рис. 1), нередко с участками бластопорфировой, которая обусловлена наличием среди тонкозернистой основной массы породы единичных вкрапленников плагиоклаза (альбит-олигоклаза) с неотчетливыми контурами. Текстура массивная, иногда (в серицитизированных разностях) слабосланцеватая, а также полосчатая.

Порфириды. Порфириды отличаются от геллефлинт только присутствием среди тонкозернистой или слабосланцеватой основной массы серого цвета светлых порфирических вкрапленников полевого шпата (плагиоклаза). Основная тонкозернистая промежуточная масса порфиридов минералогически аналогична геллефлинтам и состоит из плагиоклаза (альбит-олигоклаз), кварца с подчиненным количеством биотита (5—10%), мусковита, карбоната, иногда хлорита.

Для порфиридов характерна порфирическая и бластопорфирическая структуры (табл. I, рис. 2, 3) с микрогранобластовой и микролепидогранобластовой структурами промежуточной основной массы.

Порфирические вкрапленники представлены плагиоклазом и в незначительном количестве кварцем. Содержание вкрапленников в породе обычно колеблется от 10—15% до 25—30%.

¹ Термин роговик (hällflinta) употребляется в Швеции для обозначения кислых вулканических пород, которые перекристаллизованы с верхним пределом размера составляющих зерен в 0,03 мм.

В большинстве случаев вкрапленники плагиоклаза имеют неотчетливые, расплывчатые контуры, изометричную, таблитчатую или угловатую формы с зазубренными краями размером 0,2—0,8 мм в поперечнике; двойниковая структура в них наблюдается редко и выражена неотчетливо (табл. I, рис. 2). Они обычно катаклазированы и изменены более поздними процессами. Реже вкрапленники представлены зернами таблитчатого и удлиненно-призматического габитусов (размером 0,2—2 мм в поперечнике) с отчетливой двойниковой структурой (табл. I, рис. 3).

По химическому составу вкрапленники плагиоклаза отвечают альбиту (с 3—4% An), реже олигоклазу (с 26% An).

Вкрапленники кварца составляют от 5 до 20% общего количества вкрапленников породы. Они имеют удлиненно-линзовидную, угловатую, ромбовидную формы, обычно состоят из нескольких зерен размером 0,5—2,5 мм в поперечнике. Реже они представлены отдельными зернами кварца эллипсоидальной формы.

Серицитизированные разности, геллефлинт и порфириидов нередко изменены до стадии кварцево-серицитовых сланцев. Они обычно образуют небольшие зоны мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Макроскопически — это тонкозернистые сланцеватые породы светло-желтого и светлого зеленовато-серого цвета. Содержание мусковита (серицита) в них увеличивается с 15—20% до 30—35% объема породы. Мусковит (серицит) или равномерно распределяется в породе или концентрируется в полоски мусковитового, кварцево-мусковитового или полевошпато-мусковитового составов и образуется за счет замещения плагиоклаза и биотита. Структура породы — лепидогранобластовая, гранолепидобластовая. Текстура сланцеватая и тонкополосчатая. Минералогический состав: кварц, серицит (мусковит); в серицитизированных разностях геллефлинт и порфириидов — плагиоклаз, кварц, серицит. Второстепенные минералы те же, что в геллефлинтах и порфиридах.

Кварцево-биотитовые туфосланцы, гнейсо-сланцы и туфобрекчии

Кварцево-биотитовые туфосланцы. В группу кварцево-биотитовых туфосланцев объединяется целая гамма геологически тесно связанных между собой пород, родственных минералогически, химически и генетически, среди которых выделяются следующие петрографические разновидности:

кварцитовидные биотито-кварцевые туфосланцы,

кварцево-биотитовые туфосланцы,

филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы,

порфиробластические ставролитовые и «пятнистые» туфосланцы.

Наиболее распространены первые три выделенные разновидности.

Характерной особенностью туфосланцев является их слоистый характер, хотя среди них встречаются также и неслоистые разновидности. Слоистость обусловлена наличием среди серых сланцеватых пород биотито-кварцевого и кварцево-биотитового составов более темных прослоев, обогащенных биотитом, реже — графитистым веществом мощностью 5—20 см; темно-зеленых прослоев амфиболового и гранато-амфиболового составов мощностью 6—30 см. В отдельных районах для туфосланцев характерна слоистость типа «graded bedding» (сортированная слоистость), среди которой выделяются в основном 3 типа ритмов (рис. 1, А). В первом типе ритмичность имеет двухчленное строение. Нижние

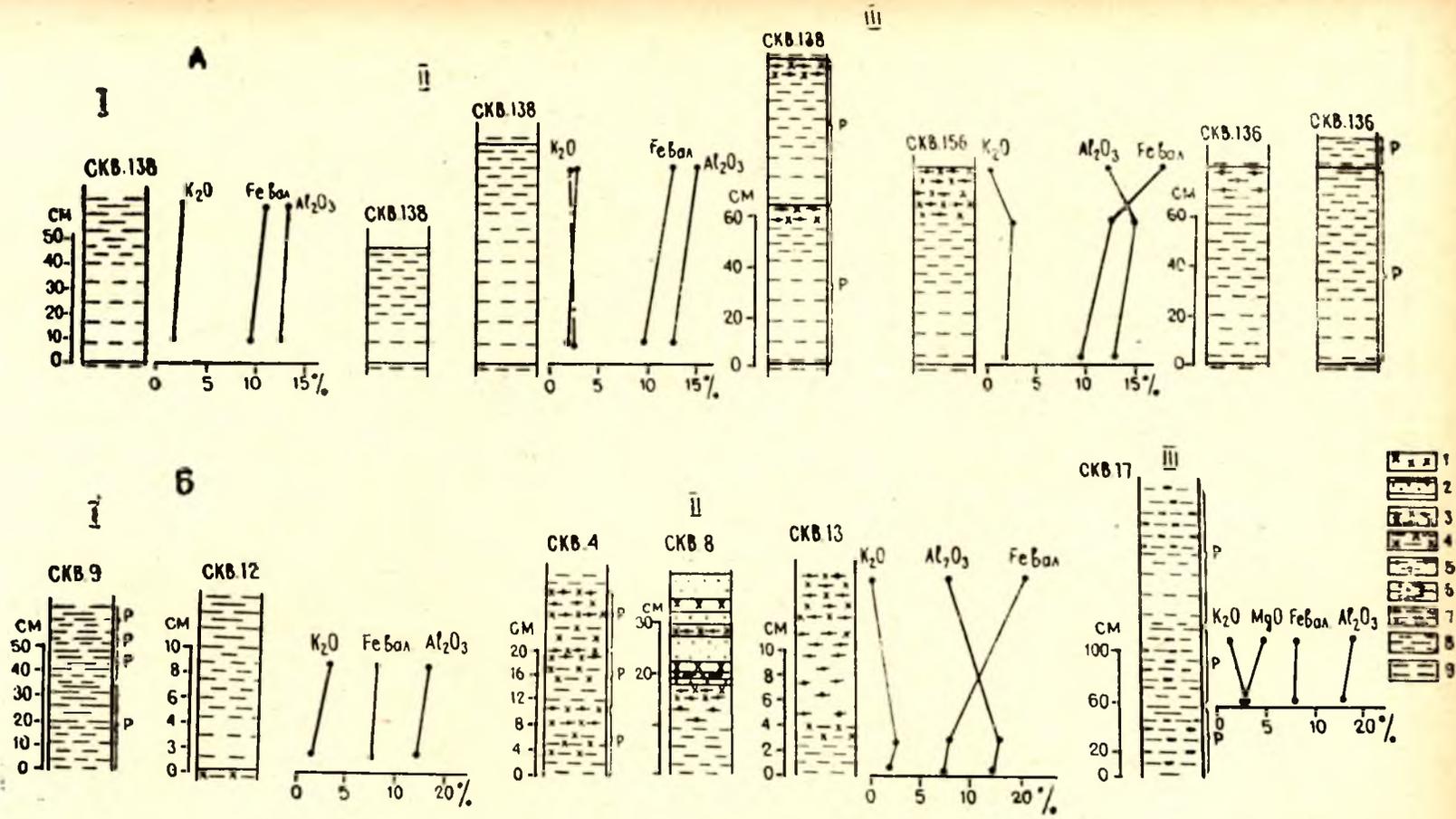


Рис. 1. Типы ритмической слоистости в туфогенных сланцах Костомукшского (А) и Гимольского (Б) железорудных месторождений и характер распределения в них некоторых химических компонентов:
 1—амфиболо-гранатовые сланцы и гранатиты; 2—кварцевые прослои; 3—гранато-амфиболовые сланцы; 4—гранато-биотитовые сланцы; 5—амфиболовые сланцы; 6—кварцево-биотитовые филлитовидные сланцы; 7—пятнистые кварцево-биотитовые сланцы с хлоритом; 8—кварцево-биотитовые сланцы; 9—биотито-кварцевые сланцы

элементы сложены мелкозернистыми биотито-кварцевыми сланцами светло-серого цвета, обычно преобладающими по мощности (5—30 см); верхние — тонкозернистыми филлитовидными кварцево-биотитовыми сланцами темно-серого цвета, образующими прослой 1—5 см мощности. Мощность отдельных ритмов 6—35 (до 70) см.

Во втором типе ритмов нижние элементы так же, как и в первом типе, сложены мелкозернистыми биотито-кварцевыми сланцами (мощностью от 2 до 30—35 см). В направлении вверх по ритму сланцы постепенно обогащаются биотитом и переходят в кварцево-биотитовые более слюдястые разности, в которых появляются зерна красного граната. Мощность верхних частей ритмов составляет 0,3—6 см. Мощность ритмов колеблется в пределах от 2—10 см (тонкоритмичные сланцы, табл. II, рис. 1) до 0,5—1 м.

Третий тип ритмичной слоистости имеет трехчленное строение. Нижние элементы ритмов сложены мелкозернистыми биотито-кварцевыми сланцами (мощность прослоев 1—25—30 см); средние — более слюдястыми кварцево-биотитовыми сланцами (0,5—8 см мощностью) и верхние — среднезернистыми амфиболо-гранатовыми сланцами мощностью от 0,5 до 10—15 см. В верхних амфиболовых частях ритмов часто появляются тонкие (0,2—0,5 см) прослойки кварцево-магнетитового и магнетитового составов. Мощность отдельных ритмов составляет от 5—35 до 60—80 см.

Между описанными типами ритмичной слоистости часто наблюдаются взаимопереходы: иногда один из членов ритма выпадает, и ритмы переходят из трехчленных в двухчленные.

Наряду с описанной ритмичностью наблюдается более крупная ритмичность с мощностью отдельных ритмов от 30 см до 4,5 м. В таких ритмах обычно верхний элемент сложен амфиболо-гранатовыми сланцами с прослоями магнетита. Мощность верхних частей ритмов в этих случаях одинакова с нижними или несколько превышает их (от 15 см до 3,5 м). Нижние части ритмов имеют мощность, изменяющуюся в пределах от 2—15 см до 0,7—1,2 м.

Кварцитовидные биотито-кварцевые туфосланцы. Эти сланцы представляют собой мелкозернистые кварцитовидного облика слабосланцеватые или сланцеватые породы светло-серого и серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком (ввиду присутствия в основной массе сланцев роговой обманки или хлорита). В ритмичнослоистых пачках они слагают обычно нижние более грубозернистые части ритмов. При микроскопическом исследовании среди кварцитовидных биотито-кварцевых сланцев выделяются следующие петрографические разновидности:

а) биотито-кварцевые туфосланцы с лепидогранобластовой структурой, среди которых нередко встречаются разности сланцев с реликтами псаммитовой структуры (последняя особенно характерна для сланцев Гимольского района (табл. I, рис. 4);

б) биотито-кварцевые туфосланцы с крупными порфиробластами зеленой роговой обманки. Структура породы порфиробластовая с микролепидогранобластовой структурой основной массы;

в) роговообманково-биотито-кварцевые и биотито-роговообманково-кварцевые сланцы с лепидонематогранобластовой структурой. Среди этих сланцев наблюдаются полевошпатовые разности с содержанием полевого шпата (плагиоклаза) от 7 до 15—20% объема породы. Две последние разности сланцев встречаются сравнительно редко (Костомукшский район);

г) биотито-хлорито-кварцевые туфосланцы (характерны для Боль-

шезерского района), представляющие собой мелкозернистые тонкорассланцованные породы светлого зеленовато-серого цвета, в которых биотит в различной степени (от частичного до полного) замещен бледно-зеленым хлоритом. Структура сланцев лепидогранобластовая, нередко с реликтами псаммитовой.

Главными породообразующими минералами биотито-кварцевых сланцев являются кварц (преобладает, составляя от 40 до 65—70% объема породы) и биотит (от 10—20 до 30—35%), а в некоторых разновидностях сланцев — полевой шпат, роговая обманка, хлорит. В небольших количествах могут присутствовать плагиоклаз, карбонат, мусковит, серицит, хлорит, гранат, рудные минералы, турмалин. Величина составляющих породу зерен (кварца и плагиоклаза) колеблется в пределах 0,02—0,2 мм в поперечнике.

Плагиоклаз, присутствующий почти повсеместно от 5 до 20% объема породы, относится к олигоклаз-андезину (27—33% An) и реже — к альбит-олигоклазу (11% An).

Роговая обманка, образующая порфиробласты, относится к обыкновенной роговой обманке и характеризуется следующими константами: $c: Ng = 12^\circ$, $2v = -72-74^\circ (+)$, $Ng-Np = 0,023-0,024$.

Кварцево-биотитовые туфосланцы. Кварцево-биотитовые туфосланцы слагают средние и верхние, более слюдистые элементы ритмов.

Макроскопически, по минералогическому составу эти сланцы сходны с вышеописанными биотито-кварцевыми сланцами и отличаются от них большим содержанием биотита (40—70% объема породы) и соответственно — меньшим содержанием кварца. Структура породы гранолепидобластовая, иногда с реликтами псаммитовой.

Филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы. Филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы слагают верхние элементы туфогенных ритмов (рис. 1) или образуют прослой мощностью 5—30 см, редко до 3 м.

Макроскопически филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы отличаются от описанных выше разновидностей более тонкозернистым сложением и представляют собой тонкосланцеватые темно-серые до черного цвета породы с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Филлитовидные сланцы сложены в основном биотитом (50—65%) и кварцем (40—50%), зерна которого обычно сильно удлинены в направлении сланцеватости породы и имеют размеры 0,02—0,05 мм в поперечнике. Из второстепенных и аксессуарных минералов присутствуют плагиоклаз, иногда порфиробласты роговой обманки, эпидот, хлорит, серицит, гранат, графит, мелкие кристаллики турмалина. Из рудных минералов преобладают сульфиды.

Структура гранолепидобластовая и микрогранолепидобластовая; текстура сланцеватая, неотчетливая микрослоистая, обусловленная чередованием прослоев с различной концентрацией биотита мощностью до 5—7 мм.

Порфиробластические ставролитовые и «пятнистые» туфосланцы. Порфиробластические ставролитовые и «пятнистые» туфосланцы в гимольской серии имеют незначительное распространение и обычно наблюдаются в зонах амфиболитовой фации метаморфизма. По составу промежуточной основной массы порфиробластические сланцы являются кварцево-биотитовыми и биотито-кварцевыми, нередко с отчетливо выраженной ритмичной слоистостью и не отличаются от описанных выше туфосланцев.

Порфиробласты представлены мелкими зернами коричневого ставро-

лита, красного граната, андалузита и крупными пятнистыми образованиями белого и серовато-зеленого цвета. Эти «пятнистые» обособления являются наиболее распространенными среди порфиробласт и приурочены обычно к более слюдястым (верхним) частям ритмов (рис. 1; табл. II, рис. 2). Форма их разнообразная: в виде неправильных пятен 1—2 см в поперечнике (табл. II, рис. 2б), а также линзовидных обособлений, в различной степени удлиненных в направлении сланцеватости породы. Светлые «пятнистые» обособления выполнены мелкозернистым агрегатом кварцево-серицитового состава, среди которого нередко наблюдались реликты зерен ставролита. Темные, серовато-зеленые «пятнистые» выделения удлиненной формы (размеры их колеблются в пределах 0,2—0,5 см в поперечнике и 0,5—2 см длиной) характерны для туфосланцев Гимольского района. Содержание их в сланцах различно и колеблется от 5—10% до 70—80% объема породы, увеличиваясь по направлению к верхним частям ритма (рис. 1б). Эти зеленые «пятна» имеют мелкозернистый мусковито-хлоритовый, серицито-хлоритовый или хлоритовый составы с подчиненным содержанием кварца и плагиоклаза (альбит-олигоклаз, олигоклаз).

Судя по форме, характеру развития «пятнистых» обособлений и минеральному составу выполняющего их агрегата, можно предположить, что они образовались в результате замещения глиноземистых минералов (ставролита, кордиерита или андалузита).

Биотито-полевошпатовые гнейсо-сланцы. Под термином гнейсо-сланцы подразумеваются метаморфические породы, по текстурным особенностям занимающие промежуточное положение между сланцами и гнейсами. По сравнению со сланцами они более перекристаллизованы, в них возрастает количество полевого шпата и увеличивается размер составляющих породу зерен. Слюдистые минералы в гнейсо-сланцах образуют пластинки 0,4—1,5 мм длиной, кварц и плагиоклаз зерна 0,1—0,4 мм в поперечнике.

Среди гнейсо-сланцев выделяются две разновидности: биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы и «пятнистые» биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы, являющиеся соответственно метаморфическими эквивалентами кварцево-биотитовых и «пятнистых» туфосланцев.

Биотито-полевошпатово-кварцевые гнейсо-сланцы в гимольской серии встречаются в зонах амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Макроскопически биотито-полевошпато-кварцевые и полевошпато-кварцево-биотитовые гнейсо-сланцы представляют собой средне- до мелкозернистых породы светло-серого и зеленовато-серого цвета, обычно со слоистой текстурой. Они состоят из кварца (40—60%), биотита (5—20, изредка до 30—35%), плагиоклаза (10—35%). Второстепенные и вторичные минералы представлены гранатом, микроклином, эпидотом, мусковитом, хлоритом, серицитом; рудные и аксессуарные — сульфидами, редкими зернами апатита и турмалина. Плагиоклаз гнейсо-сланцев изменяет свой состав от олигоклаза до олигоклаз-андезина и андезина, часто имеет зональный характер с более кислыми (альбит, альбит-олигоклазовыми) зонами. Структура породы лепидогранобластовая, грано-лепидобластовая, изредка реликтовая бластопсаммитовая (табл. IV, рис. 1).

Характерной особенностью гнейсо-сланцев является их слоистый характер. Слоистость как обычная, так и ритмичная (представленная 2 и 3-членными ритмами) аналогична вышеописанной слоистости туфогенных кварцево-биотитовых сланцев.

«Пятнистые» разности биотито-полевошпато-кварцевых гнейсо-слан-

цев имеют незначительное распространение. Они образуют прослой до 1,5—4 м мощностью, залегающие среди биотито-полевошпато-кварцевых гнейсо-сланцев и приурочены к верхним частям ритмов. От описанных выше гнейсо-сланцев «пятнистые» разности отличаются лишь присутствием серовато-зеленых обособлений линзовидной и овальной формы, отчетливо выделяющихся на светло-сером фоне породы. Обособления («пятна») ориентированы по сланцеватости (размеры их колеблются от $0,5 \times 15$ см до $1,3 \times 4$ см) и выполнены тонкозернистым агрегатом хлорито-кварцево-серицитового и кварцево-серицитового составов.

Туфобрекчии. Туфобрекчии имеют незначительное распространение. Они встречены в нижней толще гимольской серии в Костомукшском районе и в суккозерской свите Гимольского района, где образуют пачки до 100 м мощности.

Макроскопически туфобрекчии представляют собой сланцеватые породы серого цвета, состоящие из обломков и цемента. Обломки обычно имеют овальную форму и вытянуты в направлении сланцеватости породы. Для средне- и мелкообломочной брекчии величина обломков составляет 0,3—2 см по длинной оси. В крупнообломочной брекчии обломки имеют размеры 2—10 \times 0,3—2,5 см. Обломки составляют 30—50%, реже до 90% состава породы. Цемент и большая часть обломков имеют одинаковый кварцево-биотитовый состав, текстуру и структуру, но обломки являются более светло окрашенными по сравнению с цементом. Различия в количественно-минералогическом составе обломков и цемента незначительны: в цементе содержится несколько больше биотита, графита, плагиоклаза. Редко в туфобрекчии наблюдаются мелкие обломки порфиридов и кварцитовидной породы.

Лептитовые гнейсы

Под лептитовыми гнейсами понимаются мелкозернистые (с размером зерен 0,05—0,1 мм) слабо огнейсованные породы от светло-серого до серого цвета преимущественно кварц-полевошпатового (плагиоклазового) состава, содержащие реликтовые порфиновые вкрапленники плагиоклаза и кварца и представляющие собой в большинстве случаев метаморфизованные эффузивы кислого, отчасти среднего состава.

Лептитовые гнейсы имеют широкое распространение в гимольской серии. Они приурочены главным образом к отложениям межозерской и кадиозерской свит. В районе Костомукшского месторождения лептитовые гнейсы переходят по простиранию в геллефлинты, порфириды и в туфосланцы межозерской свиты и являются их метаморфическими эквивалентами.

Макроскопически, по текстурным особенностям среди лептитовых гнейсов выделяются следующие разновидности:

1) плотные тонкозернистые породы серого или темно-серого цвета, массивные или со слабо выраженной сланцеватой текстурой;

2) мелкозернистые, отчетливо сланцеватые породы серого и темно-серого цвета, напоминающие по своим текстурным особенностям слоистые туфосланцы;

3) порфиroidные лептитовые гнейсы, представляющие собой мелко- до среднезернистых обычно сланцеватые породы, на темно-сером фоне которых выделяются светлые порфиroidные обособления полевого шпата и (реже) кварца размером 1—3 мм в поперечнике, имеющие изометричную или удлинненно-линзовидную форму (табл. III, рис. 2);

4) полосчатые лептитовые гнейсы, текстура которых обусловлена наличием среди плотной тонкозернистой слабосланцеватой породы темно-серого цвета (эпидото-биотито-кварц-полевошпатового состава

(табл. III, рис. 3а) более слюдистых и более крупнозернистых гнейсовидных прослоев (мощностью от 2 до 8 см) того же состава (табл. III, рис. 3б). Эта разновидность лептитовых гнейсов наименее распространена;

5) лептитовые гнейсы светло-серого цвета с отчетливой или, в большинстве случаев, неясной полосчатостью. В лептитовых гнейсах с отчетливой полосчатостью последняя обусловлена наличием среди мелкозернистой породы светло-серого почти белого цвета кварц-полевошпатового состава более темных (серых и темно-серых) кварц-биотито-полевошпатовых прослоев мощностью от 0,3 до 3—5 см. В текстурном отношении по характеру чередования полос эти породы имеют большое сходство с ритмичнослоистыми туфосланцами. Нижние элементы ритмов в лептитовых гнейсах представлены обычно светлой кварцево-(циозито) полевошпатовой породой, а верхние элементы обогащены биотитом и имеют кварцево-биотитовый состав.

В лептитовых гнейсах этой группы наблюдается чередование прослоев (иногда микропрослоев) с различной концентрацией в них биотита и неясными расплывчатыми контактами смежных прослоев;

6) лептитовые гнейсы кварцитовидного облика светло-серого почти белого цвета, имеющие иногда нерезко выраженный полосчатый характер. Они состоят в основном из серицитизированного плагиоклаза (65—70%) - олигоклаза (с 13% Ап), кварца и незначительного количества слюды.

Микроскопическое исследование выделенных выше по текстурным особенностям групп лептитовых гнейсов показывает, что породы первых 4 групп очень сходны между собой. Отличными от них являются лишь породы 5-й и 6-й групп — лептитовые гнейсы с неотчетливой полосчатостью и кварцитовидные светло окрашенные лептитовые гнейсы. Большинство лептитовых гнейсов содержат в различных количествах порфиновые и очковые обособления (обычно невидимые макроскопически в образцах). Эти обособления представлены как зернами плагиоклаза (часто реликтовыми, табл. IV, рис. 2), так и скоплениями зерен плагиоклаза, линзовидными и ромбовидными обособлениями кварца (табл. IV, рис. 3, 4), и реже — зернами и обособлениями микроклина.

Минералогический состав лептитовых гнейсов довольно однообразен. Они состоят из плагиоклаза (преобладает), кварца, биотита (мусковита), эпидота. Размер зерен плагиоклаза и кварца основной массы породы 0,05—0,1 мм. Как второстепенные и вторичные минералы в них могут присутствовать мусковит, микроклин, карбонат. Акцессорные минералы турмалин, сфен, апатит присутствуют почти повсеместно в лептитовых гнейсах. Структура лептитовых гнейсов (отдельных разновидностей) реликтовая порфировая с микролепидогранобластовой структурой основной массы (табл. IV, рис. 2), очковая лепидогранобластовая (табл. IV, рис. 3, 4), микро- и лепидогранобластовая. Текстура сланцеватая, полосчатая и мелкоочковая (табл. III).

В петрографическом отношении среди лептитовых гнейсов выделяются:

- 1) эпидото-биотитовые лептитовые гнейсы;
- 2) эпидото-мусковито-биотитовые лептитовые гнейсы и пользующиеся незначительным распространением биотитовые и амфиболо-биотитовые лептитовые гнейсы.

Плагиоклаз является основным порообразующим минералом лептитовых гнейсов и присутствует в количестве от 40 до 70% состава породы. Он наблюдается как в основной промежуточной массе, так и в виде порфиновых обособлений. Порфиновые обособления присутствуют

почти во всех разностях этих пород, начиная от единичных реликтовых вкрапленников и увеличиваясь до 20—30% объема породы (табл. IV, рис. 2).

Вкрапленники плагиоклаза наблюдаются в виде отдельных зерен (размером 0,3—0,8, редко до 1,5—4 мм) таблитчатых, удлиненно-призматических и изометричных, обычно с закругленными углами, большинство из которых имеют неотчетливые расплывчатые контуры и зазубренные края. Кроме отдельных зерен плагиоклаза, порфиновые выделения в лептитовых гнейсах нередко представлены обособлениями удлиненно-линзовидной (чаще всего), а также округлой или ромбовидной формы размером 0,6—3 мм (до 6 мм) в поперечнике, состоящими из нескольких зерен плагиоклаза. Реже эти обособления имеют плагиоклазо-микроклиновый или микроклино-плагиоклазовый состав и являются наиболее обычными для лептитовых гнейсов с полосчатой текстурой (5-я группа). Химический состав плагиоклаза порфировых вкрапленников различный и изменяется от альбит-олигоклаза (с 11% An) до андезина, но преимущественно соответствует олигоклазу и олигоклаз-андезину.

Узкие краевые части зерен нередко окружены светлой каемкой альбита. Иногда в лептитовых гнейсах порфиновые вкрапленники плагиоклаза имеют отчетливо зональное строение с составом центральной части зерна андезина (40% An) и краевой части — олигоклаза (26—27% An). Плагиоклаз основной промежуточной массы лептитовых гнейсов имеет тот же состав и также нередко является зональным.

Из вторичных изменений наиболее характерным является развитие по плагиоклазу минералов группы эпидота, а также замещение его серицитом, мусковитом и микроклином.

Крупные вкрапленники нередко несут следы катаклаза.

Кварц так же, как и плагиоклаз, входит в состав мелкозернистой основной массы породы и образует порфировидные обособления. Содержание его в лептитовых гнейсах колеблется в пределах от 10 до 20—25% состава породы. Обособления кварца (более редкие, чем плагиоклаза) чаще всего наблюдаются в виде линзочек, ромбовидных обособлений, удлиненных в направлении сланцеватости породы и сложенных изометричными зернами кварца различной величины (табл. IV, рис. 3, 4).

Из других минералов лептитовых гнейсов следует упомянуть об эпидоте, который присутствует во всех разностях лептитовых гнейсов от незначительного содержания до 10—15% (иногда до 20%) и концентрируется совместно с биотитом в нечетко выраженные прерывистые прослойки и скопления. Эпидот является вторичным, более поздним минералом, образовавшимся за счет замещения первоначального более основного плагиоклаза и отчасти за счет замещения биотита.

Содержание коричневого биотита в лептитовых гнейсах невелико и колеблется в пределах 5—15% объема породы. Только в полосчатых лептитовых гнейсах (4-я группа) количество его несколько увеличено и составляет 15—25% объема породы. Биотит замещается эпидотом, мусковитом, редко — светло-зеленым хлоритом и магнетитом (по трещинам спайности).

Мусковит и серицит наиболее распространены в тонкозернистых и полосчатых разностях лептитовых гнейсов, где содержание мусковита увеличивается от незначительного до 7—8%. Судя по характеру развития, мусковит в лептитовых гнейсах образовался за счет замещения биотита и в меньшей степени — плагиоклаза.

Микроклин присутствует в небольших количествах (5—7%) почти во всех разностях лептитовых гнейсов, но наиболее обычным и часто встречающимся является в порфировидных (3-я группа) и неяснополосчатых

Химические анализы геллефлинта и порфиридов гимольской серии

Таблица 2

№ анализа	№ образца	Название породы	Район	Окислы, весов. %													Аналитик
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Mn	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.П.П.	Сумма	
1	594-3	Геллефлинта с редкими порфиrowыми вкраплениями плагиоклаза	Гимольский	68,72	0,54	16,40	1,46	1,93	0,14	1,25	4,26	3,32	1,29	0,33	0,86	100,50	Р. С. Мельянцева
2	596-a-1	Окварцованная и эпидотизированная геллефлинта	.	67,98	0,62	15,52	1,27	1,87	0,18	0,61	6,50	2,86	1,56	0,11	1,83	100,31	.
3	К-5-27	Порфириод	.	67,65	0,42	17,0	0,62	1,85	0,04	2,15	3,22	4,64	1,16	0,02	0,89	99,66	.
4	13 скв. 3	Рассланцованный кварцевый порфириод	Совдозерский	66,08	0,43	17,7	1,64	2,24	следы	1,54	2,55	3,90	1,52	0,06	3,34	100,47	Г. И. Капустина
5	2 скв. 3	Порфириод	.	60,41	0,53	16,31	2,46	3,74	0,04	3,65	3,89	4,27	1,08	0,08	3,68	100,14	.

6	11 скв. 138	Натровая геллефлинта	Костомукшское месторождение	69,64	0,14	14,17	4,15	1,49	0,03	1,15	2,87	5,16	0,71	0,06	0,57	100,14	Н. Д. Малькова
7	38 скв. 96	Натровая геллефлинта	"	70,49	0,09	17,94	0,50	0,73	0,01	0,75	3,24	5,29	0,81	—	0,43	100,28	"
8	2 скв. 117	Калиевая геллефлинта	"	67,50	не обнар.	16,72	1,15	1,57	следы	0,55	0,42	3,03	8,34	0,11	0,21	99,60	В. А. Дольнищына
9	4 скв. 117	Калиевая геллефлинта	"	68,34	не обнар.	15,20	0,83	0,74	0	следы	2,45	0,97	11,01	0,11	0,28	99,93	"
10	8 скв. 208	Серцитизированная геллефлинта	"	70,79	0,15	18,10	0,50	—	0,01	1,95	1,93	5,0	0,74	0,03	0,72	99,92	Р. С. Егорова
11	К-5-9	Кварцево-серцитовый сланец (по геллефлинта)	Гимольский	64,60	0,66	21,19	1,16	0,89	0,03	1,00	2,02	1,80	4,65	0,15	2,11	100,26	Р. С. Мельянцева
12	5 скв. 181	Кварцево-серцитовый сланец (по геллефлинте)	Костомукшское месторождение	72,62	0,08	18,67	0,20	—	0,01	1,96	1,47	1,87	1,72	0,07	1,66	100,3	"

Числа Ниггли и числовые характеристики А. Н. Заварицкого геллефлинта и порфиридов гимольской серии

№ анализа	Числа Ниггли					Коэффициенты А. Н. Заварицкого									
	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>c/fm</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>Q</i>	$\frac{c}{a}$
1	42	20	20	18	1,0	9,1	5,2	7,6	78,1	32,1	40,2	27,7	—	32,8	1,75
2	39	15	30	16	2,0	8,7	6,2	5,8	79,3	—	50,3	17,9	31,7	35,0	1,4
3	42	22	14	22	0,66	11,7	3,8	8,9	75,6	33,8	25,5	40,6	—	24,0	3,1
4	45	23	12	20	0,5	10,5	3,1	12,6	73,8	52,1	27,7	20,2	—	23,5	3,4
5	33	36	14,5	16,5	0,4	11,2	4,9	13,4	70,5	9,9	43,2	46,8	—	13,7	2,3
6	38	29	14	25	0,49	12	3,2	7	77,8	—	70,6	27,0	2,4	28,4	3,8
7	48,5	9,5	16	26	1,7	12,5	3,8	5,6	78,1	59	19,2	21,7	—	27,4	3,3
8	46	14	2	38	0,13	18,3	0,5	6	75,2	44,9	40,5	14,6	—	13,3	36,6
9	43	5,5	13	38,5	2,3	18,1	1,1	3,3	77,5	—	43,3	0	56,7	17,7	16,4
10	50	15	10	25	0,64	11,5	2,2	10,5	75,8	67,1	3,6	26,3	—	26,4	5,2
11	55,5	14	9,5	21	0,70	10,3	2,3	15,7	71,6	78,6	10,9	10,5	—	20,4	4,5
12	59	16,5	8,5	16	0,5	6	1,7	16,7	75,6	81	0,7	18,3	—	37,5	3,5

светло окрашенных (5-я группа) лепитовых гнейсах, где содержание его в отдельных микроклинизированных прослоях породы достигает 25—40%. Присутствует в виде мелких ксеноморфных зерен в основной мелкозернистой массе гнейсов, а также в виде порфиридных обособлений, которые являются более редкими и характерны для неяснопосчатых лепитовых гнейсов (5-я группа). Микроклин порфиридных обособлений является вторичным, образовавшимся за счет замещения плагиоклаза.

Для характеристики химизма вулканитов Западной Карелии в таблицах 2, 3, 4 приведены их химические анализы, пересчитанные по методам П. Ниггли и А. Н. Заварицкого (табл. 2а, 3а, 4а). Результаты пересчета этих анализов, нанесенные на диаграмму Ниггли, показывают, что геллефлинты, порфириды, кварцево-биотитовые туфосланцы и лепитовые гнейсы (за исключением одного (II) анализа кварцево-серицитового сланца р-на Гимольского месторождения) попадают в поле изверженных пород (рис. 2). При этом хорошо видно, что точки анализов геллефлинта, порфиридов и лепитовых гнейсов сосредоточены главным образом на двух плоскостях тетраэдра (VI—V и VII—IV), а точки анализов кварцево-биотитовых туфосланцев и гнейсо-сланцев группируются на плоскости в основном одного (IX—II) и частично другого (VIII—III) тетраэдра, располагаясь кучно в одном участке поля, близко к границе с полем глинистых осадков. Последняя особенность распределения анализов на диаграмме, вероятно, свидетельствует о том, что туфогенные разности пород содержат в своем составе примесь глинистого материала. Эта генетическая особенность туфогенных разностей вулканитов гимольской серии подтверждается диаграммой А. Н. Заварицкого (рис. 3), на которой анализы кварцево-биотитовых туфосланцев и гнейсо-сланцев (13—27) тяготеют к нижней более меланократовой части и характеризуются равным соотношением щелочей. На этой диаграмме также отчетливо наблюдается химическое

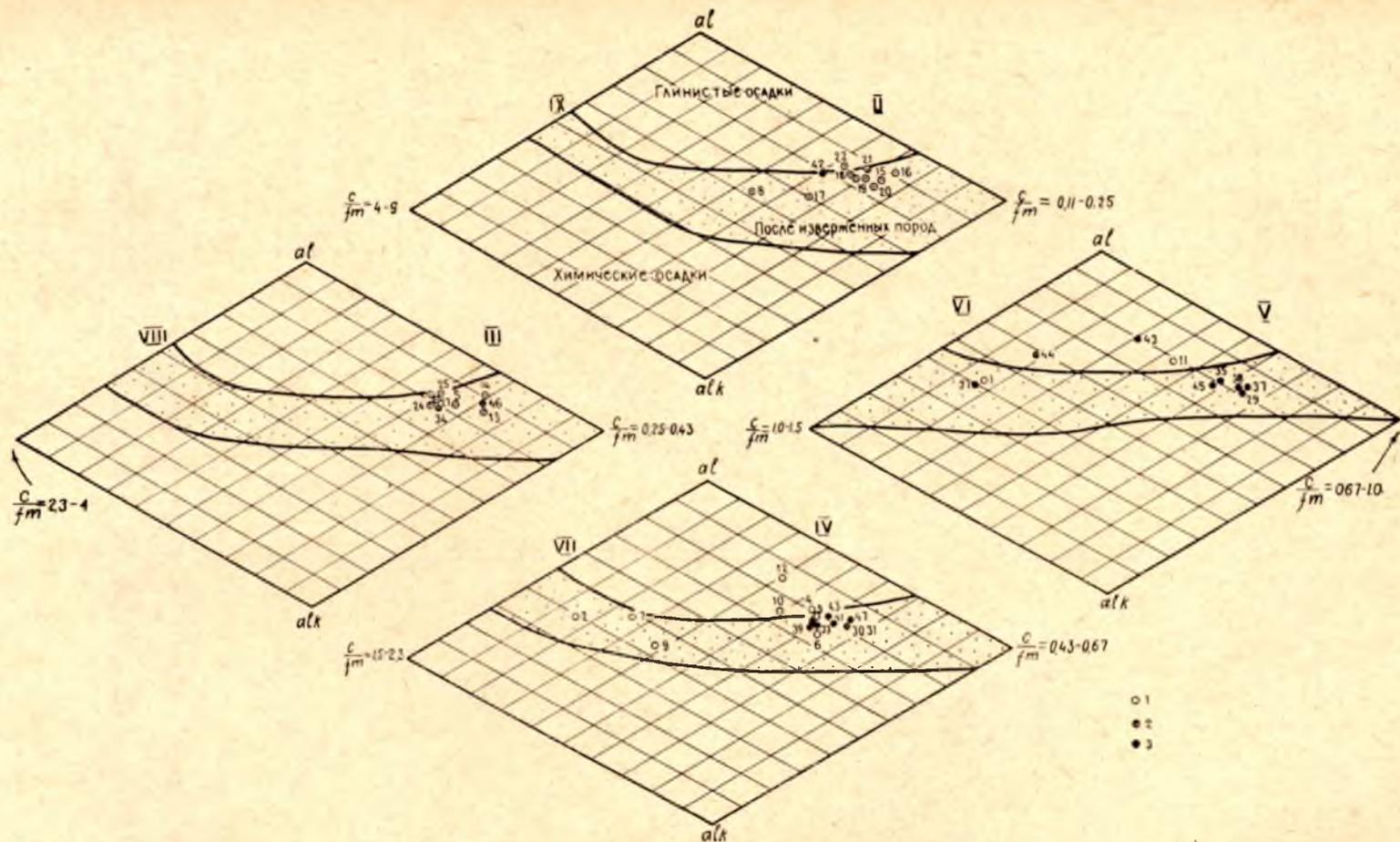


Рис. 2. Расположение точек химических составов вулканитов гимольской серии на диаграмме Ниггли: 1 — геллефлинты и порфириоды; 2 — кварцево-биотитовые туфосланцы и гнейсо-сланцы; 3 — лептитовые гнейсы

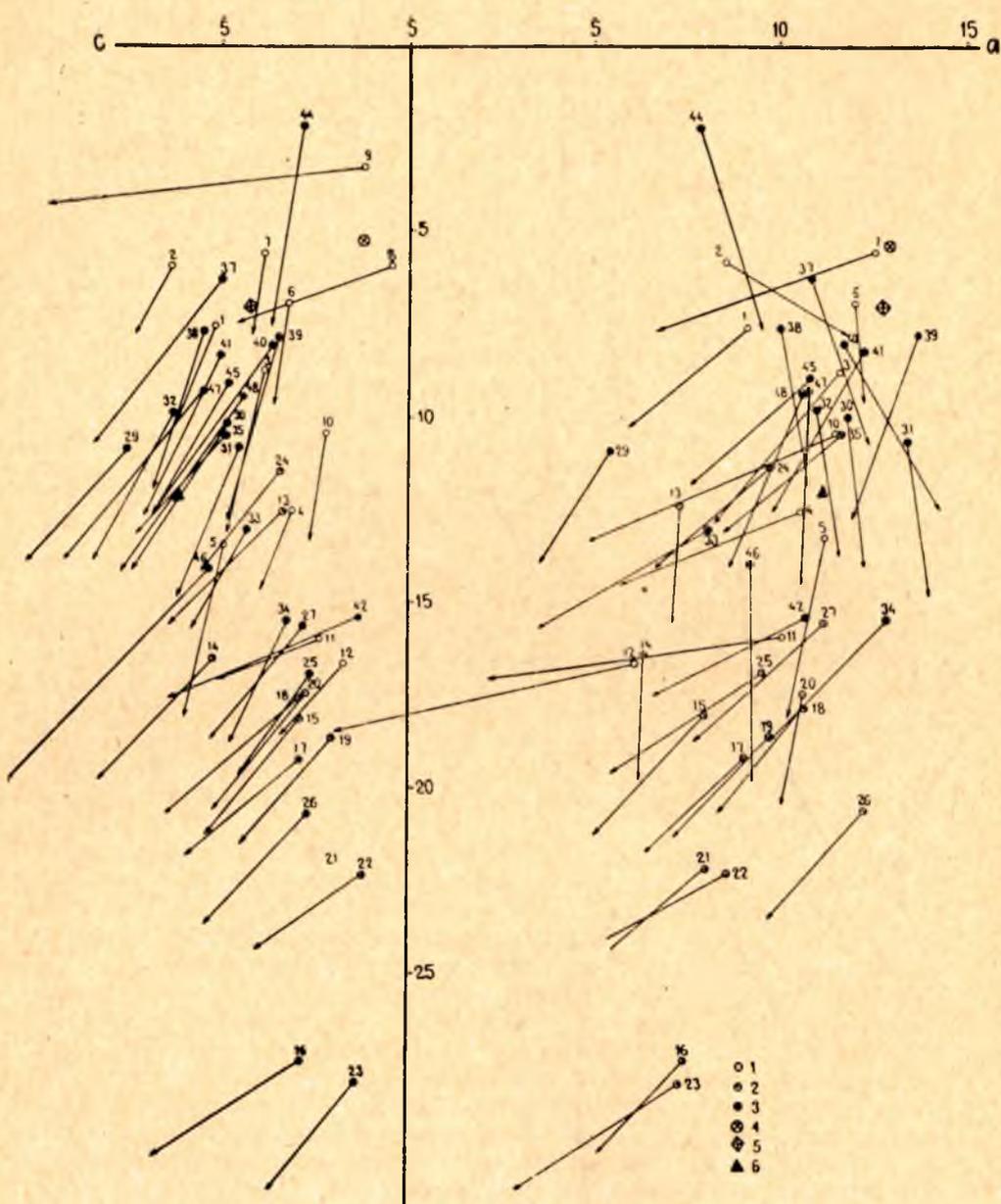


Рис. 3. Диаграмма химических составов вулканитов гимольской серии, пересчитанных по методу А. Н. Заварицкого:

1—геллефлинты и порфиroidы; 2—кварцево-биотитовые туфосланцы и гнейсо-сланцы; 3—лептитовые гнейсы; 4—составы липаритов; 5—составы дацитов; 6—составы андезитов (по Дели)

родство геллефлинт и порфиридов (1—12), с одной стороны, и лептитовых гнейсов (29—48), с другой, точки анализов которых сосредоточены в верхней части диаграммы. Из расположения векторов на диаграмме следует, что для геллефлинт, порфиридов и лептитовых гнейсов характерно преобладание Na_2O над K_2O . При сравнении химического состава этих пород с основными типами пород по Дели (рис. 3) устанавливается, что их следует относить к липарито-дацито-андезитовым разновидностям вулканических пород. Из диаграммы Осборна (рис. 4) видно, что вул-

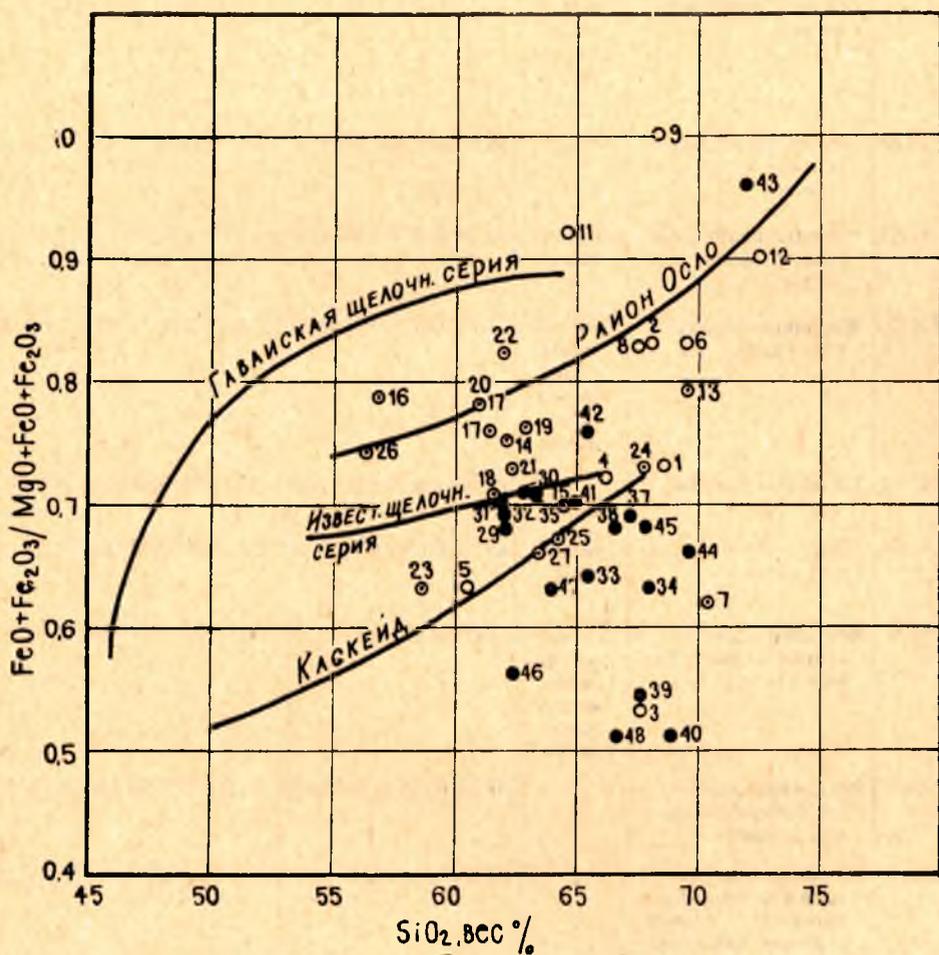


Рис. 4. Диаграмма Осборна изменения отношения $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ в зависимости от SiO_2 .

каныты гимольской серии принадлежат в основном к известково-щелочной серии и располагаются между линиями района Осло и Каскейд. При этом, лептитовые гнейсы (черные кружочки) сосредоточены в нижней части диаграммы, по сравнению с геллефлинтами, порфиридами и туфосланцами. Это отличие химизма лептитовых гнейсов, вероятно, связано с более сильными метаморфическими превращениями, которым они были подвержены.

Для вулканитов гимольской серии Западной Карелии было проведено также изучение распределения в них малых элементов, которое

Химические анализы кварцево-биотитовых

№ анализа	№ образца	Название породы	Район	Окислы, весов. %									
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
13	138-6	Биото-кварцевый сланец, грубозернистый	Костомукшское месторождение	69,07	0,54	10,95	1,65	7,35	0,06	2,38	2,82	2,06	2,15
14	48-64	Роговообманково-биотито-кварцевый сланец	"	62,94	0,69	14,28	1,44	7,99	0,14	3,17	4,28	1,76	1,75
15	14-25	Биотито-кварцевый сланец, мелкозернистый	Гимольский	64,48	0,54	14,86	1,02	6,91	0,07	3,49	2,47	2,38	2,00
16	151-10	Кварцево-биотитовый сланец	Костомукшское месторождение	56,87	0,69	14,50	2,94	12,40	0,21	4,28	2,27	1,68	2,73
17	151-37	Кварцево-биотитовый сланец	"	61,33	0,69	16,62	1,46	8,70	0,02	3,24	2,45	2,24	2,66
18	14-26	Кварцево-биотитовый сланец	Гимольский	61,51	0,65	16,13	0,96	7,36	0,07	3,32	2,41	2,78	3,40
19	25-9	Филлитовидный кварцево-биотитовый сланец	Костомукшское месторождение	62,96	0,59	14,16	2,32	7,61	0,07	3,14	1,67	2,89	2,51
20	138-7	Филлитовидный кварцево-биотитовый сланец	"	61,15	0,69	13,19	4,13	8,11	0,07	3,26	2,37	3,17	2,58
21	206-40	Порфиробластический кварцево-биотитовый сланец (с пятнистыми обособлениями кварцево-серицитового состава, ставролитом и андалузитом)	"	62,22	0,54	14,83	2,84	7,45	0,04	3,81	1,59	2,68	1,63
22	206-46	Порфиробластический кварцево-биотитовый сланец (с пятнистыми обособлениями кварцево-серицитового состава и со ставролитом)	"	62,03	0,54	16,44	2,26	6,57	0,05	2,88	1,07	2,07	3,08
23	17-9	"Пятнистый" кварцево-биотитовый сланец	Гимольский	58,6	0,68	17,89	0,90	7,49	0,09	4,96	1,25	2,33	1,90

туфосланцев и гнейсо-сланцев гимольской серии

H ₂ O	п. п. п.	Сумма	Числа Ниггли					Коэффициенты А. Н. Заварицкого										Аналитик
			af	fm	c	alk	c/m	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	Q	a/c	
—	1,33	100,36	27	46	13	14	0,28	7,3	3,3	12,4	76,9	2,1	66,7	31,2	—	36,0	2,2	Н. Д. Малькова
0,01	1,60	100,08	30	44	16	10	0,36	6,4	5,2	16,4	72,0	13,2	54,1	32,6	—	26,0	1,2	.
не обн.	2,14	100,36	27	44	10	13	0,23	7,9	2,9	18,1	71,0	29,6	39,0	31,4	—	23,4	2,7	Г. И. Капустина
0,07	1,89	100,53	26	52	8	9	0,15	7,4	2,6	27,3	62,7	23,5	51,0	25,5	—	8,0	2,8	Н. Д. Малькова
—	1,87	100,48	34	49	10	30	0,20	8,4	2,9	21,5	67,2	27,2	46,2	26,6	—	16,0	3,1	.
0,13	1,60	100,32	33	41	9	17	0,22	10,8	2,9	17,6	68,7	25,7	43,2	31,0	—	12,9	3,7	Г. И. Капустина
0,09	1,76	99,97	30	47	7	16	0,15	7,8	1,8	22,4	68	32,5	40,3	27,2	—	18,6	4,3	В. А. Доильницына
0,06	1,53	100,31	26	49	8	16	0,16	10,6	2,8	17,5	68,9	5,7	63,3	30,9	—	14,0	3,8	Н. Д. Малькова
0,10	1,94	99,67	31	50	6	13	0,12	8,0	1,9	22,2	67,9	32,2	40,2	27,6	—	17,9	4,2	.
0,11	2,81	99,91	37	44	5	15	0,11	8,6	1,2	22,3	67,8	44,6	34,7	20,7	—	17,3	7,2	.
0,06	3,93	100,08	32	49	4	12	0,08	7,3	1,4	27,9	63,3	44,7	27,0	28,3	—	10,7	5,2	Г. И. Капустина

№ анализа	№ образца	Название породы	Район	Окислы, весов. %									
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
24	3-36	Бiotитo-полево-шпaтo-квaрцeвый гнейсо-слaнec из нижней части ритма	Тумбареченское месторождение	67,64	0,50	15,44	1,06	3,91	0,07	1,87	2,87	2,91	2,44
25	3-37	Бiotитo-полево-шпaтo-квaрцeвый гнейсо-слaнec из средней части ритма	.	64,22	0,67	16,87	1,14	4,62	0,07	2,80	2,21	3,05	2,22
26	103-47	Полевошпaтo-квaрцeво-биотитовый гнейсо-слaнec	Межозерский	56,26	0,81	17,31	1,35	8,71	0,05	3,52	2,26	3,42	3,31
27	3-32	„Пятнистый“ полевошпaтo-биотитo-квaрцeвый гнейсо-слaнec	Тумбареченское месторождение	63,34	0,73	17,18	0,90	4,84	0,06	2,92	2,41	3,36	2,82

показало, что в геллефлинтах и порфироидах отмечается повсеместное вышекларковое содержание хрома, никеля, скандия, стронция и галлия. Для Гимольского района характерны вышекларковые содержания ванадия, марганца, бария, цинка и циркония. Для кварцево-биотитовых сланцев и гнейсо-сланцев вышекларковые содержания отмечаются только для галлия, ванадия и хрома, а также свинца и никеля — в гнейсо-сланцах Тумбареченского района. В «пятнистых» кварцево-биотитовых сланцах и гнейсо-сланцах следует отметить вышекларковые содержания скандия, галлия, ванадия, никеля и особенно хрома (в 3—7 раз). В лептитовых гнейсах большинство малых элементов не достигает кларковых значений. Вышекларковые содержания хрома, ванадия и стронция наблюдаются лишь в лептитовых гнейсах Межозерского, Костомукшского и Хедозеро-Большезерского районов. В лептитовых гнейсах Хедозеро-Большезерского и Тумбареченского районов, кроме того, отмечаются вышекларковые концентрации серебра.

Эффузивы гимольской серии Западной Карелии по химизму имеют своих аналогов в докембри Балтийского и Украинского кристаллических щитов. Так, порфироиды и геллефлинты по химическому составу близки эффузивным апокератофирам Украинской железисто-кремнистой формации (Семененко и др., 1956), а также с докембрийскими кератофирами из района Илоярви в Финляндии (А. Simonen, 1952).

Калиевые геллефлинты района Костомукшского месторождения сходны с калиевыми порфирами района Тервакиви Финляндии (А. Simonen, 1952). Лептитовые гнейсы близки по химизму с натровыми лептитами Швеции и туфами кератофигов Норвегии (Ofstedahl, 1958). В пределах Карелии аналогами порфиридов и геллефлинт являются кислые и средние эффузивы парандовской серии районов Хаутаваары, Чалки (М. Г. Попов, 1967).

H ₂ O	п. п. п	Сумма	Числа Ниггли					Коэффициенты А. Н. Заварицкого										Аналитик
			al	f/m	c	alk	c/fm	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	Q	$\frac{a}{c}$	
0,11	1,68	100,48	37	28	13	21	0,43	9,7	3,4	11,4	75,5	32,5	40,2	27,2	—	28,0	2,8	Г. И. Капустина
0,04	2,26	100,14	39	35	9	17	0,25	9,5	2,6	16,9	71	42,4	30,7	26,8	—	20,4	3,6	.
0,25	2,33	99,58	32	43	8	17	0,18	12,2	2,7	20,7	64,3	26,2	45,3	28,5	—	1,6	4,5	.
0,12	1,71	100,39	38	34	10	19	0,3	11,1	2,8	15,6	70,5	35,4	33,7	30,8	—	17,0	4,0	.

ПАЛЕОФАЦИАЛЬНЫЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИТОВ ГИМОЛЬСКОЙ СЕРИИ

Рассмотренные кислые вулканы в гимольской серии совместно с другими метаморфическими породами образуют две крупные железисто-кремнистые формации: терригенно-вулканическую и вулканическую (лептитовую) (Чернов В. М., 1964, 1966).

В этих формациях лептиты и лептитоподобные породы чередуются с различными кристаллическими сланцами, гнейсами, железистыми кварцитами и метаморфизованными конгломератами, образуя своеобразные парагенетические ассоциации пород, отражающие собой палеофациальные условия седиментации. Детальный парагенетический анализ гимольской серии позволил в ее составе выделить ряд элементарных парагенетических ассоциаций, неизменными членами которых являются кислые вулканические породы (табл. 5).

В гимольской серии наиболее широко распространены туфовая и ее метаморфический эквивалент туфолептитовая элементарные ассоциации пород, которые приурочены в основном к межозерской свите. Туфовая элементарная ассоциация сложена главным образом ритмично-слоистыми туфосланцами. В ней выделяются три типа ритмичной слоистости, строение которой можно представить следующими схемами (снизу вверх по ритмам):

1) биотито-кварцево-плагноклазовые среднезернистые туфосланцы → более слюдястые средне- или мелкозернистые кварцево-биотитовые туфосланцы;

2) средне- или крупнозернистые биотито-плагноклазо-кварцевые туфосланцы → мелкозернистые (более слюдястые) туфосланцы → филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы;

Химические анализы лептитовых

№ ана- ли- за	№ образца	Название пород	Район			
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
29	866	Мусковито-биотитовый лептитовый гнейс с редкими линзочками кварца	Меж-озерское месторождение	62,07	0,46	16,30
30	869	Лептитовый гнейс с линзовидными обособлениями кварца и незначительным содержанием мусковита и биотита	"	63,21	0,54	15,81
31	870	Порфиробластический биотитовый лептитовый гнейс	"	61,99	0,62	15,58
32	871	Биотитовый лептитовый гнейс с турмалином	"	62,02	0,61	17,01
33	912	Порфиробластический биотитовый лептитовый гнейс с обособлениями кварца и плагиоклаза	"	65,41	0,44	17,11
34	913-1	Порфиробластический биотитовый лептитовый гнейс с порфировидными обособлениями плагиоклаза	"	68,02	0,62	16,81
35	528-17	Тонкозернистый мусковито-биотитовый лептитовый гнейс	"	62,98	0,75	18,56
37	4 скв. 3	Лептитовый гнейс с незначительным содержанием биотита (из нижней части ритма)	"	66,98	0,35	15,26
38	2 скв. 3	Биотитовый лептитовый гнейс с сульфидами (из верхней части ритма)	"	65,61	0,42	15,68
39	5 скв. 3	Биотитовый лептитовый гнейс (из верхней части ритма)	"	67,34	0,39	16,91
40	8 скв. 3	Биотитовый лептитовый гнейс с обособлениями плагиоклаза	"	68,86	0,38	16,11
41	3684	Лептитовый гнейс	Большезерский	64,56	0,75	16,71
42	2482	Лептитовый гнейс	"	65,46	0,49	15,26
43	23	Лептитовый гнейс с незначительным содержанием биотита и мусковита	Костомукшское месторождение	72,41	следы	16,48
44	2272 скв. 129	Лептитовый гнейс	"	69,64	"	18,42
45	26 скв. 3	Лептитовый гнейс с мелкими порфирами вкрапленниками плагиоклаза	Тумбареченский	68,09	0,53	16,54
46	964	Тонкополосчатый биотитовый лептитовый гнейс	Совдозерский	62,46	0,36	14,64
47	1103	Биотитовый лептитовый гнейс, грубозернистый	"	64,20	0,54	16,06
48	1122	Биотитовый лептитовый гнейс	"	66,60	0,34	16,42

Таблица 4

гнейсов гимольской серии

Окислы, весов, %										Аналитик
Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	Σ	
2,60	2,16	0,10	2,23	5,67	3,26	3,00	0,23	2,35	100,43	Р. С. Мельянцева
3,47	2,48	0,10	2,40	4,29	3,62	2,50	0,09	1,68	100,19	В. А. Ахвонен
3,07	3,04	0,09	2,63	4,18	4,82	0,95	0,19	1,14	100,30	"
2,11	3,32	0,11	2,37	5,35	3,60	2,05	0,11	1,71	100,37	"
1,52	2,14	0,06	2,08	3,55	4,68	2,58	0,21	0,68	100,46	"
1,72	3,76	0,08	3,28	2,78	4,66	2,25	0,17	1,02	100,17	"
1,73	2,59	0,05	1,71	3,98	3,28	3,0	0,22	1,36	100,21	Р. С. Мельянцева
1,46	1,20	0,06	1,64	4,81	3,16	2,49	0,12	0,65	100,18	"
1,53	2,48	0,11	1,96	5,04	3,66	1,25	0,30	1,37	100,41	"
0,81	1,97	0,06	2,35	2,94	5,37	1,45	0,17	0,63	100,39	"
0,76	1,64	0,04	2,20	2,99	3,74	2,59	0,20	0,70	100,21	"
1,05	3,72	0,05	2,08	4,10	4,23	2,03	0,31	0,68	100,22	В. А. Ахвонен
1,95	4,27	0,07	1,98	1,13	1,90	4,66	0,11	2,61	99,89	В. А. Доильницына
0,56	0,57	0,02	0,63	2,25	5,75	1,04	0,06	0,64	100,41	В. А. Ахвонен
0,60	0,66	—	0,65	2,08	5,87	0,92	0,18	0,92	99,95	В. А. Доильницына
0,61	2,76	0,04	1,54	3,37	3,63	2,08	0,09	1,09	100,37	Г. И. Капустина
2,41	3,79	0,16	4,90	4,36	2,55	2,47	0,19	1,38	99,67	Р. С. Мельянцева
1,42	3,42	0,06	2,78	4,43	3,72	1,69	0,17	1,01	99,50	Г. И. Капустина
0,91	1,86	0,05	2,62	3,65	3,29	2,43	0,14	1,08	99,57	В. А. Доильницына

Числа Ниггли и числовые характеристики А. Н. Заварицкого
лептитовых гнейсов гимольской серии

№ ана- ли- за	Числа Ниггли					Коэффициенты А. Н. Заварицкого									
	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>c:fm</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>Q</i>	$\frac{a}{c}$
29	34,5	25,5	21,8	18,2	0,8	5,5	7,5	10,8	76,1	20,2	42,6	37,1	—	33,8	0,7
30	33,9	30,6	16,9	18,6	0,55	11,8	4,8	10,1	73,2	—	54,8	40,4	4,8	18,1	2,0
31	33,8	30,3	15,5	20,3	0,5	13,4	4,5	10,7	71,4	—	51,9	41,7	6,4	11,9	2,9
32	35,3	27,7	20	17	0,76	11	6,2	9,8	72,9	—	52,1	42,1	5,7	17,7	1,7
33	38,5	23,2	14,4	23,8	0,6	8,1	4,3	13	74,5	47,6	25,1	27,2	—	28,6	1,9
34	35,07	33,4	10,6	21	0,31	12,9	3,2	15,4	68,5	33,8	31,7	34,5	—	8	4,0
35	41,5	23,7	16	19,7	0,67	11,7	4,8	10,4	73	34,2	38,2	27,6	—	17,9	2,4
37	40,12	20,4	23,0	16,3	1,12	10,8	5,0	6,3	67,9	—	38,9	45,5	15,5	19,2	2,1
38	36,8	24,4	21,3	17,4	0,8	10	5,5	7,6	76,8	—	48,7	44,1	7,2	28,2	1,8
39	39,8	23	12,4	24,7	0,5	13,7	3,5	7,8	75,0	18,8	31,6	49,5	—	18,8	4,1
40	40,8	22,5	13,5	22,7	0,61	11,7	3,6	8	76,7	26,6	27,5	45,8	—	26,4	3,2
41	37,1	26,2	16,5	20,1	0,63	12,3	5,0	8,2	74,5	2,5	53,8	43,7	—	19,4	2,5
42	33,8	35	5,2	21	0,15	10,7	1,3	15,4	72,6	42,1	36,5	21,4	—	22,5	8,2
43	68,8	6,3	4,7	20,2	0,74	6,2	0,7	14,5	78,6	93,2	6,8	0	—	44,1	8,8
44	58,5	10,7	12,4	18,4	1,1	7,8	2,8	2,2	87,1	—	44	54,2	1,7	55,9	2,7
45	41,9	21,7	15,5	20,8	0,7	10,8	4,8	9	76,3	32,1	39,6	28,3	—	25,3	2,2
46	29	42	16	13	0,38	9,2	5,3	14,1	71,4	—	40,5	59,0	0,5	13,1	1,7
47	35	30	18	17	0,6	10,8	5,5	9,3	74,4	0,7	48,1	51,1	—	21,7	2,0
48	40	25	16	19	0,6	10,6	4,4	9,4	75,5	25,4	27,5	47,1	—	25,5	2,4

3) изредка наблюдаются четырехчленные ритмы: среднезернистые биотито-плагиоклазо-кварцевые туфосланцы → мелкозернистые туфосланцы → филлитовидные кварцево-биотитовые туфосланцы → амфиболо-гранатовые сланцы с прослоями кварца.

Мощности охарактеризованных ритмов изменяются от 0,5 до 4 м. Границы между ритмами резкие, внутри ритмов породы постепенно переходят одна в другую. Изредка на границе ритмов отмечаются следы размытов.

Интересной общей чертой строения всех типов ритмов является изменение гранулометрического состава пород от сравнительно крупнозернистых нижних частей к более мелкозернистым в верхних частях ритмов. Параллельно с изменением гранулометрического состава постепенно происходит увеличение в породах ритмов количества железа, глинозема, кремнезема, магния. Максимальное содержание этих элементов наблюдается в верхних частях трех- и четырехчленных ритмов, сложенных амфиболо-гранатовыми и биотито-гранатовыми сланцами.

В условиях амфиболитовой фации метаморфизма ритмично-слоистые туфосланцы превращаются в лептитовые полосчатые гнейсы и гнейсо-сланцы, в которых иногда наблюдаются реликты ритмичной слоистости. Частое чередование ритмов в разрезе гимольской серии отражает периодичный характер поступления вулканического материала в бассейн седиментации. Этим же обусловлено формирование ассимет-

ричной ритмичной слоистости туфогенных осадков. Присутствие следов размывов на границе ритмов, вероятно, свидетельствует о том, что при седиментации вулканический материал мог перемещаться потоками, возникшими при моретрясениях на склонах подводных вулканов. Седиментация протекала вблизи вулканических очагов.

Туфово-агломератовая элементарная парагенетическая ассоциация пород сложена главным образом туфобрекчиями, состоящими из обломков кварцево-биотитовых туфосланцев, реже плагиопорфиров, скрепленных туфогенным слюдистым цементом. В туфобрекчиях часто наблюдается крупная ассиметрично-ритмичная слоистость, которая обусловлена тем, что в нижних частях горизонтально наложенных пачек пород залегают крупно- и среднеобломочные туфобрекчии, которые постепенно переходят в мелкообломочные туфобрекчии или в кварцево-биотитовые туфосланцы. Мощность ритмично построенных пачек пород изменяется от 1,5 до 6 м. Наиболее широко распространены туфобрекчии с плохо сортированным обломочным материалом. В этой парагенетической ассоциации пород наблюдается несколько разновидностей, строение которых можно представить следующими схемами (снизу вверх по разрезу):

1) крупнообломочные туфобрекчии (с обломками 5—6 см в диаметре) → среднеобломочные туфобрекчии (2—3 см в диаметре) → мелкообломочные туфобрекчии (0,3—1 см в диаметре);

2) среднеобломочные туфобрекчии → мелкообломочные туфобрекчии;

3) средне- или мелкообломочные туфобрекчии → туфосланцы.

Часто можно наблюдать изменение характера стратификации туфово-агломератовой ассоциации пород по стратиграфическому разрезу от несортированных накоплений вулканического материала до ритмично-ассиметрично-слоистых (рис. 5). Указанные литологические особенности туфово-агломератовой ассоциации пород объясняются палеофациальными условиями осадконакопления. Известно, что для вулканических эксплозий характерно смешение грубого и тонкого вулканического материалов, в результате чего вблизи кратеров вулканов накапливаются несортированные брекчии, которые по мере удаления от очагов вулканизма сменяются слоистыми туфами. Ритмично-ассиметричное строение пачек вулканических пород, вероятно, обязано своим происхождением потокам, возникавшим на склонах подводных вулканов при вулканических взрывах и землетрясениях. Такой механизм образования приписывается И. В. Хворовой и М. Н. Ильинской (1961, 1963 гг.) для ритмично-ассиметричной слоистости туффито-туфовых парагенетических ассоциаций Южного Урала, очень похожих по строению на туфово-агломератовую ассоциацию гимольской серии Карелии.

Туфово-сланцевая элементарная парагенетическая ассоциация пород геологически тесно связана с туфово-агломератовой ассоциацией. Она ее сменяет во времени и пространстве. Эта парагенетическая ассоциация пород отличается от туфово-агломератовой тем, что в ее составе наряду с кислыми вулканиками (туфосланцы) большое место занимают типичные первично-осадочные породы, представленные графитистыми кварцево-биотитовыми и кварцево-серицитовыми сланцами, часто обогащенными сульфидами железа. Для этой парагенетической ассоциации характерна крупная ритмичная слоистость, которая построена по следующей схеме: нижние части ритмов мощностью 0,5—2,5 м сложены кварцево-биотитовыми туфосланцами, иногда с прослойками мелкообломочных туфобрекчий. Средние части представлены кварцево-серицитовыми сланцами, образовавшимися за счет метаморфизма песчано-глинистых осадков. Строение ритмов завершается графитистыми кварцево-

Элементарные парагенетические ассоциации пород		Мощности	Первичный материал	Вероятные условия осадконакопления
Эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма	Амфиболитовая фация метаморфизма			
Туфовая. Ритмичное переслаивание кварцево-биотитовых, биотито-кварцевых туфосланцев и филлитов	Туфово-лептитовая. Полосчатые лептитовые гнейсы, иногда с реликтовой ритмичной слоистостью, образованной чередованием слюдистых прослоев с менее слюдистыми	0,2—4 м	Ритмичнослоистые кислые туфы с примесью терригенного материала (песчано-глинистого)	Области интенсивного вулканизма
Туфово-агломератовая. Несортированные и слоистые туфобрекчии, переслаивающиеся с кварцево-биотитовыми туфосланцами		50—60 м	Кислые туфобрекчии и туфы	На склонах вулканов и вблизи от вулканов, располагающихся на вулканических островах или под водой
Туфосланцевая. Ритмичное переслаивание туфосланцев с графитистыми кварцево-биотитовыми и кварцево-серицитовыми парасланцами, обогащенными сульфидами	Лептито-сланцевая. Ритмичное чередование лептитовых гнейсов с графитистыми кварцево-биотитовыми и кварцево-мусковитовыми сланцами и гнейсо-сланцами	0,3—7 м	Переслаивание кислых туфов с глинистыми и песчано-глинистыми осадками, обогащенными углеродистым веществом и сульфидами железа	В сравнительно удаленных от вулканов участках морского бассейна. В условиях восстановительной геохимической среды, обусловленной, видимо, процессами вулканизма
Туфово-железисто-кремнистая. Ритмичное чередование кварцево-биотитовых туфосланцев с железистыми кварцитами	Лептито-железисто-кремнистая. Ритмичное чередование лептитовых гнейсов и гнейсо-сланцев, образовавшихся по туфам, с железистыми кварцитами	0,5—25 м	Переслаивание ритмично-слоистых кислых туфов с кремнистыми и железисто-кремнистыми осадками	Вблизи от вулканических очагов. При периодическом поступлении вулканического материала и продуктов эксгальций
Туфово-сланцево-железисто-кремнистая. Ритмичное чередование кварцево-биотитовых туфосланцев с графитистыми кварцево-биотитовыми, кварцево-серицитовыми, талько-хлоритовыми сланцами и железистыми кварцитами	Лептито-сланцево-железисто-кремнистая. Ритмичное переслаивание полосчатых лептитовых гнейсов с графитистыми кварцево-биотитовыми и кварцево-мусковитовыми гнейсо-сланцами и железистыми кварцитами	0,5—30 м	Ритмичное переслаивание туфов с песчано-глинистыми, глинистыми осадками, обогащенными углеродистым веществом и сульфидами, с кремнистыми и железисто-кремнистыми осадками	В значительно удаленных от вулканов участках морского бассейна. Под влиянием периодической повторяющейся вулканической деятельности и периодической смене геохимической обстановки — от восстановительной к окислительной

Туфово-глиноземисто-железисто-кремнистая. Ритмичное переслаивание кварцево-биотитовых сланцев с амфиболо-гранатовыми сланцами и железистыми кварцитами

Туфово-конгломератовая. Переслаивание кварцево-биотитовых туфосланцев с туфоконгломератами и гранитными конгломератами

Туфово-конгломерато-железисто-кремнистая. Переслаивание туфосланцев с конгломератами, туфоконгломератами и железистыми кварцитами

Кератофиро-железисто-кремнистая. Чередование плагиопорфиров, геллефлинта с железистыми кварцитами

Лептито-глиноземисто-железисто-кремнистая. Ритмичное переслаивание полосчатых лептитовых гнейсов с гранатитами и железистыми кварцитами

Лептито-конгломератовая. Переслаивание лептитовых полосчатых гнейсов или гнейсо-сланцев с туфоконгломератами и гранитными конгломератами

Лептито-конгломерато-железисто-кремнистая. Переслаивание полосчатых лептитовых гнейсов с железистыми кварцитами и конгломератами

Лептитовая железисто-кремнистая. Чередование лептитовых гнейсов (с реликтами порфировой структуры) с железистыми кварцитами

0,5—10 м

0,2—5 м

5—15 м

5—30 м

Переслаивание туфов с глинистыми осадками, обогащенными железом, и с железисто-кремнистыми осадками

Переслаивание туфов с гранитными конгломератами и туфоконгломератами

Переслаивание туфов с конгломератами, туфоконгломератами и железисто-кремнистыми осадками

Чередование кислых эффузивных лав с железисто-кремнистыми осадками

В сравнительной близости от вулканических очагов. При периодическом поступлении вулканического материала и продуктов эксгаляций

В областях вулканизма и поднятий древнего фундамента, сложенного архейскими гранитоидами

В областях интенсивного вулканизма и поднятий древнего фундамента

Вблизи от вулканов. В подводных условиях

биотитовыми сланцами, обогащенными сульфидами. Общая мощность пород ритмов обычно не превышает 6—7 м. Широкое развитие в составе туфово-сланцевой парагенетической ассоциации типичных первично-осадочных пород (кварцево-серицитовые, графитистые кварцево-биотитовые сланцы с сульфидами) свидетельствует о том, что эта ассоциация пород

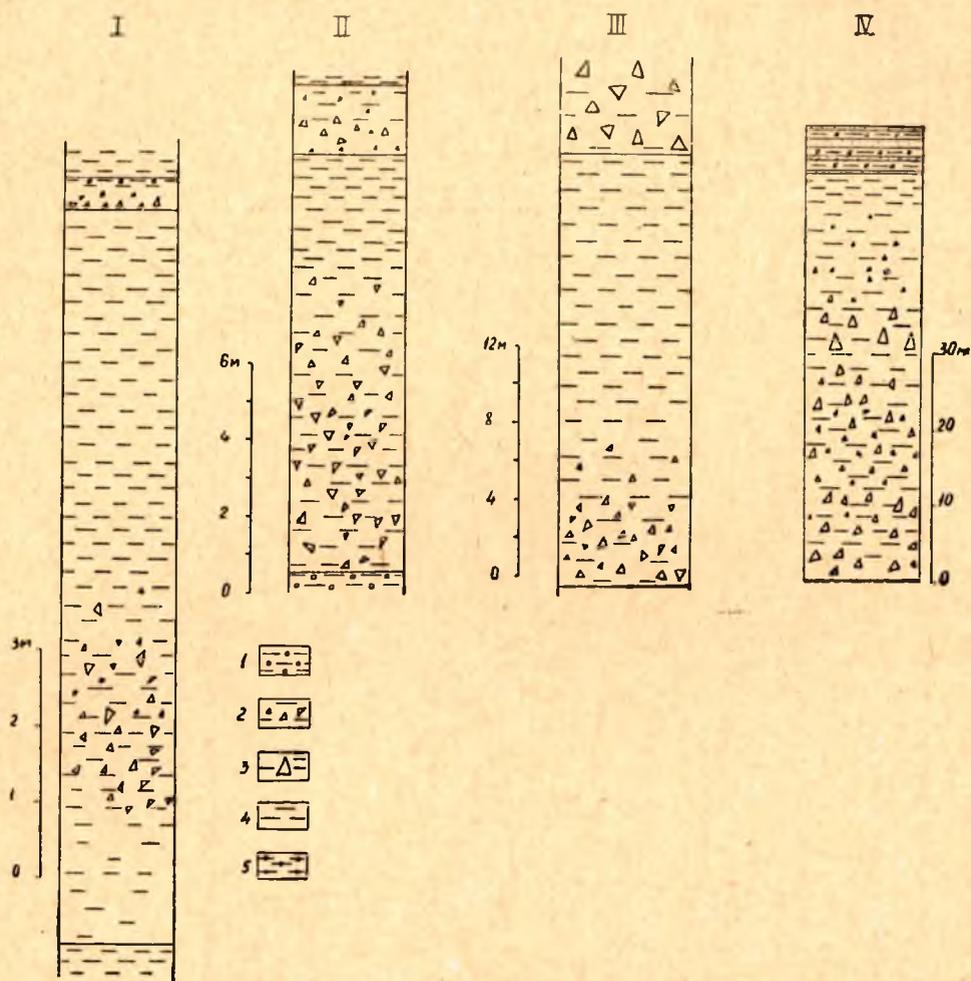


Рис. 5. Типы ритмов I—IV туфоагломератовой парагенетической ассоциации пород: 1—кварцево-биотитовые и кварцево-серицитовые графитистые сланцы с сульфидами; 2—мелко- и средне-обломочные туфобрекчи; 3—крупнообломочные туфобрекчи; 4—кварцево-биотитовые туфосланцы

формировалась в подводных условиях и в большем удалении от вулканических очагов, чем туфоагломератовая ассоциация. В целом формирование осадков туфоагломератовой и туфово-сланцевой парагенетических ассоциаций происходило под влиянием вулканизма на склонах подводных вулканов и на морском дне, в сравнительной близости от вулканических очагов. Осадконакопление протекало в условиях восстановительной геохимической среды, обусловленной газовыми эманациями и вулканическими растворами, обогащенными сернистыми соединениями, на что указывает обильная сингенетическая сульфидная вкрапленность.

Туфово-сланцево-железисто-кремнистая и туфово-железисто-кремнистая парагенетические ассоциации пород отличаются от вышерассмотренных туфово-сланцевой и туфовой лишь присутствием в своем составе железистых кварцитов, слагающих верхние части осадочных ритмов. Очень близкой по составу с этими парагенетическими ассоциациями является туфово-глиноземисто-железисто-кремнистая, в которой наряду с туфосланцами и железистыми кварцитами, большое место занимают

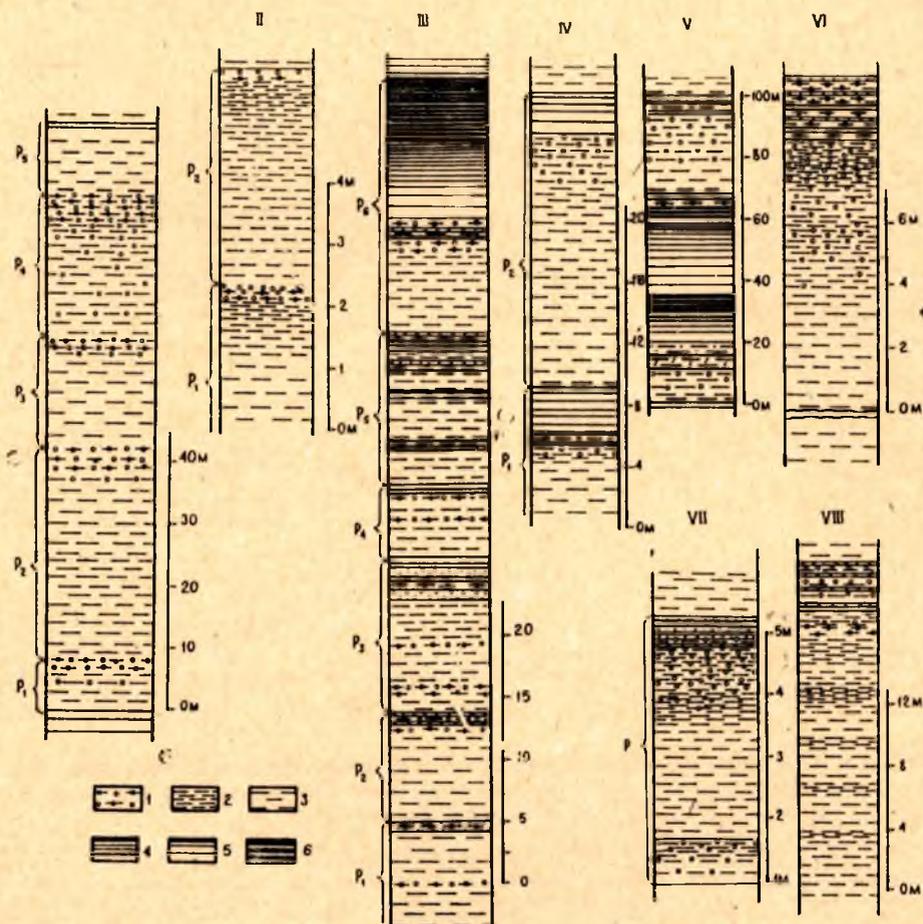


Рис. 6. Типы ритмов I—VIII туфово-глиноземисто-железисто-кремнистой парагенетической ассоциации пород:

1—грюнерито-гранатовые сланцы и гранатиты; 2—кварцево-биотитовые филлитовидные сланцы; 3—кварцево-биотитовые туфосланцы; 4—железистые кварциты с содержанием железа 20—25%; 5—„безрудные“ железистые кварциты с содержанием железа 10—15%; 6—магнетитовые кварциты с содержанием растворимого железа 30—35%

своеобразные глиноземисто-железисто-кремнистые породы, представленные в настоящее время грюнерито-гранато-кварцевыми сланцами или гранатитами (рис. 6). Рассмотренные парагенетические ассоциации пород формировались под влиянием вулканизма в небольшом удалении от вулканических очагов, на что указывают широкое развитие в их составе туфогенных пород, а также хемогенных железисто-глиноземистых пород (известно, что глинозем имеет ограниченную способность к миграции).

Туфоконгломератовая и туфоконгломерато-железисто-кремнистая ассоциации в гимольской серии встречаются редко. Они известны в Гимольском районе Карелии (В. М. Чернов, В. Я. Горьковец, К. А. Инина, М. Б. Раевская, 1966), где совместно с железистыми кварцитами и лептитовыми гнейсами образуют сложно построенную гимольскую градацию терригенно-вулканической железисто-кремнистой формации. Главными членами этих парагенетических ассоциаций пород являются «гранит-

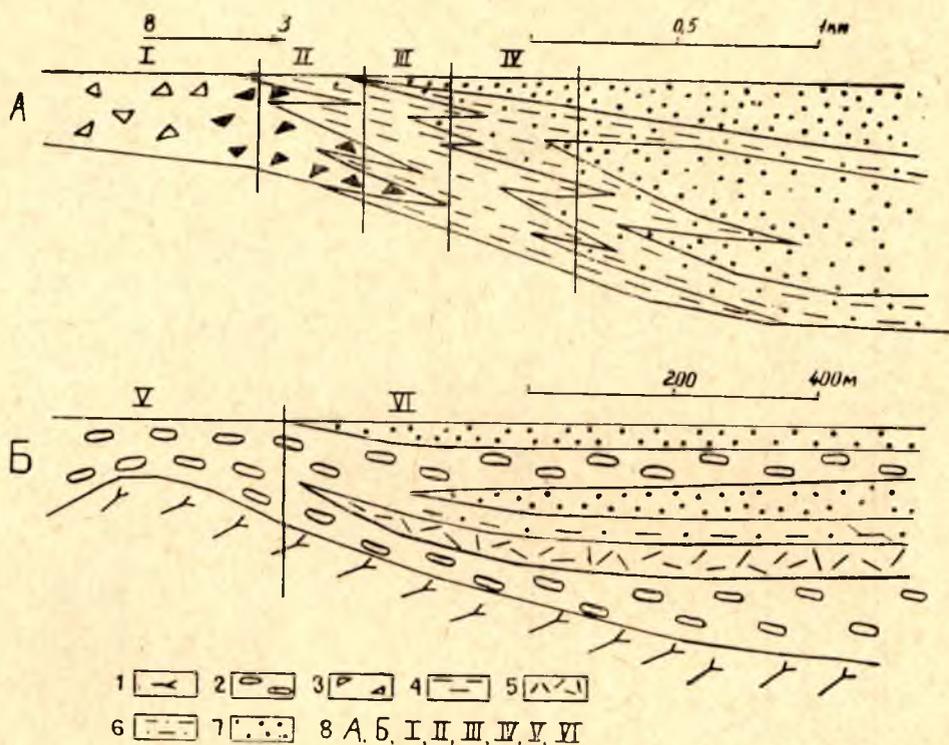


Рис. 7. Схема фациальных соотношений парагенетических ассоциаций пород терригенно-вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации:

А) костомукшская градация; Б) гимольская градация:

1—гранито-гнейсы фундамента; 2—гранитные конгломераты и туфоконгломераты; 3—туфобрекчии: а) крупнообломочные, б) мелкообломочные; 4—кварцево-биотитовые туфосланцы и гнейсо-сланцы; 5—лептитовые гнейсы по лавам и туфам; 6—кварцево-биотитовые, кварцево-серицитовые, кварцево-мусковитовые графитистые сланцы и гнейсо-сланцы с сульфидами; 7—железистые кварциты. I, II—туфово-агломератовая парагенетическая ассоциация пород; III, IV—туфово-сланцево-железисто-кремнистая парагенетическая ассоциация пород; V—лептито-конгломератовая парагенетическая ассоциация пород; VI—лептито-конгломерато-железисто-кремнистая парагенетическая ассоциация пород

ные» конгломераты, лептитовые гнейсы, туфоконгломераты, иногда железистые кварциты и кварцево-полевошпато-биотитовые гнейсо-сланцы.

Сравнение литолого-стратиграфических разрезов гимольской градации различных частей района показывает на сложную фациальную обстановку ее осадконакопления, обусловленную вулканизмом и тектонической активностью архейских поднятий, поставлявших обломочный материал, за счет которого формировались «гранитные» конгломераты.

В западном направлении туфоконгломератовая ассоциация пород фациально замещается туфоконгломерато-железисто-кремнистой, а затем туфово-(лептито) железисто-кремнистой парагенетическими ассоциациями, в строении которых большое место занимают вулканогенные породы, представленные слоистыми лептитовыми гнейсами (рис. 7).

В восточном направлении туфоконгломератовая ассоциация пород фациально переходит в туфобрекчии.

В целом гимольская градация характеризует собой область фациального замещения конгломератов туфобрекчиями и лептитовыми гнейсами. Широкое развитие в составе туфоконгломератовой и туфоконгломерато-железисто-кремнистой парагенетических ассоциаций «гранитных» конгломератов и туфоконгломератов (перемытые туфобрекчии) свидетельствует о том, что формирование этих ассоциаций пород происходило в прибрежной зоне на незначительных глубинах и сопровожда-

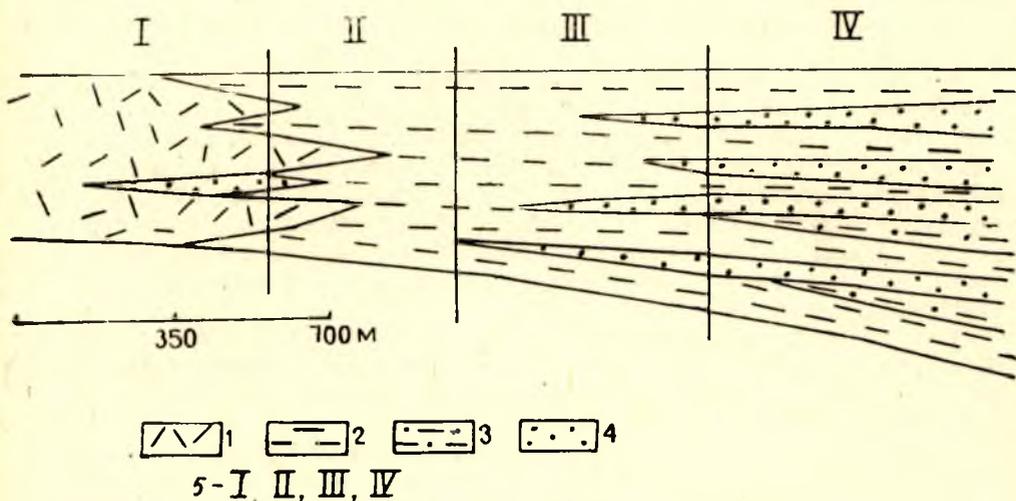


Рис. 8. Схема фациальных соотношений парагенетических ассоциаций пород вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации:

1 — геллефлинаты, порфиранды, лептитовые гнейсы (по эффузивам); 2 — кварцево-биотитовые туфосланцы, гнейсо-сланцы и лептитовые гнейсы (по туфам); 3 — графитистые кварцево-биотитовые, кварцево-серпичитовые (с сульфидами) сланцы и гнейсо-сланцы, талько-хлоритовые сланцы; 4 — железистые кварциты.
 I — кератофиро-железисто-кремнистая и лептитовая железисто-кремнистая парагенетические ассоциации пород; II — туфовая парагенетическая ассоциация пород; III — туфопо-железисто-кремнистая парагенетическая ассоциация пород; IV — туфопо-сланцево-железисто-кремнистая парагенетическая ассоциация пород

лось интенсивным вулканизмом. Конгломераты образовались за счет разрушения поднятий фундамента, сложенного архейскими гранитоидами.

Кератофиро-железисто-кремнистая парагенетическая ассоциация развита в вулканической железисто-кремнистой формации. Она сложена плагиопорфирами, геллефлинтами, вулканическими брекчиями, чередующимися с маломощными пластами железистых кварцитов. По простиранию эта парагенетическая ассоциация часто переходит в туфовую. Фациальные соотношения этих ассоциаций в пространстве показаны на рисунке 8.

Формирование кератофиро-железисто-кремнистой парагенетической ассоциации пород происходило, вероятно, в непосредственной близости от вулканических очагов, в подводных условиях. На последнюю особенность указывают тонкослоистые железистые кварциты, входящие в ее состав, и очень тонкозернистые структуры геллефлинта, обусловленные, видимо, резким охлаждением лавовых потоков водной средой.

Приведенные выше парагенетические ассоциации пород, содержащие в различной степени метаморфизованные кислые вулканыты, развиты в определенных формациях гимольской серии. Так, туфоконгломератовая, туфоконгломерато-железисто-кремнистая и агломератовая

парагенетические ассоциации пород развиты исключительно в терригенно-вулканической железисто-кремнистой формации гимольской серии. Кератофиро-железисто-кремнистая, туфовая, туфово-железисто-кремнистая парагенетические ассоциации пород характерны для вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации. Туфово-сланцево-железисто-кремнистая ассоциация пород наиболее распространена в вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации, но также встречается и в терригенно-вулканической железисто-кремнистой формации.

Распределение парагенетических ассоциаций пород в формациях гимольской серии показано на фациальных профилях, построенных в зависимости от удаленности их от вулканических очагов (слева направо) рис. 7, 8.

Формационное изучение гимольской серии отчетливо показало, что в северо-западной части западно-карельской структурно-фациальной зоны развиты толщи метаморфизованных кислых вулканитов в ассоциации с железистыми кварцитами, которые по простираанию, в юго-восточной части зоны, сменяются мощными толщами основных вулканитов, содержащих маломощные пласты железистых кварцитов. Такое строение западно-карельской зоны свидетельствует о различии палеотектонических условий формирования северо-западной и юго-восточной частей гимольской серии.

Главные палеотектонические особенности формирования нижней части гимольской серии (терригенно-вулканическая (лептитовая) и спилито-диабазовая железисто-кремнистая формации) показаны на рисунке 9.

Северо-восточная часть западно-карельской зоны примыкала к центрально-карельскому внутреннему поднятию и, судя по набору парагенетических ассоциаций пород, представляла собой широкую, относительно шельфовую область, наложенную на сравнительно жесткий кристаллический фундамент, несколько напоминающий срединные массивы послерифейских геосинклиналей.

Эта палеотектоническая особенность обусловила интенсивное накопление различных терригенных осадков, поставляемых местными поднятиями фундамента и внутригеосинклинальным центрально-карельским поднятием. Одновременно происходила интенсивная вулканическая деятельность, характерная для жестких массивов (кислые лавы и туфы), сопровождавшаяся накоплением продуктов эксгаляций (железистые кварциты). В этой обстановке формировалась терригенно-вулканическая (лептитовая) железисто-кремнистая формация. Юго-восточная часть западно-карельской геосинклинальной зоны в это время представляла собой, также как и восточно-карельская структурно-фациальная зона, подвижную типично эвгеосинклинальную область с высокой проницаемостью, которая характеризовалась интенсивным прогибанием и подводным вулканизмом спилито-диабазовых лав. В этой тектонической обстановке шло формирование спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации.

Проведенное изучение лептитов и лептитоподобных пород гимольской серии позволяет сделать некоторые выводы:

1. Лептиты, лептитоподобные кварцево-полевошпато-биотитовые гнейсо-сланцы, кварцево-биотитовые туфосланцы, геллефлинты, плагиопорфиры, туфобрекчии и вулканические брекчии гимольской серии образовались в результате метаморфизма кислых и средних по химическому составу туфов, лав и брекчий. При этом, туфогенные разновидности перечисленных пород содержат в незначительном количестве примесь терригенного материала.

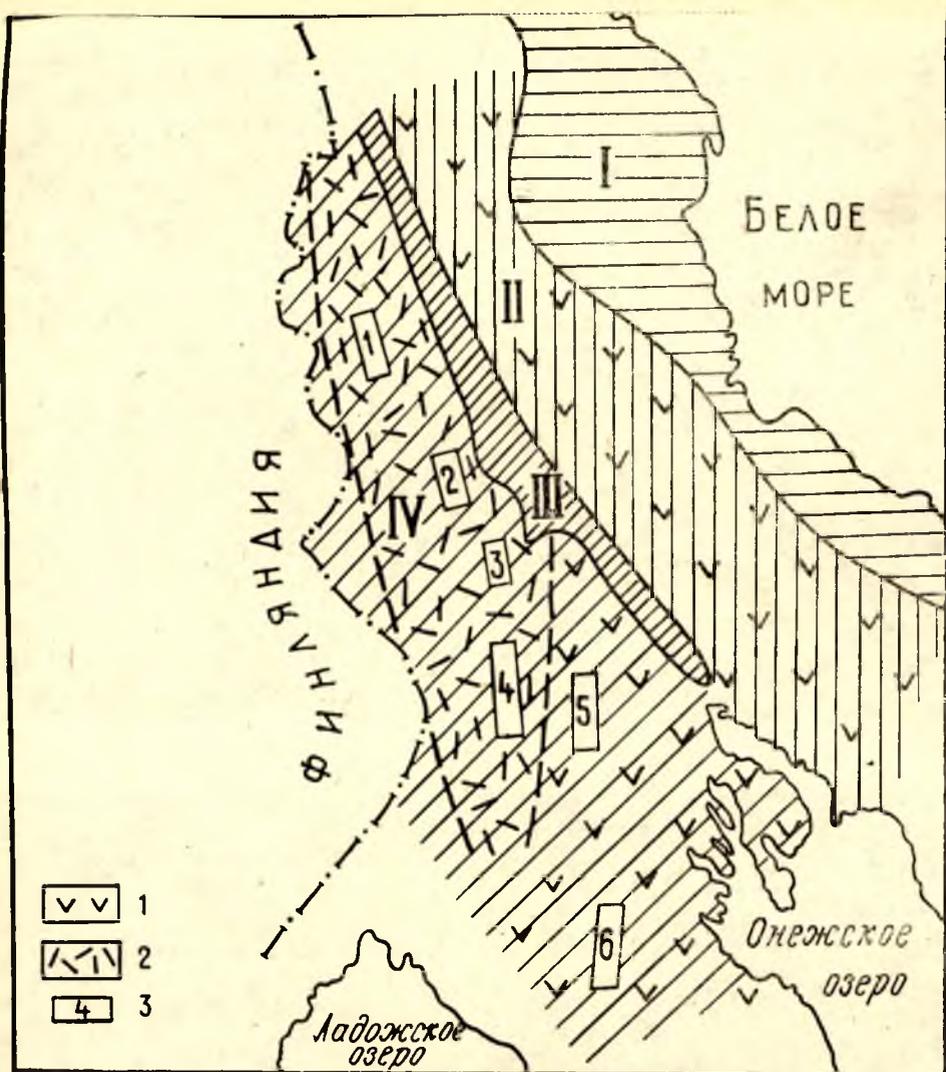


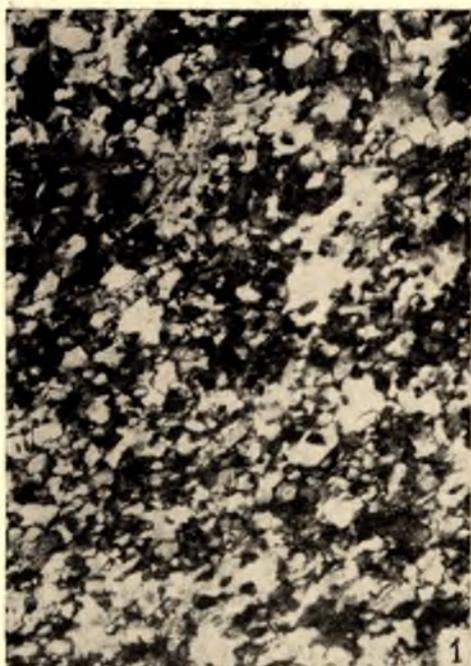
Рис. 9. Палеотектоническая схема Карельской геосинклинальной области на период формирования терригенно-вулканической железисто-кремнистой формации:

I—Беломорский блок или срединный массив; II—Восточно-Карельский геосинклинальный прогиб (трог); III—Центрально-Карельское внутригеосинклинальное поднятие или тектоническая суша; IV—Западно-Карельский прогиб.

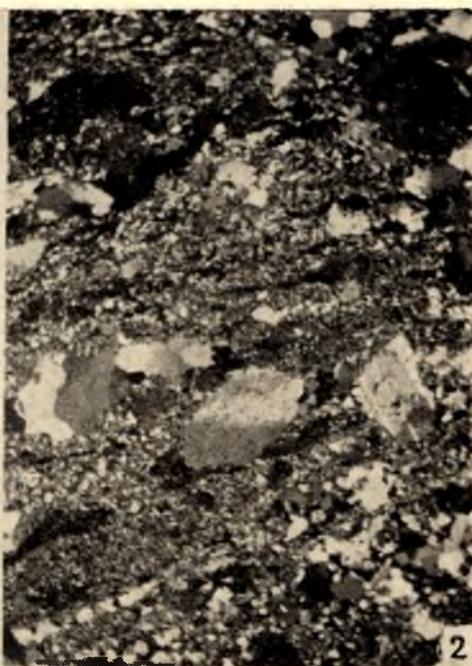
1. Области интенсивного прогибания с подводным вулканизмом лав основного состава.
2. Области относительно устойчивого шельфа с накоплением терригенных осадков и проявлением вулканизма кислого состава.

3. Железорудные районы: 1—Костомукшский; 2—Хедозеро-Большесерский; 3—Тумбареченский; 4—Гимольский; 5—Совдозерский; 6—Киндасово-Маньгинский

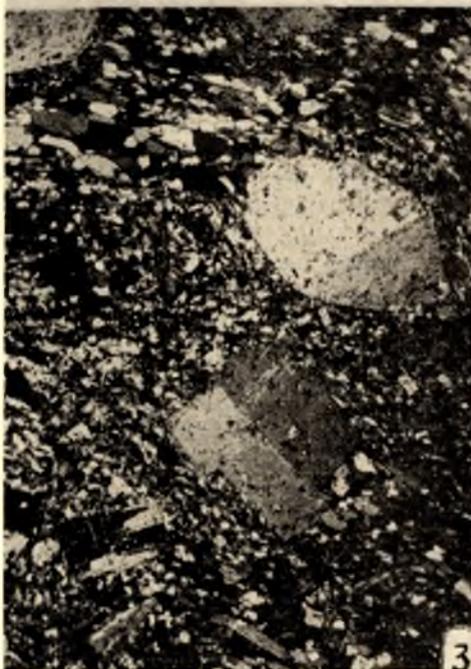
2. Парагенетический анализ гимольской серии показывает, что вулканические породы очень часто ассоциируют с метаморфизованными терригенными и хемогенными осадками (конгломераты, графитистые кварцево-биотитовые, кварцево-серицитовые сланцы, железистые кварциты, амфиболо-гранатовые сланцы) и отлагались в различных палеофациальных условиях западно-карельской геосинклинали. Таким образом, представление, высказанное зарубежными исследователями о том, что лептиты и лептитоподобные комплексы Балтийского щита образовались особым (антиактуалистическим) способом и являются остатками «пер-



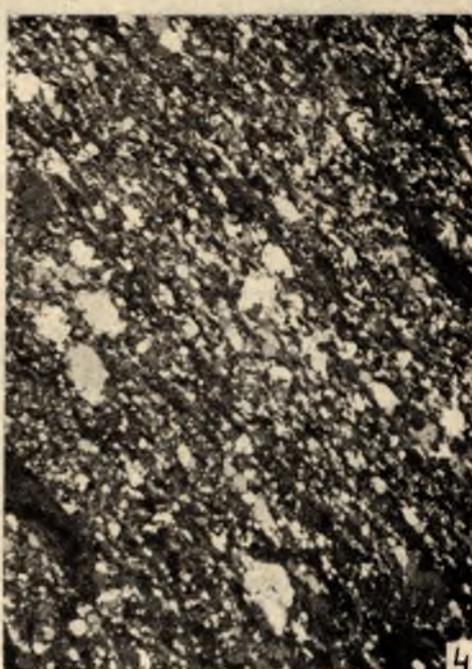
1



2



3



4

Таблица I

1—геллефлинта, структура (р-н Костомукшского м-ния), увел. 83, николи + (шлиф 170—5); 2—порфирид, структура (р-н Костомукшского м-ния), увел. 20, николи + (шлиф 29—24); 3—порфирид, структура (р-н Совдозерского м-ния), увел. 20, николи + (шлиф 3—2); 4—кварцево-биотитовый туфосланец, структура (Гимольский р-н), увел. 20, николи + (шлиф К-5-46)

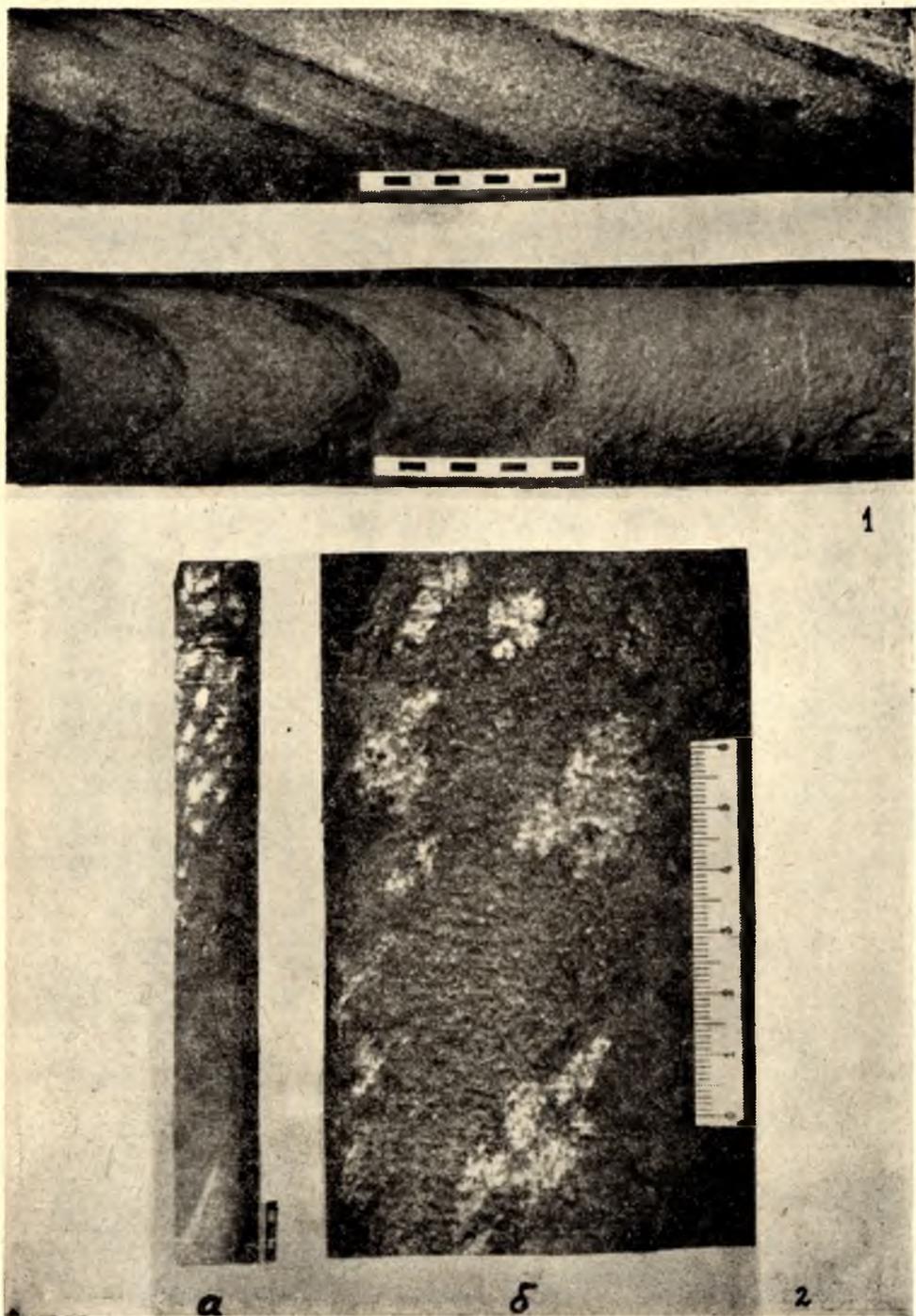


Таблица II

1—кварцево-биотитовый туфосланец, тонкоритмичнослоистый (р-н Костомукшского м-ния), керн скважины № 61 (обр. 12); 2—порфиробластический «пятнистый» кварцево-биотитовый туфосланец, ритмичнослоистый: а—с пятнистыми кварцево-серicitовыми обособлениями (верхи ритма); б—деталь (р-н Костомукшского м-ния), керн скважины № 206

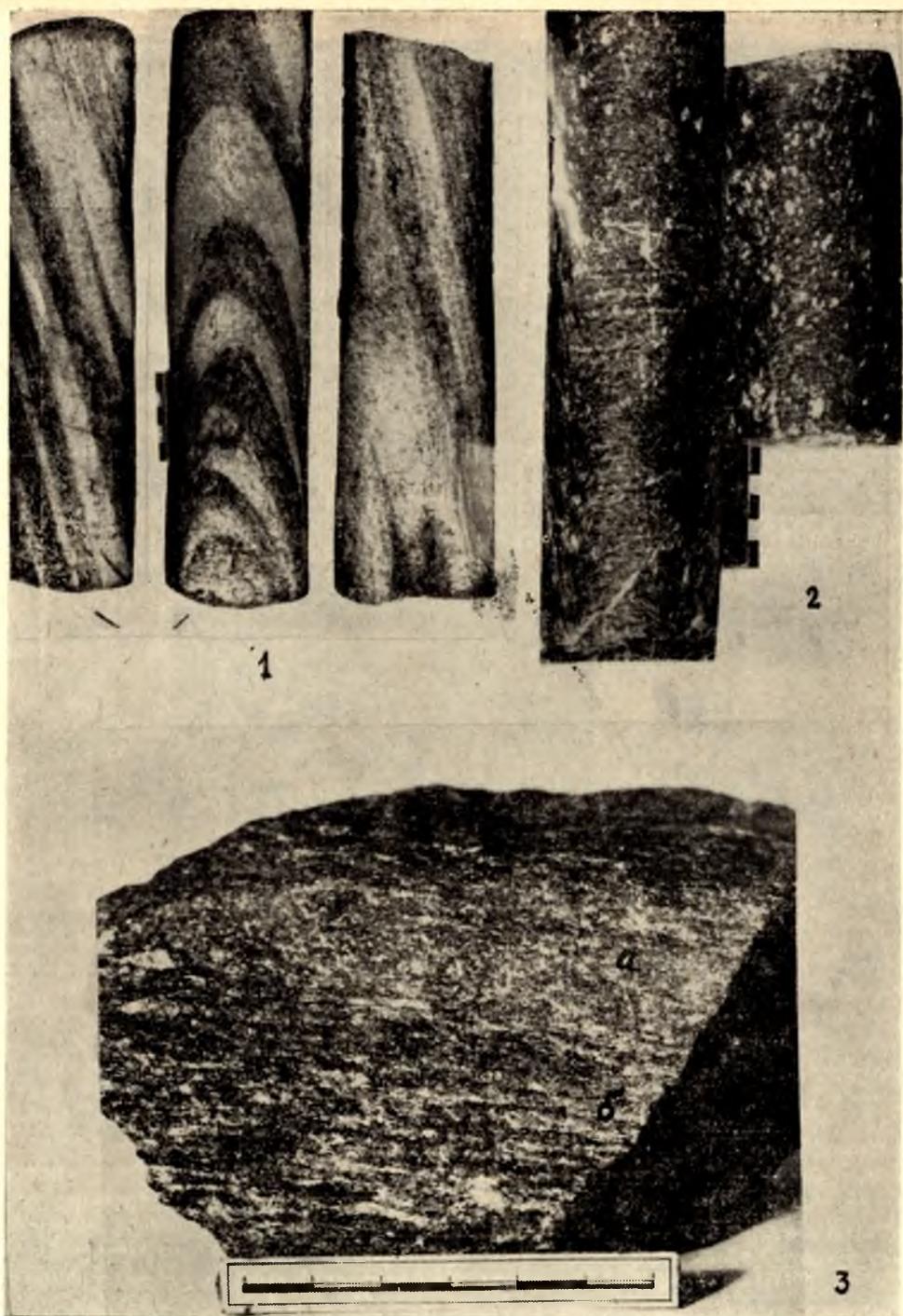


Таблица III

1—лептитовый гнейс, полосчатый (с реликтами ритмичной слоистости), р-н Межозерского м-ния, kern скважины № 3; 2—лептитовый гнейс с порфировидными выделениями плагиоклаза и кварца (р-н Межозерского м-ния), kern скважины № 103; 3—лептитовый гнейс, полосчатый: а—тонкозернистый прослой эпидото-биотито-кварц-полевошпатового состава; б—более слюдистый гнейсовидный прослой того же состава (р-н Межозерского м-ния)

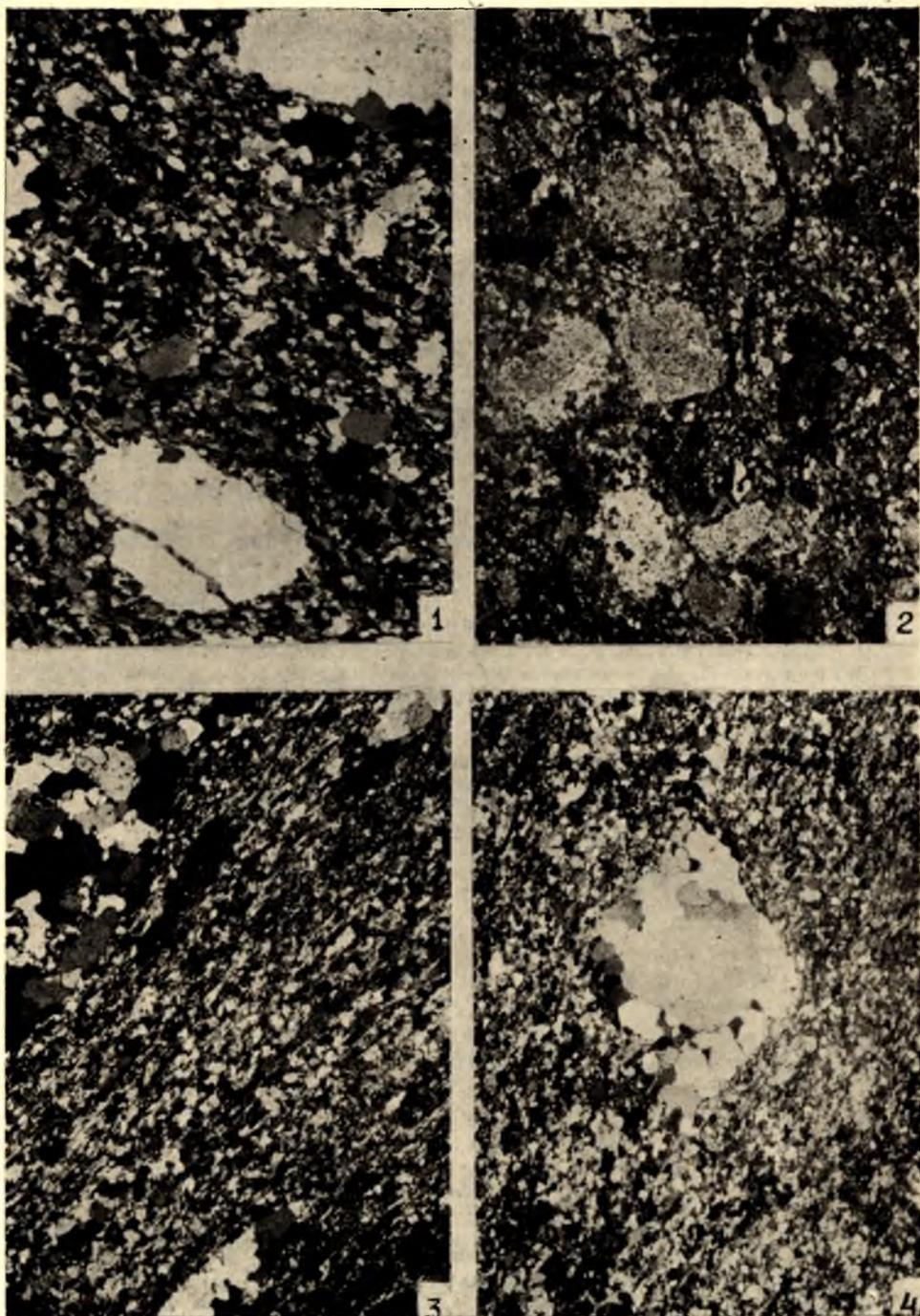


Таблица IV

1—биотито-полевошпато-кварцевый гнейсо-сланец, структура (р-н Межозерского м-ния), увел. 23, николи + (шлиф 3-25); 2—порфирированный лептитовый гнейс, структура (р-н Межозерского м-ния), увел. 17,5, николи + (шлиф 870); 3—лептитовый гнейс с «линзочками» кварца (р-н Межозерского м-ния), увел. 22, николи + (шлиф 528-1); 4—лептитовый гнейс с ромбовидным вкраплением кварца (р-н Межозерского м-ния), увел. 21, николи + (шлиф 869)

вичной» земной коры, на территории докембрия Карелии не подтверждается.

3. Анализ палеотектонического развития раннего протерозоя Карелии свидетельствует, что лептитовые толщи в ассоциации с железистыми кварцитами и метаморфизованными терригенными осадками формировались на сравнительно жестких внутригеосинклинальных массивах, напоминающих собой послерифейские срединные массивы.

ЛИТЕРАТУРА

- Вяйринен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. ИЛ, М., 1959.
- Гейер П., Н. Магнуссон. Железные руды Швеции. Сб.: «Железорудные месторождения мира», т. 2, ИЛ., М., 1955.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, М., 1966.
- Иодер Г. С., К. Э. Тилли. Происхождение базальтовых магм. «Мир», М., 1965.
- Кратц К. О. Свекофенниды и карелиды. Сб.: «Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова», Мурманское книжное изд-во, 1961.
- Попов М. Г. Магматические формации района Хюрсюля — Кивач. (см. наст. сборник), 1967.
- Семенов Н. П., Н. И. Половко и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Изд. АН УССР, 1956.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
- Хворова И. В., М. Н. Ильинская. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. «Наука», М.—Л., 1964.
- Чернов В. М. Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия». «Недра», вып. 1, 1966.
- Чернов В. М., В. Я. Горьковец, К. А. Инина, М. Б. Раевская. К вопросу о стратиграфическом положении конгломератов Гимольского района Западной Карелии. Сб.: «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии», Петрозаводск, Карельское книжное изд-во, 1966.
- Mikkola T. Suomen peruskallion ikä. Geologi, № 3—4, 1959.
- Oftedahl Ch. A theory of Exalative-sedimentary Ores... Förhandl., 432, Stockholm, 1958.
- Simonen A. Geological map of Finland 1:10000 Sheet — 2124. Viljakkala — Teisko. Explanation to the map of rocks., Helsinki, 1952.

А. П. Светов

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЯТУЛИЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

На территории Центральной и Южной Карелии в составе ятулийских (среднепротерозойских) отложений широко распространены породы основного состава, представляющие собой продукты подводных и наземных лавовых излияний, их интрузивные аналоги и образования, тесно парагенетически связанные с вулканическими явлениями, которые рассматриваются нами в составе единого ятулийского вулканического комплекса (В. А. Соколов, Л. П. Галдобина и др., 1965). Поскольку геологическая характеристика внутреннего строения комплекса, его особенностей, описание выделенных фаций приведено в статье, помещенной в настоящем сборнике¹, то основное внимание здесь уделяется описанию особенностей химического состава основных пород ятулия.

Основным породам Центральной Карелии посвящено много работ различных исследователей (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1888; Р. Eskola, 1925; Н. А. Елисеев, 1928а, 1928б; В. М. Тимофеев, 1935; М. А. Гилярова, 1949 и др.), но однако до сих пор главные их петрохимические особенности не установлены, за исключением, пожалуй, того факта, что все они относятся к породам спилитовой формации и «в целом по составу близки к континентальным толеитовым базальтам» (Л. Я. Харитонов, 1966).

Ниже дается описание некоторых петрохимических особенностей ятулийского вулканического комплекса на примере пород широко распространенных в районе озер Сегозеро—Елмозеро и преимущественно приуроченных к активной в тектоническом отношении шовной структуре восточного крыла Западно-Карельской синклинойной и западного крыла Центрально-Карельской антиклинойной зон (К. О. Кратц, 1963).

В данном районе в результате проявления вулканической деятельности были сформированы лавовые толщи мощностью 45—60 м в нижнем ятулии и 270—360 м в среднем ятулии, а также образованы в течение преимущественно верхнего ятулия довольно многочисленные интрузивные тела габбро-диабазов. Здесь же установлены и габбро-диабазы подводящего канала среднеятулийских лав, расположенного в 1 км к северу от залива Орченьгуба оз. Сегозера.

¹ См. статью В. А. Соколова и А. П. Светова «Геология ятулийского вулканического комплекса Южной и Центральной Карелии» в настоящем сборнике.

Для рассмотрения химизма пород использовано 114 полных силикатных анализов, выполненных в химической лаборатории института, которые представляют собой четыре группы пород: породы лавовой фации нижнего ятулия (диабазы, диабазовые порфириды, мандельштейны), 23 анализа; породы лавовой фации среднего ятулия (диабазы, порфириды, мандельштейны) 37 анализов; породы субвулканической фации (разнозернистые габбро-диабазы, пегматоидные габбро-диабазы, альбититы-карьялиты) 49 анализов и породы туфовой фации (хлоритовые туфы) 5 анализов.

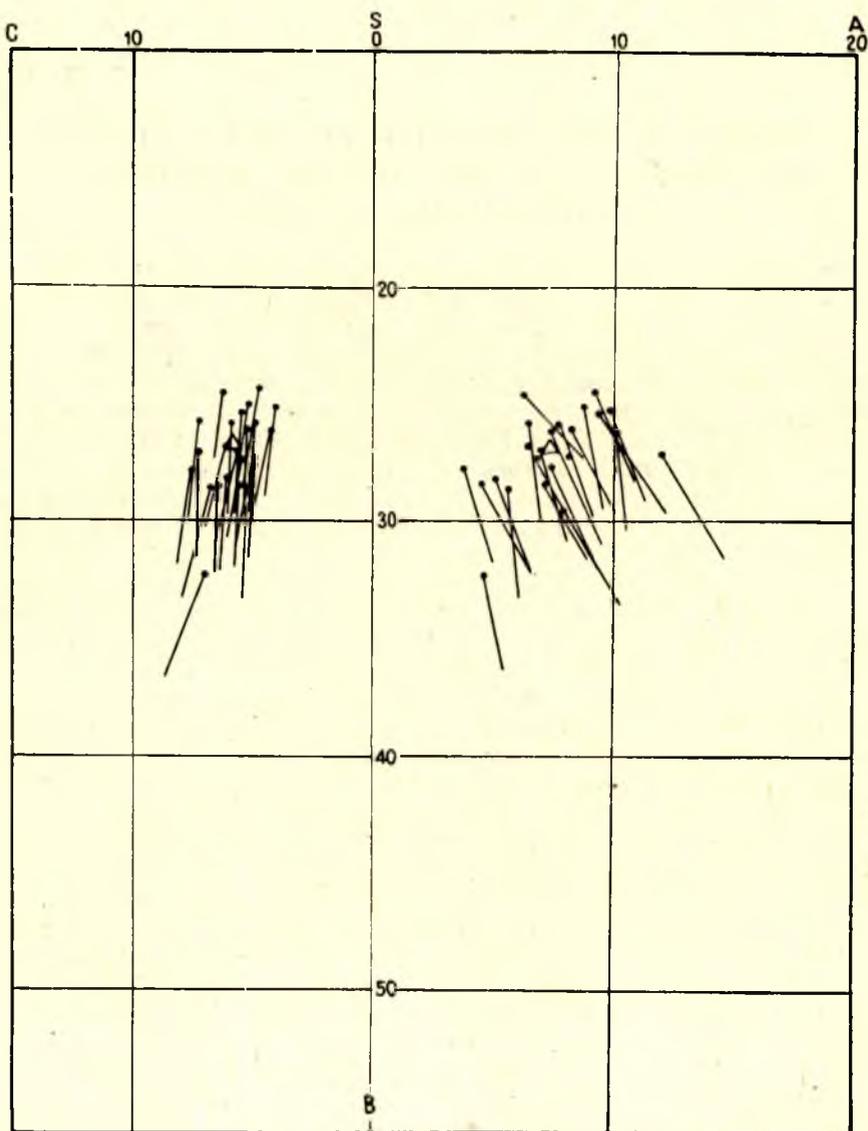


Рис. 1. Вариационная диаграмма А. Н. Заварицкого для лавовой фации нижнего ятулия (треугольником показан средний состав лав по данным 23 химических анализов)

Для выяснения особенностей химического состава пород, сравнения и определения их положения среди других естественных вулканических ассоциаций по каждой группе по методу А. Н. Заварицкого составлены вариационные диаграммы (А. Н. Заварицкий, 1950).

Рассмотрение пространственного положения точек составов нижнеятулийских лав показывает, что все они образуют довольно компактную группу векторов, не обнаруживая заметного разброса (рис. 1), что обусловлено, по-видимому, близостью не только химического, но и петрографического составов продуктов кратковременной нижнеятулийской фазы вулканизма, в течение которой был сформирован лишь один лавовый поток. Положение и ориентировка векторов на плоскости ASB

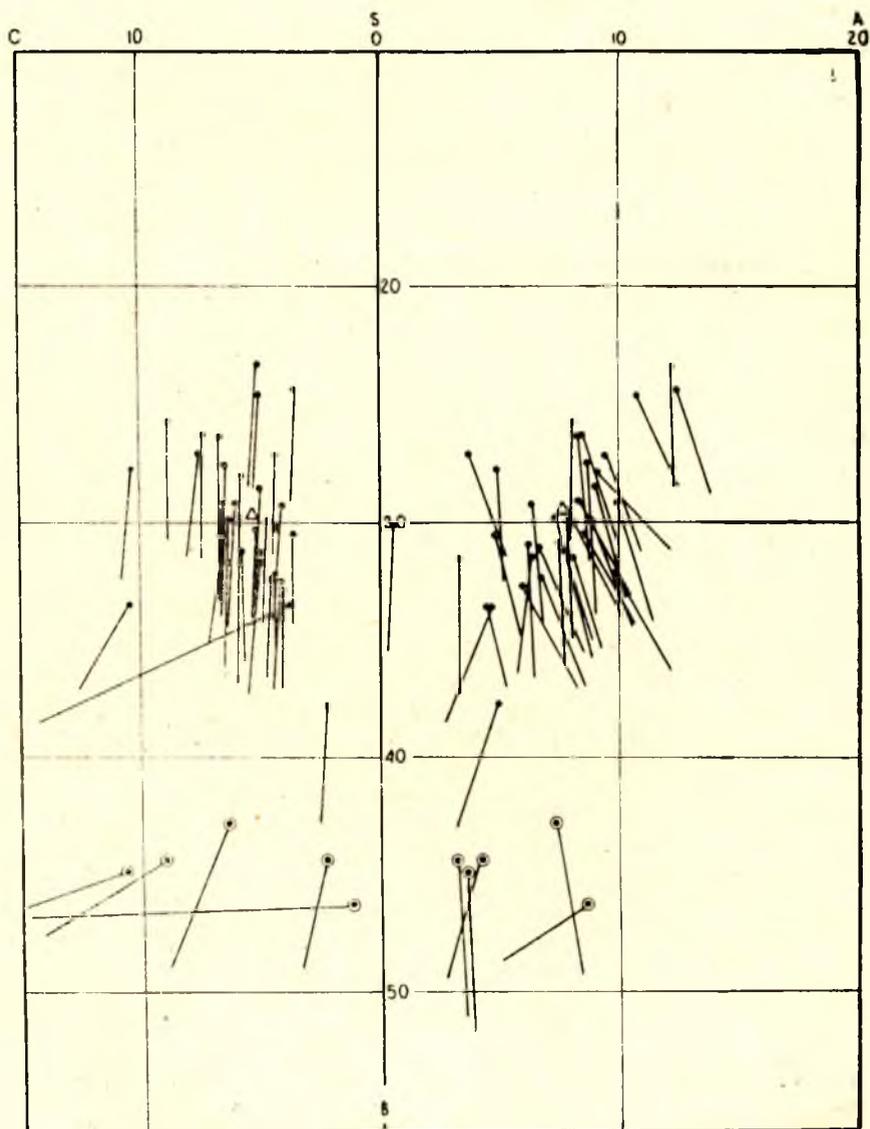


Рис. 2. Вариационная диаграмма А. Н. Заварицкого для лав (черные кружки) и туфов (двойные кружки) среднего ятулия (треугольником показан средний состав лав по данным 37 химических анализов)

свидетельствуют о довольно значительном увеличении щелочности пород параллельно с умеренным увеличением их кислотности (величина a изменяется от 5 до 10, а b — от 24 до 30). Общий правый наклон векторов показывает, что все без исключения породы относятся к нормальному ряду, а постепенное уменьшение угла их наклона по мере увеличения кислотности — об увеличении роли кальция и уменьшении роли магния в составе темноцветных минералов. Вариационная кривая на плоскости CSB имеет вид довольно крутой линии, несколько изогнутой в своей верхней части к оси SB, что свидетельствует об увеличении в плагиоклазовой составляющей некоторой роли кальция. В то же время крутой наклон векторов в этой части диаграммы указывает на резкое преобладание в породах натрия над калием, что находит подтверждение в петрографических наблюдениях.

Общими характерными особенностями нижнеятулийских пород являются прежде всего стабильность их химического состава, общая за небольшими исключениями насыщенность кремнекислотой ($Q=0,6$), а также весьма слабая окисленность лав, в результате чего в них отмечается преобладание закисного железа над окисным (табл. 1, 2, анализ 1).

Таблица 1

Химический состав основных пород района оз. Сегозера

Оксиды	Анализы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,88	49,10	51,72	35,16	31,00	33,76	44,45	37,92
TiO ₂	1,54	1,25	1,84	0,92	1,14	0,82	1,37	1,50
Al ₂ O ₃	13,64	13,41	13,58	13,74	16,05	14,14	11,83	21,00
Fe ₂ O ₃	5,11	3,81	6,13	7,14	6,15	8,02	13,90	17,82
FeO	8,24	9,05	6,42	4,07	4,27	4,82	4,07	2,45
MnO	0,20	0,18	0,14	0,13	0,18	0,13	0,06	0,074
MgO	5,91	8,42	7,01	15,27	16,97	15,94	13,95	7,06
CaO	7,79	6,90	4,42	7,86	8,60	7,74	1,83	0,92
Na ₂ O	2,93	3,12	4,71	2,25	0,37	0,50	1,68	0,17
K ₂ O	0,53	0,31	0,92	1,30	1,70	1,21	0,56	5,79
H ₂ O	0,14	0,12	0,25	0,12	0,38	0,05	0,06	0,36
P ₂ O ₅	0,13	0,09	0,26	0,16	—	0,10	0,08	—
CuO	0,012	0,010	0,019	—	—	—	—	—
CoO	0,007	0,008	0,009	—	—	—	—	—
NiO	0,010	0,030	0,013	—	—	—	—	—
S	0,04	0,02	0,07	—	—	—	—	—
п. п. п.	3,46	4,23	2,79	12,53	13,64	12,92	12,53	4,96
Сумма	100,56	100,05	100,29	100,55	100,45	100,15	100,55	100,02

1—диабазы нижнего ятулия, среднее по 23 анализам; 2—диабазы среднего ятулия, среднее по 37 анализам; 3—габбро-диабазы верхнего ятулия, среднее по 49 анализам; 4—туф хлоритовый, обр. 6—6, восточный берег оз. Сегозера, аналитик Н. Д. Малькова; 5—туф хлоритовый, обр. 6—6а, восточный берег оз. Сегозера, аналитик Т. М. Брагина; 6—туф хлоритовый, обр. 6—7, восточный берег оз. Сегозера, аналитик Н. Д. Малькова; 7—туф хлоритовый, обр. 6—8, восточный берег оз. Сегозера, аналитик Н. Д. Малькова; 8—туф хлоритовый, обр. 63—8, восточный берег оз. Сегозера, аналитик Т. М. Брагина.

Числовые характеристики А. Н. Заварицкого основных пород района оз. Сегозера

Параметры	Анализы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>a</i>	7,2	7,3	11,7	7,3	3,6	3,2	4,2	8,6
<i>c</i>	5,7	5,4	3,1	6,2	10,4	8,9	2,2	1,1
<i>b</i>	26,7	29,7	25,3	42,7	44,8	44,4	44,3	46,2
<i>s</i>	60,3	57,5	59,8	43,8	41,1	43,5	49,3	44,0
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	15,0	36,8
<i>f'</i>	47,1	41,2	44,6	25,0	23,9	29,0	34,0	37,6
<i>m'</i>	38,1	48,3	46,5	65,0	72,7	67,0	51,0	25,5
<i>c'</i>	14,8	10,5	8,9	10,0	3,3	4,0	—	—
<i>n</i>	90,4	94,3	88,3	72,0	23,4	38,0	83,0	3,9
φ	16,6	11,1	20,3	15,0	13,3	17,0	26,0	32,4
<i>t</i>	2,2	1,8	2,6	1,8	2,6	1,8	2,2	2,9
<i>Q</i>	0,6	4,9	6,8	33,2	35,3	28,3	12,0	30,2
<i>a:c</i>	1,2	1,3	3,8	1,2	0,3	0,4	1,9	7,8

Основной особенностью пространственного распределения точек составов, соответствующих лавам среднего ятулия, является расположение их на плоскости ASB в виде вытянутого роя векторов в средней части диаграммы с колебаниями величины *b* от 23 до 28. Вариационная линия среднеятулийских диабазов имеет крутой наклон в своей нижней части (рис. 2), а в средней и верхней ее частях наблюдается постепенное отклонение от оси SB, что указывает на вначале медленное, а затем более значительное увеличение щелочности пород по мере прогрессивного возрастания кислотности. Однако небольшая средняя величина параметра ($a=7,3$) свидетельствует о весьма умеренной щелочности рассматриваемых пород. В ориентировке векторов устанавливается смена их наклона с левого через вертикальное до правого положения, что показывает на постепенную смену пород, пересыщенных алюминием, породами нормального ряда и в соответствии с этим на постепенное уменьшение роли магния и на увеличение известковистости темноцветных минералов этих пород.

По сравнению с нижнеятулийскими лавы среднего ятулия являются резко недосыщенными кремнеземом ($Q=-4,9$), весьма слабо окисленными и более основными (табл. 1, 2, анализ 2).

Породы интрузивной группы (субвулканическая фация) на плоскости ASB векторной диаграммы образуют хорошо обособленный рой векторов, слабо вытянутый вдоль оси SB, с наибольшими колебаниями для основных пород ятулия характеристики *b* в пределах от 16 до 36 (рис. 3).

Положение и форма вариационной линии показывают на весьма незначительное увеличение щелочности в процессе довольно широкой изменчивости кислотности пород этой группы, что резко отличает их от пород лавовой фации. Заслуживает внимания положение и ориентировка векторов относительно вариационной линии. Прежде всего в ориентировке векторов наблюдается как левое направление, свидетельствующее о принадлежности данных пород к группе пересыщенных алюминием, так и правое (группа нормальных пород). При этом породы, пересыщенные

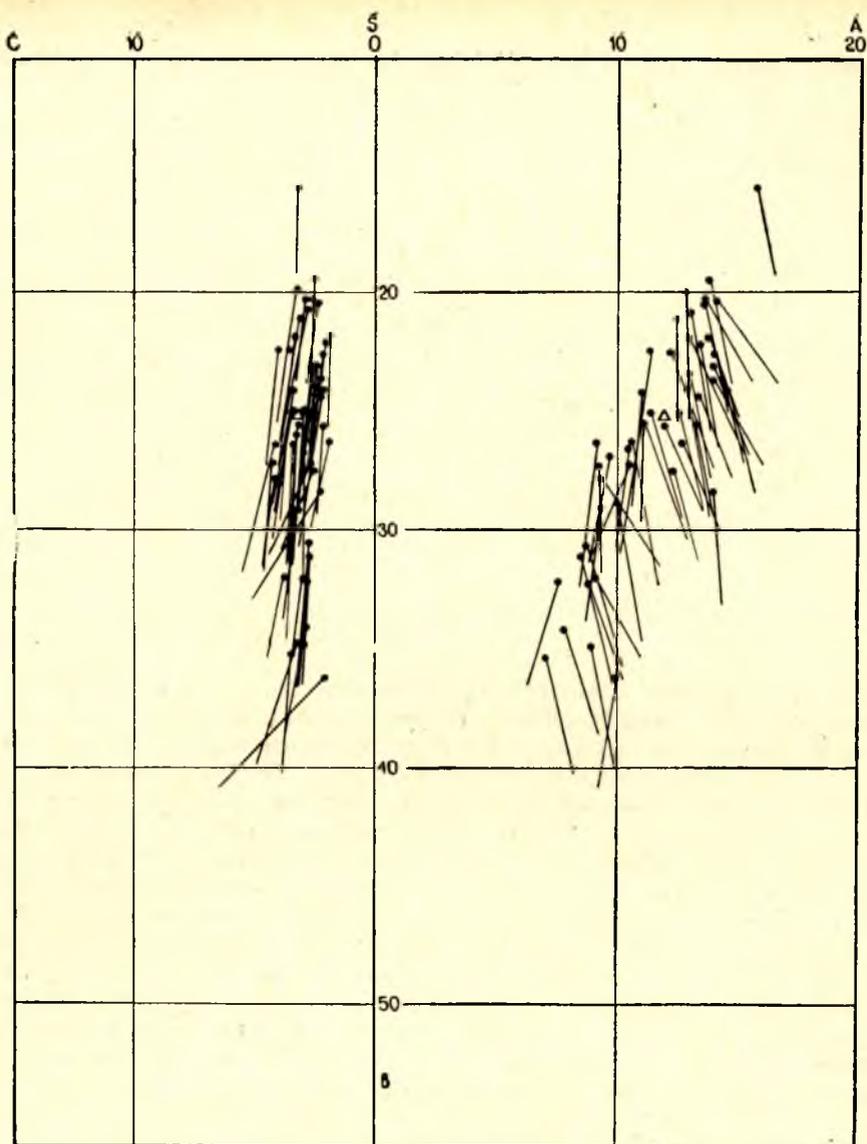


Рис. 3. Вариационная диаграмма А. Н. Заварицкого для субвулканической фации верхнего ятулия (треугольником показан средний состав габбро-диабазов по данным 49 химических анализов)

алюминием, занимают левое и верхнее положение от вариационной линии, а породы нормального ряда — нижнее и правое, то есть намечается своего рода зависимость глиноземности пород от соотношения кислотности — щелочности, определяющей в каждом конкретном случае принадлежность породы к определенному типу. Кроме того, по мере увеличения кислотности пород отмечается некоторое уменьшение длины векторов и угла их наклона, что свидетельствует о постепенном уменьшении роли магния в темновесных минералах и относительном увеличении их известковистости и железистости. В левой части диаграммы вариационная линия точек составов габбро-диабазов проходит очень круто и на небольшом удалении от оси SB (параметр $c=3,0-4,0$), отмечая общее

постоянство кальция в плагиоклазах. Крутой, почти вертикальный наклон векторов отражает резкое преобладание в породах натрия над калием. Характерными особенностями химизма пород интрузивной группы являются их повышенная щелочность, общее недосыщение кремнекислотой ($Q = -6,8$), постоянство отношений окисного и закисного железа (1:1), а также повышенные содержания двуокси титана по сравнению с другими породами ятулийского вулканического комплекса (табл. 1, 2, анализ 3).

На территории Сегозерско-Елмозерской структуры туфовая фация представлена в основном маломощными прослоями тонкослоистых, темно-зеленых хлоритовых туфов и реже алевротуффитов, которые залегают в основном между лавовыми потоками. Химический состав туфов и числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, приведены в таблицах 1 и 2 (анализы 4, 5, 6, 7 и 8).

Сравнение химических анализов туфов с анализами пород лавовой и субвулканической фаций показывает, что туфы прежде всего обладают пониженными содержаниями кремнекислоты, натрия, в повышенных количествах в них установлены магнезия и глинозем, и отмечается в общем преобладание K_2O над Na_2O и Fe_2O_3 над FeO . Однако в ряде случаев установлены туфы, в которых сохраняется резкое преобладание натрия над калием (В. А. Соколов, 1963). Указанные особенности химического состава туфов могут быть объяснены влиянием двух причин: во-первых, пониженные содержания кремнекислоты, натрия можно объяснить процессами их выщелачивания с поверхности тонкообломочного раскаленного пирокластического материала, возможность чего экспериментально была доказана М. А. Петровой (1962), а резкое преобладание окисного железа над закисным — активным окислением железа в процессе транспортировки пирокластического материала; во-вторых, привнесом глинистого материала, богатого Al_2O_3 , MgO и K_2O , в осадок попутно с накоплением в некоторой степени уже переработанного пирокластического материала. Сочетание этих двух процессов и привело к формированию пород с существенно иным химическим составом, чем материнские породы — эффузивы среднего ятулия. Особенности химического состава туфов определили и их несколько особое положение на векторной диаграмме (рис. 2). Туфы обладают наибольшей из всех пород ятулийского вулканического комплекса основностью, обусловленной, как уже отмечалось, раскислением пирокластического материала во время его транспортировки, высокой магнезиальностью и несколько пониженной известковистостью и щелочностью.

Таким образом, сравнительное рассмотрение векторных диаграмм ниже- и среднеятулийских лав, их интрузивных аналогов и пород туфовой фации показывает (рис. 4), что, несмотря на довольно близкий химический состав всех исследованных пород, все же устанавливается ряд отличительных признаков, обуславливающих такое пространственное положение фигуративных точек их составов, которое приводит к образованию полей, соответствующих каждой из выделенных фаций. В то же время существует и определенная связь химизма пород ятулийского вулканического комплекса, проявленная довольно большим количеством пород переходных составов и взаимным перекрытием полей различных фаций, и, таким образом, устанавливается тесная генетическая связь всех фаций, что находит полное подтверждение в геологических наблюдениях. Общая закономерность изменения химизма пород от начальных стадий вулканизма к конечным указывает на антидромную тенденцию характера дифференциации исходной базальтовой магмы, заключающуюся в некотором повышении основности лав от нижнего к среднему

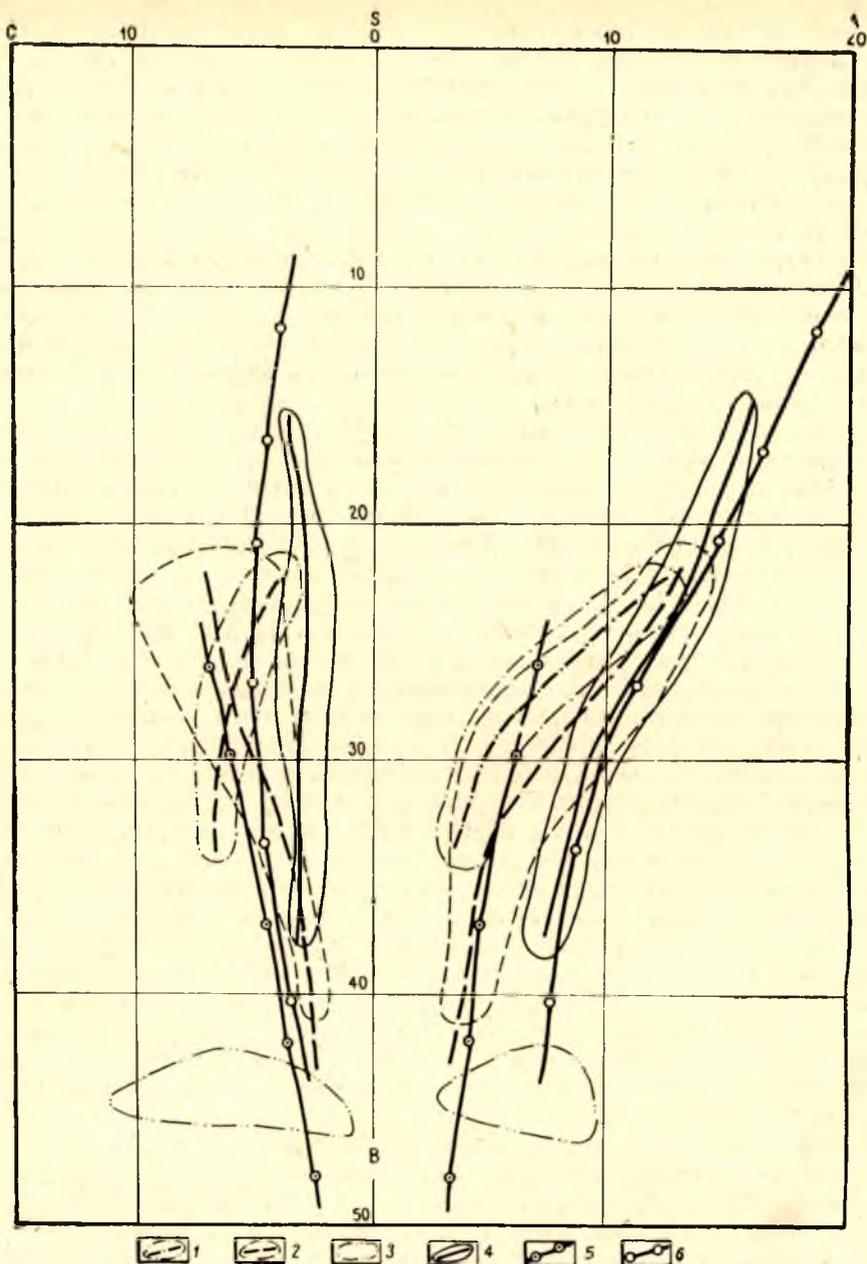


Рис. 4. Сводная вариационная диаграмма пород ятулийского вулканического комплекса (Ц. Карелия):

Поля составов и вариационные линии: 1—лавовой фации нижнего ятулия; 2—лавовой фации среднего ятулия; 3—туфовой фации среднего ятулия; 4—субвулканической фации верхнего ятулия; 5—гавайских лав толентовой серии; 6—гавайских лав оливино-базальтовой серии

ятулию. В соответствии с этим, нижнеятулийские лавы имеют несколько повышенное содержание кремнезема, кальция и относятся к группе нормальных насыщенных кремнеземом пород, обнаруживая в общем слабое колебание кислотности и умеренное — щелочности. В то же время среднеятулийские лавы, как более основные, характеризуются общей недо-

сыщенностью пород кремнеземом, повышенной магниальностью и слабой известковистостью темноцветных минералов. Несколько иные условия формирования субвулканической фации по сравнению с лавовой определили наибольшую кислотность и щелочность интрузивных пород, последовательное уменьшение по ходу кристаллизационной дифференциации магниальности темноцветных минералов параллельно с увеличением их железистости и известковистости. Сравнение вариационных линий лавовой и субвулканической фаций ятулийского вулканического комплекса с подобными линиями других естественных ассоциаций пород указывает на сходство ятулийских лав с лавами Гавайских островов, являющихся производными толеитовой базальтовой магмы, а химический состав габбро-диабазов субвулканической фации и его эволюция имеет некоторое сходство с вариационной линией оливино-базальтовых лав Гавай.

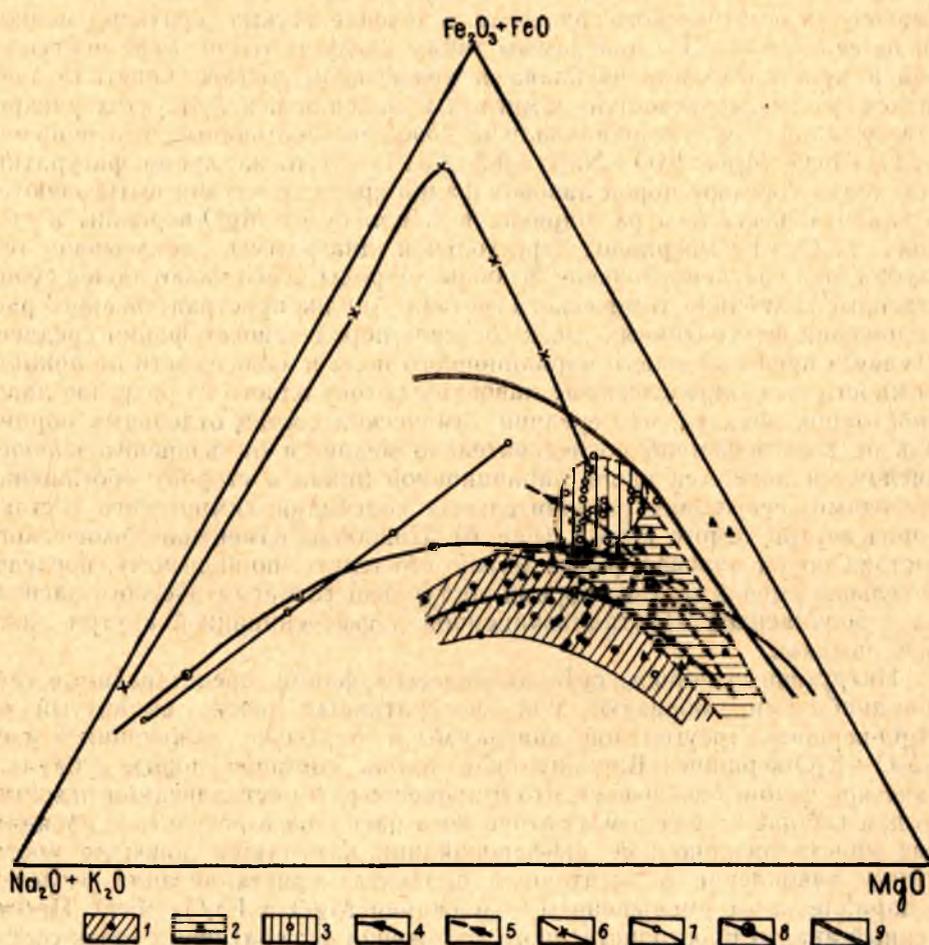


Рис. 5. Вариационная диаграмма состава $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ для пород ятулийского вулканического комплекса:

поля и фигуративные точки составов пород: 1—субвулканической фации верхнего ятулия; 2—лавовой фации среднего ятулия; 3—лавовой фации нижнего ятулия; вариационные линии: 4—пород субвулканической фации верхнего ятулия; 5—лавовой фации среднего ятулия; 6—пород Скаергаардской интрузии (по Л. Р. Вагеру и В. А. Диру); 7—средние: базальт, андезит, дацит, риолит (по Р. О. Дели); 8—Гавайских лав (по Ф. Тернеру и Д. Ферхугену); 9—долеритов Карру (по Ф. Уокеру и А. Польдерварту)

Основные закономерности эволюции химического состава пород различных фаций ятулийского вулканического комплекса довольно отчетливо проявляются на вариационной диаграмме состава $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, построенной в молекулярных отношениях окислов по 110 химическим анализам (рис. 5). На диаграмму дополнительно вынесены пути дифференциации пород Скаергаардской интрузии (по Л. Р. Вагеру и В. А. Диру), долеритов Карру (по Ф. Уокеру и А. Пальдерварту), гавайских лав (по Ф. Тернеру и Д. Ферхугену, 1961) и средние составы базальта, андезита, дацита и риолита (по Р. О. Дели) (Ю. А. Кузнецов, 1964).

Из диаграммы видно, что фигуративные точки составов пород фаций ятулийского вулканического комплекса занимают довольно обособленное положение. Так, породы нижнеятулийской фазы вулканизма образуют пространственно тесную группу фигуративных точек составов, обусловленную, как мы уже показали, близким химическим составом поступившего магматического расплава в течение весьма кратковременной фазы вулканизма. Из диаграммы также следует, что по мере поступления и кристаллизации расплава в химическом составе кристаллизующихся фаз не происходило заметных изменений и в продуктах раскристаллизации лав устанавливались довольно постоянные соотношения $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} : \text{MgO} : \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 4,5 : 4,5 : 1,0$. В то же время фигуративные точки составов пород лавовой фации среднего ятулия вытягиваются в длинную несколько расширяющуюся полосу от MgO -вершины в сторону $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ -вершины треугольной диаграммы, показывая тем самым, что среднеятулийские основные породы испытывают более существенные колебания химического состава. Анализ пространственного расположения фигуративных точек составов пород лавовой фации среднего ятулия в пределах своего вариационного поля в зависимости от принадлежности их к определенному лавовому потоку одного из разрезов лавовой толщи, показал, что средний химический состав отдельных порций лав по ходу излияний последовательно меняется от основного к более кислому и движется вдоль вариационной линии в сторону обогащения щелочами, испытывая незначительные колебания химического состава пород внутри самого потока (рис. 6). Подобное изменение химического состава пород лавовой фации можно объяснить, по-видимому, последовательной сменой состава порций поступающего магматического расплава с подчиненной кристаллизационной дифференциацией внутри лавовых потоков.

Интрузивные породы субвулканической фации, представленные габбро-диабазами, образуют рой фигуративных точек, вытянутый от MgO -вершины треугольной диаграммы и несколько сужающийся к ее $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ -вершине. Вариационная линия составов пород субвулканической фации показывает, что в процессе раскристаллизации исходного для габбро-диабазов магматического расплава в результате проявления кристаллизационной дифференциации намечается довольно постепенное накопление в остаточных продуктах кристаллизации щелочей с параллельным уменьшением содержания MgO и $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$. Проведенный анализ пространственного положения фигуративных точек составов габбро-диабазов по отдельным интрузивным телам показал, что независимо от морфологии тел габбро-диабазов (полукольцевая дайка, силл и некк подводящего канала среднеятулийских эффузивов) они испытывают одинаковый характер изменения химического состава продуктов кристаллизации с накоплением на конечных стадиях кристаллизации кремнезема и щелочей, а их частные вариационные линии следуют параллельно суммарной вариационной линии пород субвулканической

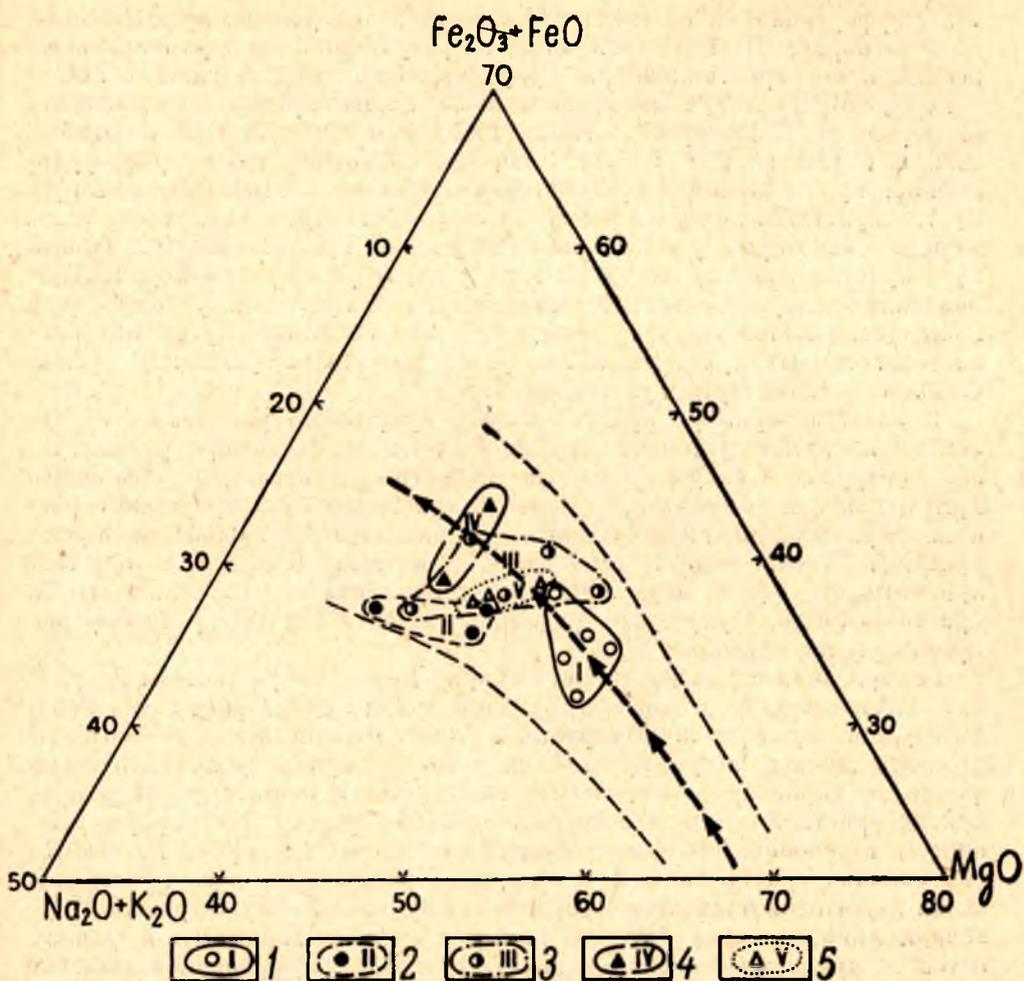


Рис. 6. Часть вариационной диаграммы состава $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ для отдельных лавовых потоков лавовой фации среднего ятулия:

1—5—поля и фигуративные точки составов пород отдельных лавовых потоков снизу—вверх по разрезу

фации. Таким образом, интрузивные аналоги ятулийских лав осуществляют эволюцию химического состава кристаллических фаз по «пути Боуэна».

Поскольку считается, что на тройных диаграммах данного состава вариационные кривые, построенные для пород определенных серий, характеризуют ход эволюции магматических расплавов, а начальные точки этих кривых отвечают, по-видимому, составу родоначальных магм, то из рассмотрения вариационных кривых выделенных фаций ятулийского вулканического комплекса следует, что состав магматического расплава нижнеятулийских лав сам по себе уже является продуктом процессов глубинной, видимо, фракционной дифференциации, в то время как исходный состав среднеятулийских лав и габбро-диабазов субвулканической фации являлся более основным и близким, на что указывает сближенное расположение начальных точек обеих вариационных кривых. Однако конечные продукты раскристаллизации магматического расплава лавовых потоков и интрузивных тел, как и сами эволюционные пути кристаллизации, существенно различны. Выяснению причин различных пу-

тей дифференциации поможет рассмотрение диаграммы, предложенной Е. Ф. Осборном (E. F. Osborn, 1959) по результатам экспериментальных исследований кристаллизации природных базальтов в системе $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ в зависимости от величины парциального давления кислорода (Л. С. Йодер, К. Э. Тилли, 1965). Е. Ф. Осборном (E. F. Osborn, 1959; E. F. Osborn, P. L. Roeder, 1960) было показано, что в случае фракционной кристаллизации при постоянном общем составе системы в продуктах кристаллизации на конечных ее стадиях происходит накопление железа с некоторым уменьшением содержания кремнезема (толеитовый путь кристаллизации). Но, если в силу некоторых причин парциальное давление кислорода остается постоянным, то в кристаллизующемся расплаве устанавливается качественно иной эволюционный путь с накоплением в конечных кристаллических фазах щелочей и кремнезема (известково-щелочной путь кристаллизации).

В качестве примера кристаллизации природного расплава с сохранением постоянного общего состава системы Е. Ф. Осборн рассматривает интрузию Скаергаард, а для иллюстрации известково-щелочного пути изменения химизма продуктов раскристаллизации природного расплава при сохранении постоянным парциального давления кислорода приводит базальт-андезит-дацитовую ассоциацию Каскада и отмечает при этом, что, кроме двух крайних экспериментально изученных типов кристаллизации, природные расплавы имеют большое разнообразие промежуточных типов.

Построенная по методу Е. Ф. Осборна диаграмма в системе координат, связывающих отношения окислов $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ и SiO_2 для пород различных фаций ятулийского комплекса, показывает, что лавы нижнего и среднего ятулия, а также породы субвулканической фации по характеру изменчивости железистости и кислотности в продуктах кристаллизации относятся к промежуточному типу, формирующемуся в условиях свободного доступа в систему кислорода на некоторых стадиях кристаллизации и в общем аналогичному пути кристаллизации толеитовой базальтовой серии и лав вулкана Килауэа (рис. 7). Первичная магма, состав которой располагался, по-видимому, в районе точки 1, путем фракционирования обусловила формирование родоначального для ятулийского вулканического комплекса толеитового базальтового расплава.

Таким образом, на основании геологического изучения внутреннего строения и условий формирования ятулийского вулканического комплекса, рассмотрения его химических особенностей устанавливается тесная парагенетическая взаимосвязь всех выделенных фаций, являющихся производными толеитовой базальтовой магмы. Довольно высокая скорость подводных излияний и относительная кратковременность основного вулканизма определили зависимость химического состава кристаллических фаз ятулийских лав в большей степени от состава поступающих из магматического очага порций лав, чем от кристаллизационной дифференциации в самих лавовых потоках. Вместе с тем, вариации химического состава продуктов кристаллизации субвулканической фации показывают его зависимость главным образом от процессов кристаллизационной дифференциации *in situ*. Формирование основных пород рассматриваемого района проходило путем последовательного многократного излияния лав из единого магматического очага, прошедшего предварительную незначительную глубинную (фракционную) дифференциацию. В результате проявления нижнеятулийской фазы вулканизма была сформирована лавовая толща диабазов, миндалекаменных диабазов и диабазовых порфиритов мощностью до 60 м, имеющая весьма близкий хими-

ческий состав и характеризующийся повышенной кислотностью, известковистостью пород, насыщенностью их кремнеземом и довольно слабой щелочностью. В дальнейшем, в течение среднего ятулия, в результате напряженной вулканической деятельности произошли массовые подводные излияния основных лав, сформировавшие огромное лавовое плато, состоящее из пятнадцати диабазовых лавовых потоков с суммарной мощностью до 360 м. Формирование среднеятулийской лавовой толщи началось излиянием наиболее основных порций лав, характеризующихся

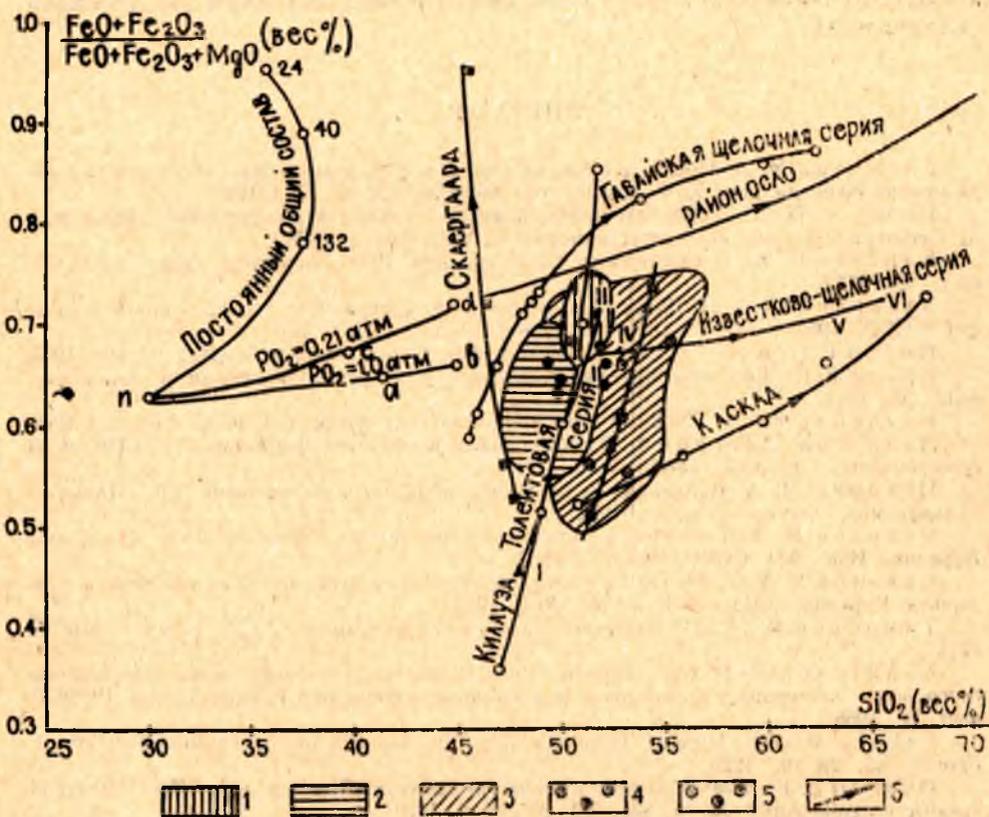


Рис. 7. Диаграмма изменения отношений $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} / \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ в зависимости от SiO_2 (по Е. Ф. Осборну): в левой части диаграммы — группа экспериментальных кривых, в правой — кривые природных магматических серий:

поля составов пород: 1 — лавовой фации нижнего ятулия; 2 — лавовой фации среднего ятулия; 3 — субвулканической фации; 4 — точки составов габбро-диабазов полукольцевой дайки; 5 — точки составов габбро-диабазов некка подводного канала; 6 — вариационная линия габбро-диабазов некка подводного канала

весьма низкой кислотностью и повышенной магниальностью, однако по мере нарастания активности вулканизма последующие порции лав явились более кислыми и более щелочными. В заключительную фазу становления ятулийского вулканического комплекса происходит формирование большинства гипабиссальных тел габбро-диабазов субвулканической фации, характеризующихся умеренной кислотностью, низкой известковистостью и довольно значительными содержаниями магнезии и щелочей, особенно натрия. Основные породы района озер Елмозеро, Сегозеро, как и весь ятулийский вулканический комплекс Центральной Карелии, был сформирован в геотектонических условиях перехода от геосинклинального режима к платформенному с эпиконтинентальным характером осадконакопления. Проявление ятулийских фаз вулканизма

по времени приурочено к моментам формирования регрессивных членов осадочных циклов, связанных с активизацией тектонических движений вдоль крупных, региональных зон разломов. На территории Елмозерско-Сегозерской структуры ятулия, наиболее активной в тектоническом отношении, явилась зона сочленения Западно-Карельского синклинория и Центрально-Карельского антиклинория, в пределах которой расположено большинство известных ятулийских вулканических аппаратов.

Таким образом, ятулийский вулканический комплекс принадлежит к числу вулканических формаций, свойственных областям завершенной складчатости.

ЛИТЕРАТУРА

Гилярова М. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. Изв. К.-Ф. научно-иссл. базы АН СССР, № 2, 1949.

Елисеев Н. А. Геолого-петрографический очерк северо-восточного побережья оз. Сегозера. Тр. Лен. об-ва естествоиспыт., т. VIII, вып. 1, 1928 а.

Елисеев Н. А. О сегозерских спилитах. Зап. Росс. минералог. об-ва, часть 57, вып. 1, 1928 б.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.

Иодер Г. С., К. Э. Тилли. Происхождение базальтовых магм. Изд. «Мир», 1965.
Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. Лаборатории геологии докембрия, вып. 16, 1963.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», 1964.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. XIX, 1888.

Петрова М. А. Вулканизм и проблемы образования силицитов. Сб.: «Вопросы вулканизма», Госгеолтехиздат, 1962.

Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Соколов В. А., Л. П. Галдобина и др. Новый вулканический комплекс в протерозое Карелии. ДАН СССР, т. 161, № 3, 1965.

Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, серия 1, вып. 5, 1935.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 8, 1966.

Eskola P. The Mineral Development of basic rocks in the karelian formations. Fennia, 45, № 19, 1925.

Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Amer. Journ. Sci., vol. 257, № 9, 1959.

Osborn E. F., P. Z. Roeder. Effect of oxygen pressure on crystallization in simplified basalt systems. Report of the Intern. Geol. Congress, XXI sessin, Norden, Part. III, 1960.

В. Д. Слюсарев

**К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ СИНКЛИНОРНОЙ ЗОНЫ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА****ВВЕДЕНИЕ**

В связи с интенсивным развитием металлогенических исследований в пределах Балтийского щита (И. В. Барканов, 1963, 1965) с особой остротой встает вопрос о классификации базитов-ультрабазитов в пределах синклинорной зоны Ветренный пояс, наиболее закрытой, слабо изученной по сравнению с другими районами Карелии и характеризующейся обилием массивов основных-ультраосновных пород (около 500), выделенные по совокупности геофизических и геологических данных (Г. А. Поротова, 1966).

Все структурно-тектонические и стратиграфические построения предыдущих лет в этом районе, послужившие основой для выделения разновозрастных интрузивных и эффузивных групп, проводились преимущественно по аналогии с другими районами Карелии. В связи с этим возрастное положение развитых в этом районе базитов-ультрабазитов и основных эффузивов в значительной мере условно.

На первых этапах изучения геологии района Ветренного пояса отдельные исследователи (В. А. Перевозчикова, 1960; А. И. Кайряк, В. А. Перевозчикова, 1963) условно относили группу базитов — гипербазитов к среднему протерозою, выделяя среди них габброиды и дифференцированные массивы основного-ультраосновного состава. Предполагалась генетическая связь эффузивных (пикритовые порфириды) и интрузивных (перидотиты) образований. В дальнейшем (В. А. Перевозчикова, 1962) в синклинорной зоне были выделены две возрастные группы массивов основного-ультраосновного состава: нижнепротерозойская группа, развитая в основном среди гнейсов и гранито-гнейсов архея и древнейших образований парандовской серии нижнего протерозоя, и среднепротерозойская группа, которая пространственно сопряжена с полосой развития основных вулканитов более молодой тунгудской серии нижнего протерозоя и полев среднепротерозойских пикритовых метапорфиритов серии Ветренного пояса. Другие исследователи (И. В. Барканов, 1965) все массивы основного и ультраосновного ряда расематривают в составе нижнего протерозоя и подразделяют их на: 1) раннюю группу — среди осадочно-вулканогенных пород парандовской серии и 2) позднюю группу — среди эффузивных диабазов тунгудской серии и архейского фундамента вдоль юго-западной границы структурной зоны.

Таким образом, слабая обнаженность и низкая степень геологической изученности, отсутствие четкой стратиграфической схемы и объективных данных о возрасте проявления магматизма затруднили выделение разновозрастных эффузивных, интрузивных или сложных эффузивно-интрузивных групп (магматических комплексов). А имеющиеся в настоящее время немногочисленные определения абсолютного возраста различных вулканитов и интрузивных образований основного-ультраосновного состава синклинойной зоны (по К—Аг методу) дают нередко трудно интерпретируемые цифры. В этих условиях для классификации магматических образований района немаловажное значение имеет изучение их вещественного состава.

В последние годы вопросам анализа химизма различных естественных ассоциаций горных пород посвящен ряд работ (Д. Грин, А. Польдерварт, 1959; С. Р. Нокколдс, Р. Аллен, 1965), в которых авторы, используя треугольные вариационные диаграммы, показали принципиальную возможность установления общих тенденций в эволюции химического состава первоначального расплава. Существенным недостатком диаграмм является ограниченность используемых переменных, объединение различных компонентов в одну группу и невозможность учета роли каждого компонента при сравнении магматических образований, а также трудности, возникающие в случае перекрытия полей для пород, близких по химическому составу. При металлогенических исследованиях, наряду с выявлением общих тенденций в эволюции химизма изучаемых эффузивных, интрузивных или сложных эффузивно-интрузивных групп, одной из важнейших задач является выделение среди них различных по вещественному составу подгрупп или даже отдельных интрузий.

В результате работ по изучению гипербазитов района Ветреного пояса, проведенных институтом геологии (г. Петрозаводск) в период 1962—1966 гг., впервые произведено расчленение преобладающих здесь магматических образований основной ветви на разновозрастные магматические комплексы, хотя предварительное выделение их в синклинойной зоне не лишено было ряда условностей и дискуссионных моментов, получены также предварительные выводы о характере и направленности магматизма в нижнем и среднем протерозое.

В целях наиболее объективной классификации магматических образований синклинойной зоны Ветреный пояс и для контроля предварительных выводов по выделению магматических комплексов в этом районе автором была предпринята попытка применить один из методов математической статистики (линейная дискриминантная функция). Настоящая статья посвящена изложению полученных результатов.

Методика работы

Для сравнения вещественного состава магматических пород было использовано 196 силикатных анализов (по 10 окислам), которые представляют эффузивные и интрузивные разности основного и ультраосновного ряда, развитые в различных пунктах структурной зоны.

Большинство химических анализов образцов из коллекции автора выполнены в лаборатории института, часть — в Архангельской экспедиции СЗТГУ. Незначительная часть силикатных анализов заимствована из фондовых материалов СЗТГУ¹ и литературных источников (В. С. Тро-

¹ Альбов, 1936—1940; В. С. Трофимов, 1938; А. И. Кайряк, 1954; А. В. Пекуров, 1955, 1956, 1965.

фимов, 1940). Использовались лишь те анализы, сумма которых не выходила за пределы 99—101%. Отбор образцов на химический анализ сопровождался петрографическим изучением шлифов с тем, чтобы по возможности исключить влияние наложенных процессов и получить наиболее однородный материал.

Метод дискриминантных функций впервые был использован у нас в стране для решения геологических задач А. Б. Вистелиусом (1950) и в последние годы он находит применение в различных областях геологических исследований (Р. Д. Миллер, Дж. С. Кан, 1965; С. В. Гольдин, В. А. Кутолин, 1964; М. Е. Демина, О. М. Калинин¹ и др.).

Описание метода изложено в работе Т. Андерсона (1963).

Вкратце суть дела заключается в следующем. Имеются выборки химических анализов из отдельных тел серпентинитов, метаперидотитов, оливиновых метагаббро-норитов и сборные выборки из изолированных массивов метагаббро, даек оливиновых метапорфиритов и полей развития эффузивных метадиабазов и пикритовых метапорфиритов.

Задача заключается в том, чтобы по данным выборки произвести классификацию интрузивных и эффузивных образований, оценить степень их родства и, в конечном счете, используя геологические наблюдения и полученные данные, выделить интрузивные, эффузивные или эффузивно-интрузивные магматические комплексы.

Пусть каждый из n окислов силикатного анализа двух сравниваемых совокупностей (π_1 и π_2) имеет определенное значение x_i . Тогда результаты химического анализа отдельного образца можно представить в виде вектора

$$x = (x_1, x_2, \dots, x_n).$$

Компонентами вектора являются весовые проценты, пересчитанные на кислородные отношения в соответствии с требованиями теоремы А. Б. Вистелиуса — О. В. Сарманова (1959) о корреляции процентных величин. Обозначим:

$$x_1 = \frac{\text{Si}}{\text{O}}, x_2 = \frac{\text{Ti}}{\text{O}}, x_3 = \frac{\text{Al}}{\text{O}}, x_4 = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{O}}, x_5 = \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{O}}, x_6 = \frac{\text{Mn}}{\text{O}},$$

$$x_7 = \frac{\text{Mg}}{\text{O}}, x_8 = \frac{\text{Ca}}{\text{O}}, x_9 = \frac{\text{Na}}{\text{O}}, x_{10} = \frac{\text{K}}{\text{O}}.$$

Распределение элементов в изученных группах пород в основном подчиняется нормальному закону (проверено по критерию χ^2 для наиболее многочисленных выборок), поэтому мы можем исходить из многомерного нормального распределения.

Метод дискриминантных функций позволяет сравнивать выборки по всем 10 признакам одновременно. Каждому вектору соответствует точка n -мерного пространства R_n . Предполагается, что комбинации векторов из N_1 и N_2 наблюдений над сравниваемыми выборочными совокупностями π_1 и π_2 соответствуют в R_n подпространства R_1 и R_2 . Чем ближе вещественный состав двух совокупностей, тем ближе соответствующие им точки пространства R_n .

В случае отсутствия существенного различия в химизме сравниваемых выборок подпространства R_1 и R_2 будут перекрываться, то есть выборки принадлежат к одной генеральной совокупности.

При наличии существенного различия составов сравниваемых выборок подпространства R_1 и R_2 не будут перекрываться, то есть выборки принадлежат к различным генеральным совокупностям.

¹ В печати.

Вопрос о принадлежности x к R_1 или R_2 или к R_1 и R_2 одновременно решается путем вычисления линейной дискриминантной функции (Т. Андерсон, 1963; С. В. Гольдин, В. А. Кутюлин, 1964), которую можно записать в виде

$$D_{(x)} = b_1 x_1 + b_2 x_2 + \dots + b_n x_n,$$

где x_i — содержание элементов анализа в виде кислородных отношений;
 b_i — коэффициенты дискриминантной функции.

Смысл этой функции заключается в том, что она является уравнением гиперплоскости n -мерного пространства признаков и наилучшим образом разделяет сравниваемые выборки.

Вычисляется также пороговое значение L , которое рассматривается как граница между исследуемыми выборками.

Подставляя данные химических анализов в уравнение, мы сможем определить, к какой из исследуемых выборок (π_1 или π_2) они относятся.

Если $D_{(x)} \geq L$, то x принадлежит R_1 .

Если $D_{(x)} < L$, то x принадлежит R_2 .

Вероятность ошибок классификации определяется по формуле:

$$p(1|2) = p(2|1) = \Phi\left(-\frac{\sqrt{\alpha}}{2}\right),$$

где $\Phi_{(u)}$ — функция нормального распределения;

α — критерий Махаланобиса.

Кроме критерия Махаланобиса, как меры расстояния между двумя совокупностями в целом, использовался также коэффициент различия Δ (М. Е. Демина, О. М. Калинин, 1967), который показывает степень различия сравниваемой пары признаков в различных выборках. Формула для вычисления коэффициента различия следующая:

$$\Delta = \frac{(\bar{x}_{1i} - \bar{x}_{2i})^2}{s^2},$$

где \bar{x}_{1i} — среднее значение признака для первой выборки;

\bar{x}_{2i} — среднее значение признака для второй выборки;

s^2 — сводная дисперсия по двум выборкам для одного признака.

Для проверки гипотезы о значимости различия векторов средних значений двух выборочных совокупностей применяется обобщенный T^2 -критерий Хотеллинга (Т. Андерсон, 1963).

В случае неравенства векторов средних значений статистика T^2 должна удовлетворять требованию

$$T^2 \geq \frac{(N_1 + N_2 - 2)n}{(N_1 + N_2 - n - 1)} F_n, \quad N_1 + N_2 - n - 1(p),$$

$$\text{где } T^2 = \frac{N_1 \cdot N_2}{N_1 + N_2} \alpha;$$

F_{v_1, v_2} — верхний p -предел для F -распределения с v_1 и v_2 степенями свободы;

n — число признаков химического анализа;

N_1 и N_2 — объемы выборок.

Для удобства представления используется выражение

$$\frac{(N_1 + N_2 - 2)n}{(N_1 + N_2 - n - 1)} = \frac{1}{C},$$

тогда $T^2 C \geq F_n, \quad N_1 + N_2 - n - 1(p)$.

Если $T^2 C < F_{(0,99)}$ — разница векторов средних значений не является значимой, то выборки принадлежат по химическому составу к одной группе пород.

Если $T^2 C \geq F_{(0,99)}$ — разница векторов средних значений существенна, то исследуемые выборки относятся к различным по химизму подгруппам.

Значения F в зависимости от числа степеней свободы табулированы (П. В. Смирнов, И. В. Дунин-Барковский, 1959).

Высокий уровень надежности принят в связи с близостью составов сравниваемых магматических пород.

Отдельные выборки с числом наблюдений меньше числа признаков могут давать искаженные результаты. Поэтому эти данные рассматриваются как приближенные в совокупности с геолого-минералогическими особенностями и результатами по другим сравниваемым выборкам, в которых исследуются аналогичные по составу породы с достаточным числом наблюдений.

Все вычисления производились на машине БСМ-2 в вычислительном центре ЛОМИ АН СССР по программе, составленной М. Д. Белониным. Решение изложенной задачи проводилось под руководством А. Б. Вистелиуса, большую практическую помощь в процессе работы оказали сотрудники группы математической геологии ЛОМИ М. Е. Демина и М. Д. Белонин, а также работник Института геологии (г. Петрозаводск) К. И. Хейсканен. В процессе обработки данных принимал участие Е. М. Романов.

Геологический анализ полученных данных

На рисунке 1 в качестве примера приведены гистограммы распределения кислородных отношений для разновозрастных гипербазитов района. Анализ гистограмм показывает, что ощутимого различия между гипербазитами по отдельным признакам не наблюдается, некоторая разница намечается только по T_1 и Al . Аналогичный характер имеют гистограммы для разновозрастных габброидов и основных эффузивов.

На рисунке 2 представлены гистограммы величин дискриминантной функции для основных исследуемых выборок.

Сравнивая рисунки 1 и 2, можно убедиться в очевидном преимуществе использования для классификационных целей не одного или нескольких признаков, а всей петрохимической информации, заложенной в силикатных анализах.

Четко разделяются разновозрастные гипербазиты и основные эффузивы. Частично перекрываются сравниваемые между собой нижнепротерозойские серпентиниты, а также метаверлиты и оливиновые метагаббро-нориты среднего протерозоя, массивы габброидов в структурах нижнего и среднего протерозоя.

В таблице приведены все сравниваемые выборки и их объемы, значения величин $D_{(x)}$ и L , критерия Махаланобиса α , статистики T^2 и коэффициента различия Δ .

Анализируя данные, полученные методами математической статистики, вместе с геологическими наблюдениями, можно отметить следующее:

1. Сравнение выборок из 2 массивов серпентинитов предположительно нижнепротерозойского возраста (массив р-на Коросозера и уч-ка Пулозеро-2) с интрузиями (условно среднепротерозойскими) серпентинитов, метаперидотитов и оливиновых метагаббро-норитов подтвердило предварительные выводы о существовании в изученном районе двух разновозрастных и отличных по вещественному составу типов гипербазитов (табл., порядк. № 1—7). Этот вывод согласуется с петрографо-

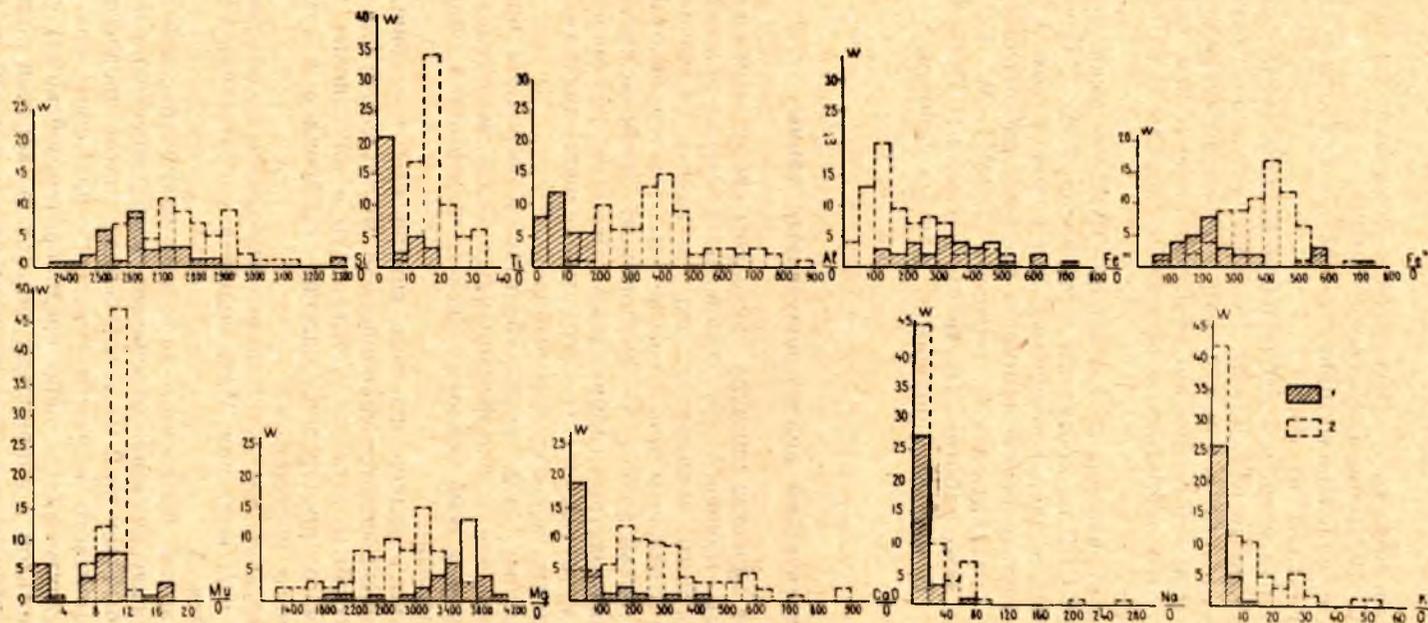


Рис. 1. Гистограммы кислородных отношений гипербазитов. W— количество образцов:
 1—ультрабазиты нижнего протерозоя; 2—ультрабазиты среднего протерозоя

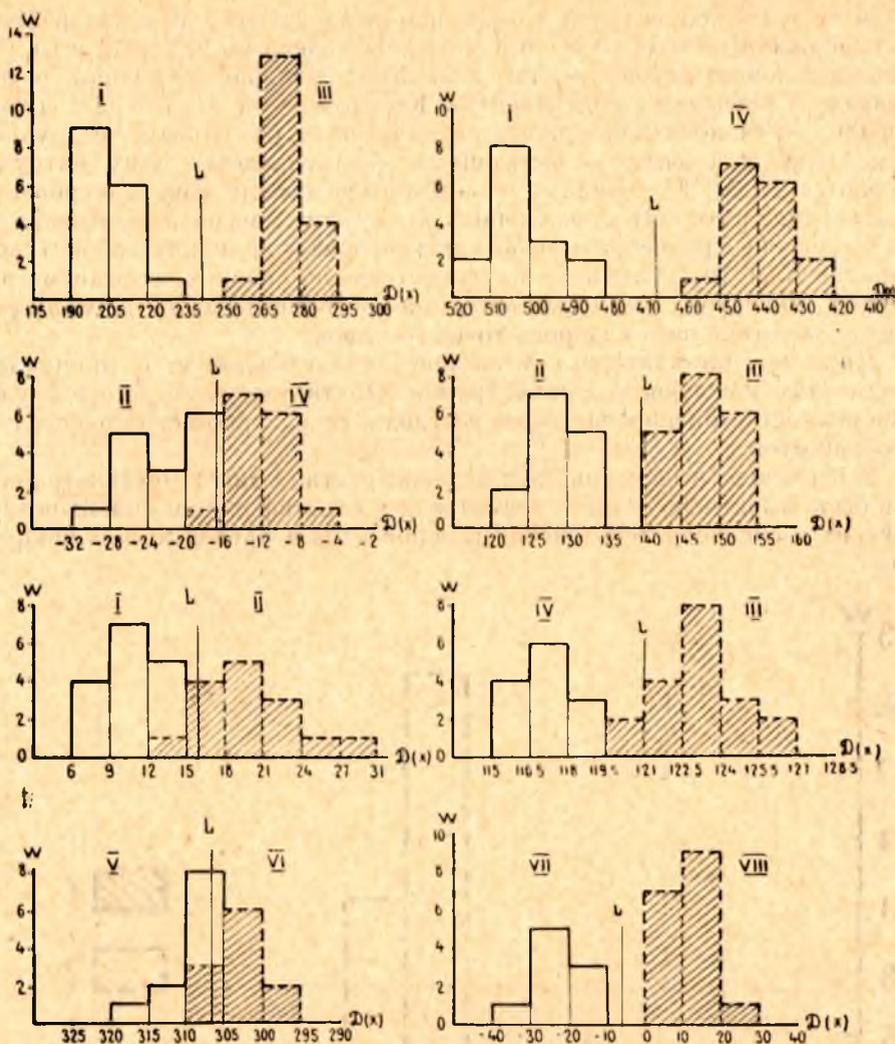


Рис. 2. Гистограммы величин дискриминантной функции. W — количество образцов:

I — массив нижнепротерозойских серпентинитов района Пулозера; II — массив нижнепротерозойских серпентинитов района Коросозера; III — среднепротерозойский слабо дифференцированный массив плагиоклазовых металецполитов и оливковых метагаббро-норитов района оз. Колозера; IV — массив среднепротерозойских аперлитовых серпентинитов района Пулозера; V — массивы метагаббро в структурах нижнего протерозоя; VI — массивы метагаббро в структурах среднего протерозоя; VII — эффузивные метадиабазы нижнего протерозоя; VIII — пикритовые метапорфириты среднего протерозоя

минералогическими данными. На вариационных диаграммах¹ составы обеих групп интрузий имеют значительную область перекрытия для наиболее магнезиальных разностей. Причем следует отметить, что более молодые метаультрабазиты развиты как среди образований нижнего, так и среднего протерозоя.

Гипербазиты хорошо разделяются по вычисленным значениям дискриминантной функции. Это подтверждается и значениями статистики T^2 .

¹ См. статью «Новые данные по геологии и магматизму синклинойной зоны Ветреный пояс» в этом же сборнике.

Судя по значению величин Δ , особенно резко гипербазиты различаются по содержанию Ti, Al и Fe^{3+} и в меньшей степени по Fe^{2+} , Mg и Ca. Остальные элементы существенного влияния на различие этих пород не оказывают. Сравнение серпентинитов Коросозера и Пулозера-2 (табл., порядк. № 8) показало принадлежность их к различным подгруппам. Основными элементами, влияющими на разделение этих интрузий, являются Ti, Al, F^{3+} . Видимо нижнепротерозойский пояс гипербазитов неоднороден и состоит из различных по химизму массивов серпентинитов.

Сравнение среднепротерозойских гипербазитов между собой (табл., порядк. № 9, 10) указывает на существенную разницу в химизме различных массивов, что отражается на петрохимических диаграммах¹ в виде значительного разброса точек составов.

Проверка по критерию Хотеллинга свидетельствует о принадлежности этих массивов к единой группе. Подтверждением этому служит однородность минералогического состава и структурно-петрографических особенностей.

2. На основе выделения двух разновозрастных типов метасульфидов было вычислено общее уравнение для классификации нижнепротерозойских и среднепротерозойских гипербазитов в пределах синклинойной зоны.

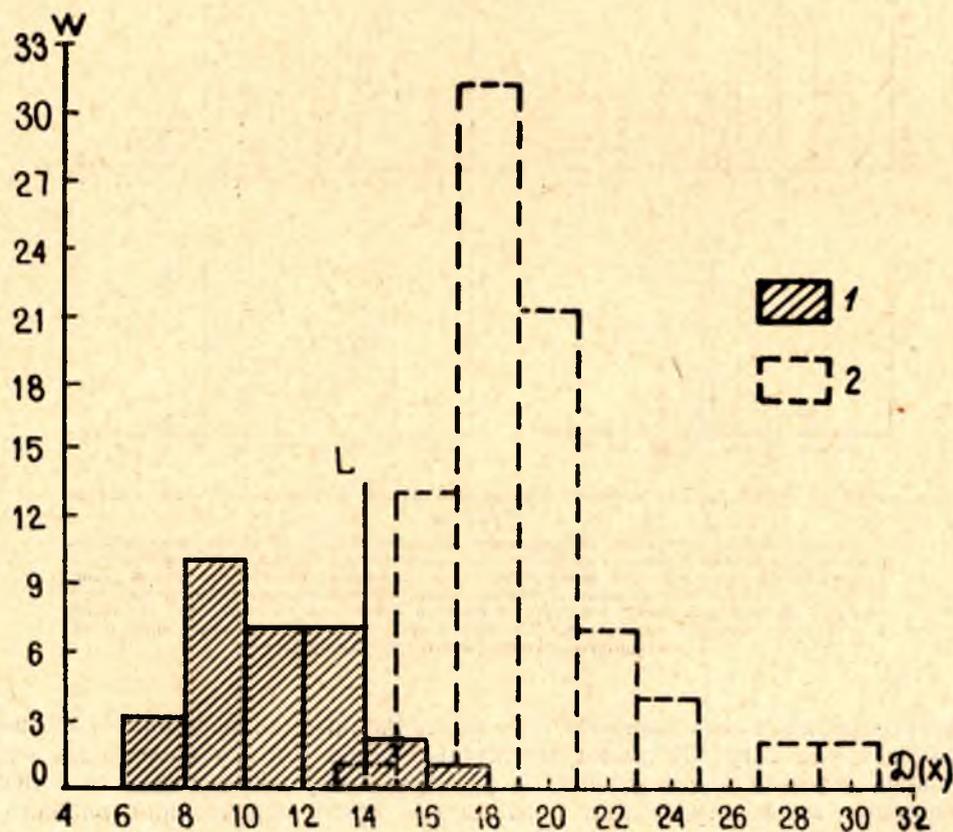


Рис. 3. Гистограммы величин дискриминантной функции гипербазитов:
1—ультрабазиты нижнего протерозоя; 2—ультрабазиты среднего протерозоя

¹ См. статью «Новые данные по геологии и магматизму синклинойной зоны Ветреный пояс» в этом же сборнике.

Аноперидотитовые серпентиниты нижнего протерозоя представлены 30 силикатными анализами, а метаперидотиты и оливиновые метагаббронориты среднего — 83 анализами. Использовалось 6 признаков, дающих максимальное различие по критерию Δ . Уравнение имеет вид:

$$D_{(x)} = -31,09 \frac{\text{Si}}{\text{O}} + 3077,7 \frac{\text{Ti}}{\text{O}} + 242,09 \frac{\text{Al}}{\text{O}} - 32,77 \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{O}} + \\ + 45,08 + \frac{\text{Mg}}{\text{O}} + 42,37 \frac{\text{Ca}}{\text{O}}.$$

Область перекрытия составов незначительная (рис. 3). Наибольший эффект на разделение гипербазитов оказывает содержание Ti и Al (табл., порядк. № 11). Коренное различие гипербазитов заключается в большей магниальности нижнепротерозойских серпентинитов и более высоком содержании Fe^{3+} (сильнее степень серпентинизации), а среднепротерозойские интрузии характеризуются повышенным содержанием

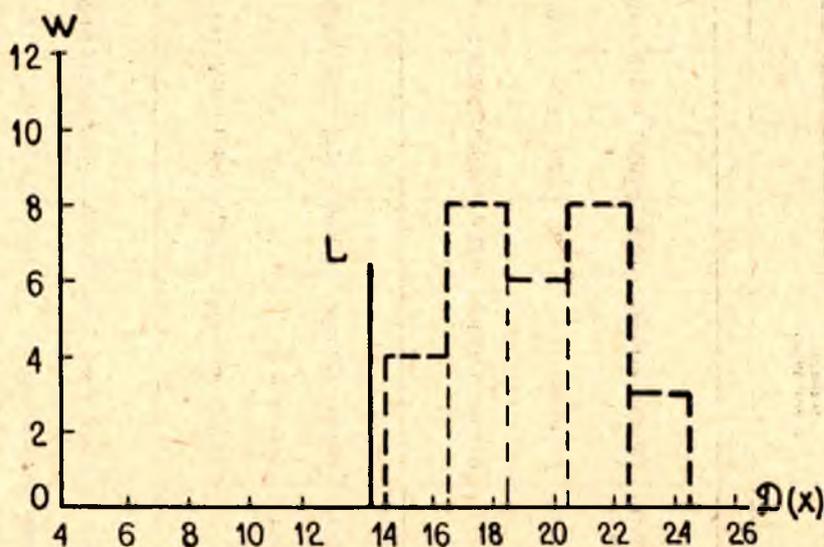


Рис. 4. Гистограммы величин дискриминантной функции для нерасчлененных гипербазитов

Ti, Al и Ca. Уравнение было использовано для диагностики отдельных массивов по одному или нескольким химическим анализам. Последние в расчетах не использовались.

Интересно отметить, что эти массивы расположены в различных пунктах района как среди достоверно среднепротерозойских, так и нижнепротерозойских вмещающих пород.

Проверка показала, что все 29 анализов относятся к ультрабазитам среднего протерозоя (рис. 4).

Следовательно, полученное уравнение может найти практическое применение при дальнейшем металлогеническом изучении разновозрастных гипербазитов района, которые характеризуются различной металлогенической специализацией.

3. Массивы метагаббро, независимо от их положения в структурах нижнего или среднего протерозоя, образуют единую среднепротерозойскую группу (табл., порядк. № 14) и отличаются от габбро-амфиболитов нижнего протерозоя (табл., порядк. № 15). Составы их, судя по значению

№ п/п	Исследуемые выборки		Выборки и величина Δ	Средние значения признаков и значение величины Δ										
	первая	вторая		x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	x_6	x_7	x_8	x_9	x_{10}	
	1	2		4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
1	Массив оливиновых метагаббро-норитов и металерцолитов. Р-н Колозера, восточнее реки Кожи. Средний протерозой	Массив апоперидитовых серпентинитов. Р-н уч-ка Коросозеро. Нижний протерозой	Первая выборка	0,2815	0,0017	0,0468	0,0160	0,0449	0,0010	0,2597	0,0272	0,0063	0,0012	
			Величина Δ . . .	3,10	2,20	8,10	4,40	0,08	0,11	2,20	2,00	1,20	2,10	
			Вторая выборка	0,2575	0,0003	0,0123	0,0420	0,0408	0,0011	0,3347	0,0090	0,0013	0,0003	
2	Массив метаперидитов. Р-н уч-ка Пулозеро-1. Средний протерозой	Массив апоперидитовых серпентинитов. Р-н уч-ка Коросозеро. Нижний протерозой	Первая выборка	0,2666	0,0032	0,0367	0,0268	0,0360	0,0012	0,3021	0,0208	0,0036	0,0011	
			Величина Δ . . .	0,69	0,67	4,63	1,41	0,10	0,004	0,35	0,61	0,32	0,82	
			Вторая выборка	0,2575	0,0003	0,0123	0,0420	0,0408	0,0011	0,3347	0,0090	0,0013	0,0003	
3	Массив метаперидитов. Р-н г. Голец. Средний протерозой	Массив апоперидитовых серпентинитов. Р-н уч-ка Коросозеро. Нижний протерозой	Первая выборка	0,2863	0,0016	0,0333	0,0260	0,0358	0,0011	0,3083	0,0231	0,0030	0,0013	
			Величина Δ . . .	1,04	1,63	9,12	1,19	0,07	0,012	0,31	1,10	0,60	2,35	
			Вторая выборка	0,2575	0,0003	0,0123	0,0420	0,0408	0,0011	0,3347	0,0090	0,0013	0,0003	

	Исследуемые выборки		Выборки и величина Δ	Средние значения признаков и значение величины Δ									
	первая	вторая		x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	x_6	x_7	x_8	x_9	x_{10}
				4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
4	Массив оливиновых метагаббро-норитов и металерцолитов. Р-н Колозера, восточ- нее реки Кожи. Средний протерозой	Массив серпентинитов. Р-н уч-ка Пулозеро-2. Нижний протерозой	Первая выборка	0,2815	0,0017	0,0468	0,0160	0,0449	0,0010	0,2597	0,0272	0,0063	0,0012
			Величина Δ . . .	0,39	17,8	12,6	1,5	9,3	1,1	4,1	0,7	1,7	2,4
			Вторая выборка	0,2705	0,0002	0,0053	0,0294	0,0246	0,0007	0,3622	0,0104	0,0005	0,0002
5	Массив метаперидо- титов. Р-н уч-ка Пулозеро-1. Средний протерозой	Массив серпентинитов. Р-н уч-ка Пулозеро-2. Нижний протерозой	Первая выборка	0,2666	0,0032	0,0367	0,0268	0,0360	0,0012	0,3021	0,0208	0,0036	0,0011
			Величина Δ . . .	0,06	1,23	8,46	0,058	2,9	2,8	1,2	0,2	0,68	0,95
			Вторая выборка	0,2705	0,0002	0,0053	0,0294	0,0246	0,0007	0,3622	0,0104	0,0005	0,0002
6	Массив метаперидо- титов. Р-н г. Голец. Средний протерозой	Массив серпентинитов. Р-н уч-ка Пулозеро-2. Нижний протерозой	Первая выборка	0,2863	0,0016	0,0333	0,0260	0,0358	0,0011	0,3083	0,0231	0,0030	0,0013
			Величина Δ . . .	0,015	19,8	22,1	0,07	1,5	1,6	1,2	0,3	2,1	2,7
			Вторая выборка	0,2705	0,0002	0,0053	0,0294	0,0246	0,0007	0,3622	0,0104	0,0005	0,0002

Исследуемые выборки		Выборки и величина Δ	Средние значения признаков и значение величины Δ									
первая	вторая		x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	x_6	x_7	x_8	x_9	x_{10}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
7	Массив метаперидотитов.	Первая выборка	0,2666	0,0017	0,0248	0,0302	0,0484	0,0013	0,3098	0,0151	0,0011	0,0011
	Р-н оз. Калгачинского (Роингора).	Величина Δ . . .	0,05	37,0	11,6	0,002	3,98	3,41	1,34	0,04	0,82	1,05
	Средний протерозой	Вторая выборка	0,2705	0,0002	0,0053	0,0294	0,0246	0,0007	0,3622	0,0104	0,0005	0,0002
8	Массив апоперидотитовых серпентинитов.	Первая выборка	0,2775	0,0003	0,0123	0,0420	0,0408	0,0011	0,3317	0,0090	0,0013	0,0003
	Р-н уч-ка Коросозеро.	Величина Δ . . .	0,73	2,88	2,32	7,72	1,28	1,30	0,31	0,004	0,37	0,009
	Нижний протерозой	Вторая выборка	0,2705	0,0002	0,0053	0,0294	0,0246	0,0007	0,3622	0,0104	0,0005	0,0012
9	Массив оливинowych метагаббро-норитов и лерцолитов.	Первая выборка	0,2815	0,0017	0,0468	0,0160	0,0449	0,0010	0,2597	0,0270	0,0064	0,0012
	Р-н Колозера, восточнее реки Кожы.	Величина Δ . . .	1,07	0,33	0,43	1,57	1,61	0,40	0,59	0,20	0,25	0,05
	Средний протерозой	Вторая выборка	0,2665	0,0032	0,0367	0,0268	0,0360	0,0012	0,3021	0,0207	0,0036	0,0011

	Исследуемые выборки		Выборки и величина Δ	Средние значения признаков и значение величины Δ									
	первая	вторая		x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	x_6	x_7	x_8	x_9	x_{10}
				4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
10	Массив оливиновых метагаббро-поритов. Р-н Колозера, восточ- нее р. Кожн. Средний протерозой	Массив метапериодитов. Р-н оз. Калгачинского (Роингора). Средний протерозой	Первая выборка	0,2815	0,0017	0,0468	0,0160	0,0449	0,0010	0,2597	0,0270	0,0064	0,0012
			Величина Δ . . .	0,99	0,00	2,5	1,3	0,09	1,1	1,1	0,78	1,1	0,04
			Вторая выборка	0,2666	0,0017	0,0248	0,0302	0,0484	0,0013	0,3098	0,0151	0,0011	0,0011
11	Среднепротерозойские гипербазиты	Нижепротерозойские гипербазиты	Первая выборка	0,2710	0,0017	0,0367	0,0234	—	—	0,2933	0,0230	—	—
			Величина Δ . . .	0,29	4,69	5,39	1,13	—	—	1,62	1,75	—	—
			Вторая выборка	0,2621	0,0006	0,0087	0,0364	—	—	0,3544	0,0065	—	—

Исследуемые выборки		Выборки	Значения $D(x)$ для каждого образца в обеих выборках											L	Ошибка классификации	α	N_1	N_2	T^2C	$F(0,99)$
первая	вторая																			
1	2	3	14											15	16	17	18	19	20	21
10	Массив оливиновых метагаббро-норитов.	Первая выборка	28	29	24	25	27	29	24	27	28	30	31,8	6,9%	8,8	19	9	3,51	3,69	
	Р-н Колозера, восточнее р. Кожи.	Р-н оз. Калгачинского (Роингора).	30	30	29	32	26	26	23	25	27	—								
	Средний протерозой	Вторая выборка	32	37	39	42	37	34	40	31,6	33	—								
11	Среднепротерозойские гипербазиты	Первая выборка	20	17	20	18	19	19	19	19	19	17	14,04	7,3%	8,46	83	30	29,8	2,98	
			18	16	21	18	24	29	29	20	19	20								
			18	19	17	20	20	18	17	17	14	17								
			17	17	19	23	18	25	27	27	23	20								
			23	21	16	18	18	16	22	19	18	17								
			16	20	19	18	16	24	19	20	17	19								
			17	19	19	16	17	19	16	20	23	18								
			21	17	22	20	20	21	18	19	15	15								
		22	17	13,9	—	—	—	—	—	—	—									
		Вторая выборка	18	9	14	14	13	12	10	14,6	7	14,8								
			12	12	12	6	11	10	10	9	10	10								
8	8		8	9	12	9	9	8	13	9										

Исследуемые выборки		Выборки и величина Δ	Средние значения признаков и значение величины Δ										
первая	вторая		x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	x_6	x_7	x_8	x_9	x_{10}	
1	2		4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
12	Массив метаперидотитов. Р-н уч-ка Пулозеро-1. Средний протерозой	Дайки оливниновых метапорфиритов. Р-н г. Голец. Средний протерозой	Первая выборка	0,2665	0,0039	0,0367	0,0268	0,0360	0,0012	0,3021	0,0207	0,0036	0,0011
			Величина Δ . . .	0,89	0,08	1,50	1,90	1,55	—	2,09	2,09	0,24	0,003
			Вторая выборка	0,2788	0,0022	0,0530	0,0162	0,0444	0,0010	0,2262	0,423	0,0059	0,0010
13	Массив оливниновых метагаббро-норитов и металерцолитов. Р-н оз. Колозеро, восточнее реки Кожы. Средний протерозой	Дайки оливниновых метапорфиритов. Р-н г. Голец. Средний протерозой	Первая выборка	0,2804	0,0016	0,0431	0,0162	0,0453	0,0011	0,2682	0,0259	0,0055	0,0011
			Величина Δ . . .	0,012	2,39	0,56	0,00	0,019	0,15	0,94	2,4	0,0060	0,005
			Вторая выборка	0,2788	0,0023	0,0530	0,0163	0,0444	0,0010	0,2262	0,0423	0,0059	0,0010
14	Массивы метагаббро в структурах нижнего протерозоя. Средний протерозой	Массивы метагаббро в структурах среднего протерозоя. Средний протерозой	Первая выборка	0,3131	0,0035	0,0110	0,0096	0,0344	0,0007	0,0656	0,0712	0,0245	0,0057
			Величина Δ . . .	0,04	0,03	0,12	0,000	0,05	0,28	0,52	0,39	0,13	0,63
			Вторая выборка	0,3155	0,0039	0,0950	0,0097	0,0362	0,0009	0,0820	0,0647	0,0283	0,0020

Исследуемые выборки		Выборки	Значения $D(x)$ для каждого образца в обеих выборках										L	Ошибка классификации	α	N_1	N_2	T^2C	$F_{(0,99)}$	
первая	вторая																			
1	2		3	14																15
12	Массив метатеридотитов.	Дайки оливиновых метапорфиритов. Р-п г. Голец.	Первая вы- борка	54	52	56	48	51	56	51	53	56	54							
	Р-п уч-ка Пулозеро-1.		Вторая вы- борка	54	59	55	53	51												
	Средний протерозой	Средний протерозой		44	43	49	43	51	43	45	44	—	—	49,5	7,6%	8,2	15	8	2,45	4,54
13	Массив оливиновых метагаббро-норитов и металерцолитов.	Дайки оливиновых метапорфиритов.	Первая вы- борка	135	136	129	131	140	134	137	134	132	135	128,5	3,5%	12,86	32	8	6,29	3,03
				134	136	132	133	128	133	136	134	129	133							
				137	135	138	135	140	136	136	137	142	143							
		Р-п оз. Колозеро, восточнее реки Кожн.	Р-п г. Голец.		138	136														
	Средний протерозой	Средний протерозой	Вторая вы- борка	123	119	130	114	126	118	123	130	—	—							
14	Массивы метагаббро в структурах нижнего протерозоя.	Массивы метагаббро в структурах среднего протерозоя.	Первая вы- борка	310	308	310	306	310	317	310	313	309	311							
			Вторая вы- борка	309																
	Средний протерозой	Средний протерозой		300	304	299	306	301	304	306,7	297	302	304	306,5	8%	7,9	11	10	2,19	5,26

	Исследуемые выборки		Выборки и величина Δ	Средние значения признаков и значение величины Δ									
	первая	вторая		x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	x_6	x_7	x_8	x_9	x_{10}
				4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	2	3											
15	Массивы метагаббро в структурах нижнего протерозоя. Средний протерозой	Массив габбро-амфиболитов. Р-н уч-ка Коросозеро. Нижний протерозой	Первая выборка	0,3131	0,0035	0,0110	0,0096	0,0344	0,0007	0,0656	0,0712	0,0245	0,0057
			Величина Δ . . .	2,4	0,1	0,8	1,5	2,0	2,5	0,14	0,09	0,01	0,18
			Вторая выборка	0,2927	0,0042	0,0877	0,0222	0,0551	0,0011	0,0759	0,0736	0,0257	0,0032
16	Пикритовые метапорфириты. Средний протерозой	Массивы метагаббро в структурах среднего протерозоя. Средний протерозой	Первая выборка	0,3059	0,0025	0,0806	0,0071	0,0485	0,008	0,1336	0,0582	0,0156	0,0038
			Величина Δ . . .	1,04	0,40	2,03	0,26	9,04	0,13	4,83	0,55	1,80	0,53
			Вторая выборка	0,3155	0,0039	0,0950	0,0097	0,0362	0,0009	0,0820	0,0647	0,0283	0,0020
17	Метагаббро в структурах нижнего и среднего протерозоя. Средний протерозой	Дайки плагиоклазовых метапорфиритов	Первая выборка	0,3143	0,0037	0,1035	0,0097	0,0353	0,0008	0,734	0,0681	0,0263	0,0040
			Величина Δ . . .	0,34	0,00	0,47	0,06	0,79	0,04	0,00	0,00	0,10	0,00
			Вторая выборка	0,3209	0,0037	0,0961	0,0109	0,0419	0,0009	0,0739	0,0686	0,0230	0,0042

Исследуемые выборки		Выборки	Значения $D(x)$ для каждого образца в обеих выборках										L	Ошибка классификации	α	N_1	N_2	$T^{\circ}C$	$F_{(0,99)}$			
первая	вторая		14																			
1	2		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12								13	14	15
15	Массивы метагаббро в структурах нижнего протерозоя. Средний протерозой	Массив габбро-амфиболитов. Р-н уч-ка Коросозеро. Нижний протерозой	Первая вы- борка	532	535	553	525	549	543	538	542	531	542									
			546																			
			Вторая вы- борка	479	477	479	477	476	499	478				509,9	0,00%	59,7	11	7	10,82	10,05		
16	Пикритовые метапорфи- ты. Средний протерозой	Массивы метагаббро в структурах среднего протерозоя. Средний протерозой	Первая вы- борка	20	25	18	19	30	14	17	25	22	10									
			28	24	29	34	15	13	10													
			Вторая вы- борка	-15	-11	-12	-18	-18	-15	-16	-18	-15	-14	5,4	0,2%	35,9	17	10	12,20	3,80		
17	Метагаббро в структурах нижнего и среднего протерозоя. Средний протерозой	Дайки плагиоклазовых метапорфиритов	Первая вы- борка	-113	-116	-115	-114	-119	-116	-115	-115	-112	-116,8									
			-112	-115	-115	-116,7	-116	-116	-115	-118	-113	-113	116,7	19%	3,04	21	5	0,76	3,94			
			Вторая вы- борка	-121	-117	-118	-118	-116,7														

Исследуемые выборки		Выборки и величина Δ	Средние значения признаков и значение величины Δ										
первая	вторая		x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	x_6	x_7	x_8	x_9	x_{10}	
1	2		4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
18	Массив метапериодитов. Р-н оз. Калгачинского (Роингора). Средний протерозой	Массивы метагаббро в структурах среднего протерозоя	Первая выборка	0,2666	0,0017	0,0248	0,0302	0,0484	0,0013	0,3098	0,0151	0,0011	0,0011
			Величина Δ . . .	16,7	0,74	36,1	2,52	0,87	0,61	48,5	11,5	6,81	0,31
			Вторая выборка	0,3155	0,0039	0,0950	0,0097	0,0362	0,0009	0,0820	0,0647	0,0283	0,0020
19	Массив метапериодитов. Р-н уч-ка Пулозеро-1. Средний протерозой	Массивы метагаббро в структурах среднего протерозоя	Первая выборка	0,2665	0,0032	0,0367	0,0268	0,0360	0,0012	0,3021	0,0207	0,0036	0,0011
			Величина Δ . . .	16,74	0,04	15,8	5,3	0,00	0,34	18,8	8,3	6,3	0,38
			Вторая выборка	0,3155	0,0039	0,0950	0,0097	0,0362	0,0009	0,0820	0,0647	0,0283	0,0020
20	Массив оливнивых метагаббро-норитов и металерцолитов Р-н Колозера, восточнее реки Кожн. Средний протерозой	Массивы метагаббро в структурах среднего протерозоя	Первая выборка	0,2815	0,0017	0,0468	0,0160	0,0449	0,0010	0,2597	0,0270	0,0064	0,0012
			Величина Δ . . .	5,3	1,2	10,4	0,7	1,9	0,04	15,7	9,1	5,2	0,29
			Вторая выборка	0,3155	0,0039	0,0950	0,0097	0,0362	0,0009	0,0820	0,0647	0,0283	0,0020

Исследуемые выборки		Выборки	Значение $D(x)$ для каждого образца в обеих выборках										L	Ошибка классификации	α	N_1	N_2	T^2C	$F_{(0,99)}$	
первая	вторая																			
1	2		14																	15
18	Массив метаперидотитов. Р-н оз. Калгачинского (Роингора). Средний протерозой	Первая выборка	-834	-838	-865	-825	-826	-827	-846	-842	-826	—	971	905,0	0,00%	137,9	9	10	32,52	6,62
		Вторая выборка	-969	-984	-969	-981	-953	-981	-970	-974	-990									
19	Массив метаперидотитов. Р-н уч-ка Пулозеро-1. Средний протерозой	Первая выборка	286	295	284	285	270	279	273	284	282	292	238	259,0	0,00%	52,4	15	10	17,36	4,10
		Вторая выборка	226	225	232	243	236	234	236	220	236									
20	Массив оливиновых метагаббро-норитов и металерцолитов Р-н Колозера, восточнее реки Кожн. Средний протерозой	Первая выборка	58	57	52	55	65	58	60	57	59	59	15	38,8	0,2%	34,9	19	10	13,90	3,59
		Вторая выборка	20	23	28	16	24	20	21	27	22									

	Исследуемые выборки		Выборки и величина Δ	Средние значения признаков и значение величины Δ									
	первая	вторая		x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	x_6	x_7	x_8	x_9	x_{10}
				4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	2	3											
21	Массив серпентинитов. Р-н уч-ка Пулозеро-2. Нижний протерозой	Массивы метагаббро в структурах нижнего про- терозоя. Средний протерозой	Первая выборка	0,2705	0,0003	0,0053	0,0294	0,0246	0,0007	0,3622	0,0104	0,0005	0,0002
			Величина Δ . . .	6,2	7,5	116,8	3,5	1,4	0,01	56,9	8,3	36,6	1,9
			Вторая выборка	0,3131	0,0035	0,1110	0,0096	0,0344	0,0007	0,0656	0,0712	0,0245	0,0057
22	Массив серпентинитов. Р-н уч-ка Пулозеро-2. Нижний протерозой	Массивы метагаббро в структурах среднего про- терозоя. Средний протерозой	Первая выборка	0,2705	0,0003	0,0053	0,0294	0,0246	0,0007	0,3622	0,0104	0,0005	0,0002
			Величина Δ . . .	7,30	2,98	98,9	3,56	3,98	0,34	41,7	5,9	9,97	2,06
			Вторая выборка	0,3155	0,0039	0,0950	0,0097	0,0362	0,0009	0,0820	0,0647	0,0283	0,0020
23	Пикритовые метапор- фириты. Средний протерозой	Эффузивные метадиа- базы метамандельштей- ны. Нерасчлененный ниж- ний протерозой	Первая выборка	0,3059	0,0025	0,0806	0,0074	0,0485	0,0008	0,1336	0,0582	0,0156	0,0038
			Величина Δ . . .	4,6	2,0	3,0	1,7	2,8	0,00	21,9	0,07	3,3	0,17
			Вторая выборка	0,3242	0,0043	0,0982	0,0123	0,0342	0,0008	0,0544	0,0604	0,0282	0,0051

	Исследуемые выборки		Выборки и величина Δ	Средние значения признаков и значение величины Δ									
	первая	вторая		x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	x_6	x_7	x_8	x_9	x_{10}
	1	2		4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
24	Пикритовые метапорфириты. Средний протерозой	Дайки оливиновых метапорфиритов. Средний протерозой	Первая выборка	0,3059	0,0025	0,0806	0,0074	0,0485	0,0008	0,1336	0,0582	0,0156	0,0038
			Величина Δ . . .	6,9	0,19	13,4	4,1	0,87	0,54	16,5	4,2	4,7	1,4
			Вторая выборка	0,2788	0,0022	0,0530	0,0162	0,0444	0,0010	0,2262	0,0423	0,0059	0,0010
25	Пикритовые метапорфириты. Средний протерозой	Массив метаперидотитов. Р-н оз. Калгачинского (Роингора). Средний протерозой	Первая выборка	0,3059	0,0025	0,0806	0,0074	0,0485	0,0008	0,1336	0,0582	0,0156	0,0038
			Величина Δ . . .	16,7	1,69	55,1	4,35	0,00	3,15	48,2	17,3	13,1	1,30
			Вторая выборка	0,2666	0,0017	0,0248	0,0302	0,0484	0,0013	0,3098	0,0151	0,0011	0,0011
26	Эффузивные метабазы метамандельштейны. Нерасчлененный нижний протерозой	Массив оливиновых метагаббро-норитов и металерцолитов. Р-н Колозера, восточнее реки Кожи. Средний протерозой	Первая выборка	0,3242	0,0043	0,0982	0,0123	0,0342	0,0008	0,0544	0,0604	0,0282	0,0051
			Величина Δ . . .	8,83	5,64	11,56	0,27	1,25	0,68	23,0	7,36	9,00	4,81
			Вторая выборка	0,2815	0,0017	0,0468	0,0160	0,0449	0,0010	0,2597	0,0270	0,0064	0,0012

	Исследуемые выборки		Выборки	Значение $D(x)$ для каждого образца в обеих выборках										L	Ошибка классификации	α	N_1	N_2	T^2C	$F_{(0,99)}$					
	первая	вторая																							
	1	2		3	14																15	16	17	18	19
24	Пикритовые метапорфиры. Средний протерозой	Дайки оливиновых метапорфиритов. Средний протерозой	Первая выборка	58	56	57	51	53	67	63	52	61	60												
				65	49	59	58	53	60	60															
			Вторая выборка	30	16	20	32	16	13	10	24														
25	Пикритовые метапорфиры. Средний протерозой	Массив метаперидотитов. Р-н оз. Калгачинского (Роингора). Средний протерозой	Первая выборка	346	355	359	325	338	366	353	334	347	356												
				349	323	349	327	339	361	345															
			Вторая выборка	198	213	224	198	194	208	201	210	202	—	275,5	0,00%	139,0	17	9	50,84	3,94					
26	Эффузивные метадиабазы метамандельштейны. Нерасчленный нижний протерозой	Массив оливиновых метагаббро-норитов и металерцолитов. Р-н Колозера, восточнее реки Кожи. Средний протерозой	Первая выборка	192	177	192	182	197	198	189	208	195	—												
				291	296	300	299	277	286	266	288	280	—	240	0,00%	95,3	9	19	38,15	3,69					
			Вторая выборка	292	280	279	274	308	290	280	289	286	296												

величины Δ , практически идентичны, в то время как габбро-амфиболиты отличаются меньшим содержанием Si и большим Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn.

4. Подтвердилось мнение большинства исследователей района Ветреного пояса о наличии двух разновозрастных типов эффузивов (табл., порядк. № 23): а) метадиабазов¹ и зеленых сланцев по ним нижнего протерозоя; б) пикритовых метапорфиритов среднего протерозоя. Эффузивы различаются по содержанию всех элементов. Метадиабазы характеризуются повышенным содержанием Si, Ti, Al, Na, а в пикритовых метапорфиритах резко преобладают Mg и Fe^{2+} .

5. Особый интерес представляет сравнение составов основных и ультраосновных интрузий среднего протерозоя с дайками плагиопироксеновых и оливинowych метапорфиритов завершающих фаз вулканической деятельности. Это исследование показало, что составы плагиопироксеновых метапорфиритов и габброидов частично перекрываются (табл., порядк. № 17), все значения Δ меньше единицы; проверка по T^2 подтвердила принадлежность их к одной группе пород.

Дайки оливинowych метапорфиритов по составу являются аналогами метаперидотитов (табл., порядк. № 12) и близки к более кислым плагиоклазовым метаперидотитам и оливинowym метагаббро-норитам (табл., порядк. № 13). Метапорфириты отличаются от гипербазитов большим содержанием Al, Ti, Fe^{2+} и Ca и уменьшением Mg.

На основании этих данных и минералогических особенностей изучаемых пород, видимо, следует рассматривать плагиопироксеновые и оливинновые метапорфириты в качестве эффузивных аналогов габброидов и перидотитов.

В свою очередь, оливинновые метапорфириты характеризуются резко пониженным содержанием Si, Al, Ca, Na, K и значительным увеличением Mg по сравнению с вмещающими их более древними пикритовыми метапорфиритами (табл., порядк. № 24). Этот факт может служить лишним подтверждением установленной по геологическим данным общей тенденции в эволюции среднепротерозойского магматизма от основных к ультраосновным разностям по аналогии с суйсарским вулканическим комплексом (М. А. Гилярова, 1956).

6. Существенную помощь в выяснении наиболее общих генетических связей различных эффузивных и интрузивных пород и выделении магматических комплексов может оказать применение критерия Махаланобиса α . Здесь можно отметить следующие положения:

а) гипербазиты нижнего протерозоя значительно ближе по составу друг к другу (табл., порядк. № 8), чем к среднепротерозойским ультрабазитам (табл., порядк. № 1—7);

б) величина α для сравниваемых среднепротерозойских габброидов незначительна (табл., порядк. № 14) относительно расстояния между теми же габброидами и габбро-амфиболитами нижнего протерозоя (табл., порядк. № 15). Вместе с тем химический состав среднепротерозойских метагаббро значительно ближе к метаперидотитам того же возраста (табл., порядк. № 18—20), чем к серпентинитам нижнего протерозоя (табл., порядк. № 21—22);

в) гипербазиты среднего протерозоя ближе к дайкам оливинowych метапорфиритов (табл., порядк. № 12—13), чем к пикритовым метапорфиритам (табл., порядк. № 25). Последние занимают промежуточное поло-

¹ Выборка метадиабазов представлена нерасчлененными основными вулканитами нижнего протерозоя. Преобладают массивные разности лавовых образований, видимо, тунгудской серии.

жение между габроидами (табл., порядк. № 16) и более основными оливиновыми метапорфиритами (табл., порядк. № 24) среднего протерозоя.

Анализ этих данных показывает, что выделяются 2 группы пород, различающихся по химизму, возрасту и генетическому родству.

ВЫВОДЫ

В заключение, подводя итоги классификации магматических образований синклинойной зоны Ветреный пояс, кратко суммируем основные выводы:

1. Анализ полученных данных по изучению вещественного состава магматических образований свидетельствует о наличии в этом районе двух разновозрастных типов гипербазитов, габброидов и основных эффузивов.

2. Получено уравнение для классификации ниже- и среднепротерозойских гипербазитов.

3. Интрузивные и эффузивные фации среднепротерозойского магматизма образуют обособленную группу пород, близких по химическому составу, что может говорить в пользу генетического родства основных и ультраосновных интрузивных и лавовых пород и единстве источника формирования.

4. Полученные данные по расчленению магматических образований синклинойной зоны и намечающиеся генетические взаимоотношения послужили, наряду с геолого-структурными, петрографо-минералогическими и петрохимическими особенностями, одним из основных моментов для выделения в изученном районе магматических комплексов.

Таким образом, применение методов математической статистики дает возможность наиболее объективно решать вопросы классификации магматических образований, особенно для районов со слабой обнаженностью и пространственным сопряжением разновозрастных эффузивных и интрузивных пород.

В заключение автор выражает глубокую признательность А. Б. Вистелиусу за помощь при подготовке настоящей работы.

ЛИТЕРАТУРА

Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. Физматгиз, 1963.
Вистелиус А. Б. О минеральном составе тяжелой части песков нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова, чокрака Южного Дагестана и аллювия Волги. Докл. АН СССР, т. 71, № 2, 1950.

Гилярова М. А. Стратиграфическое положение суйсарского вулканического комплекса. Уч. зап. ЛГУ, серия геол. наук, вып. 7, 1956.

Гольдин С. В., В. А. Кутюлин. К петрохимии траппов катангского кузьмовского комплексов западной окраины Сибирской платформы. Советская геология, № 12, 1964.

Грин Д., Э. Польдерварт. Геохимические провинции. В сб.: «Геохимия литогенеза». Изд. иностр. лит., М., 1959.

Демина М. Е., О. М. Калинин. О происхождении обломочных минеральных ассоциаций в сент-сеноманских отложениях юго-западного приуралья и примугожарья. Вопросы математической геологии (в печати), вып. 1, изд. АН СССР, 1967.

Кайряк А. И., В. А. Перевозчикова. Архей и протерозой юго-восточной окраины Балтийского щита (р-н Ветреного пояса). В кн.: «Геология СССР», т. 1, 1963.

Миллер Р. Д., Дж. С. Кан. Статистический анализ в геологических науках. «Мир», М., 1965.

Нокколдс С. Р., Р. Аллен. Геохимические наблюдения. Изд. иностр. лит., М., 1958.

Перевозчикова В. А. Магматическая деятельность и метаморфизм. Возвышенность Ветреного пояса. В кн.: «Геология СССР», т. XXXVII, 1960.

Поротова Г. А. Результаты геофизических работ по структурно-тектонической зоне Ветренный пояс и направление дальнейших поисков. В сб.: «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Карельское книжное издательство, 1966.

Сарманов О. В., А. Б. Вистелиус. О корреляции между процентными величинами. Докл. АН СССР, т. 126, № 1, 1959.

Смирнов Н. В., И. В. Дунин-Барковский. Краткий курс математической статистики для технических приложений. Физматгиз, 1959.

Трофимов В. С. Углеродсодержащие перидотиты района с. Калгачиха Архангельской обл. Изв. АН СССР, серия геол., вып. 5, 1940.

В. И. Кочнев-Первухов

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИИ АЛЛАРЕЧЕНСКОГО РАЙОНА (ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ХИМИЗМ)

В процессе съемочных и поисковых работ (1957—1966 гг.) в Аллареченском рудном районе партиями Северо-Западного геологического управления было закартировано 146 интрузий гипербазитов, сложенных оливинитами, гарцбургитами, гиперстенитами и их измененными разновидностями. Поскольку только с некоторыми из них связаны месторождения медно-никелевых руд, наиболее важными вопросами изучения интрузий представляются следующие:

выяснение закономерностей размещения интрузий;

изучение особенностей состава и металлогении гипербазитов и выделение на основе этого исследования группы интрузий, наиболее перспективных для дальнейших поисков;

выяснение зависимости между метаморфизмом гипербазитов и их рудоносностью.

Настоящая работа посвящена рассмотрению этих вопросов.

Геологическое строение района

Аллареченский рудный район располагается в пределах северного замыкания Нотозерского антиклинория, сложенного породами кольской серии архея. Особенностью его строения является широкое развитие крупных куполов, разобщенных отрицательными брахиструктурами и амебоподобными синклинальными складками. Морфология куполов характеризуется некоторыми специфическими чертами, которые позволяют отнести их к инфраструктурам (Кранск, 1959), то есть структурам, сформировавшимся на большой глубине в условиях ультраметаморфизма. Эти особенности состоят в следующем: центральные части куполов, сложенные интенсивно гранитизированными породами, вплоть до «чистых» гранитов, характеризуются субгоризонтальным залеганием; краевые части, в которых преобладают слабогранитизированные полевошпатовые амфиболиты, отличаются широким развитием сложных (так называемых «диких») ветвящихся изоклинальных складок, общее направление осей которых подчиняется формам брахиструктур; падение пород в краевых частях крутое, до вертикального. Формирование структур протекало в течение длительного промежутка времени и, проявив-

шись наиболее интенсивно в архейское время, захватило и нижний протерозой.

Ультраосновные интрузии, встреченные как в архейских, так и в нижнепротерозойских образованиях, залегают согласно с вмещающими породами, участвуют в складчатости и являются синорогенными. Внедрение их относится к конечным этапам формирования инфраструктур, когда по ослабленным зонам в краевых частях куполов начинают проникать расплавы основного и ультраосновного составов (Н. Г. Судовиков, 1964).

Породы кольской серии, вмещающие ультраосновные интрузии, представлены полевошпатовыми амфиболитами, ортогнейсами и гранитогнейсами различного состава (от амфиболовых до биотитовых), плагиоклазовыми и плагиомикроклиновыми гранитами. Многочисленные останцы полевошпатовых амфиболитов среди всех остальных разновидностей пород района, а также постепенные переходы от амфиболитов к гранитам через гнейсоподобные породы, позволяют заключить, что ортогнейсы и гранитоиды сформировались в результате гранитизации полевошпатовых амфиболитов (А. И. Богачев, В. А. Горелов, В. И. Кочнев-Первухов, 1964; А. И. Богачев, В. А. Горелов, Л. С. Динкевич, Я. Х. Еселев, В. И. Кочнев-Первухов, 1966). Крупные тела амфиболитов сохранились лишь в краевых частях инфраструктур и в брахиасинклиналях в удалении от «центров гранитизации» — центральных частей куполов.

Полевошпатовые амфиболиты рассматриваются нами как метаморфизованные аналоги древних эффузивов, близких к диабазам и базальтам, на что указывает близость их среднего состава к составу платобазальта (по Р. Дели) и наличие в них реликтовых габбровых и лиабазовых структур (А. И. Богачев, В. А. Горелов, Л. С. Динкевич, Я. Х. Еселев, В. И. Кочнев-Первухов, 1966). Таким образом, в Аллареченском районе, как и в других никеленосных районах Союза, имеет место пространственная связь основных эффузивов с ультрабазами. Судить о том, является ли эта связь генетической и есть ли зависимость между составом эффузивов и составом интрузий, на данной стадии исследования не представляется возможным.

Ультраосновные интрузии, представленные «мертвыми» бескорневыми телами, отчетливо контролируются горизонтами полевошпатовых амфиболитов, залегающих в краевых частях инфраструктур. Среди ортогнейсов и «чистых» гранитов гипербазиты обнаруживаются довольно редко, и в этих случаях реставрация их первоначального состава настолько затруднительна, что самое отнесение их к группе ультраосновных пород весьма условно. По особенностям морфологии, размерам, характеру дифференциации, степени метаморфизма, химическому и петрографическому составу и металлогении интрузии разделяются на два типа: рудоносные и безрудные (А. И. Богачев, В. И. Кочнев-Первухов, 1965).

По структурному признаку ультраосновные интрузии увязываются в следующие зоны или «горизонты» (рис. 1):

Аллареченская инфраструктура: Аллареченская, Восточная, Аккимская и Алксоайвская зоны;

Копосовская инфраструктура: внутренняя и внешняя зоны;

зона г. Широкой.

Особняком стоят Вешъяурская и Киедгъяурская зоны, располагающиеся в пределах региональных зон смятия, проходящих вдоль контактов архейских пород с образованиями нижнего протерозоя и массива гиперстеновых диоритов верхнеархейского возраста.

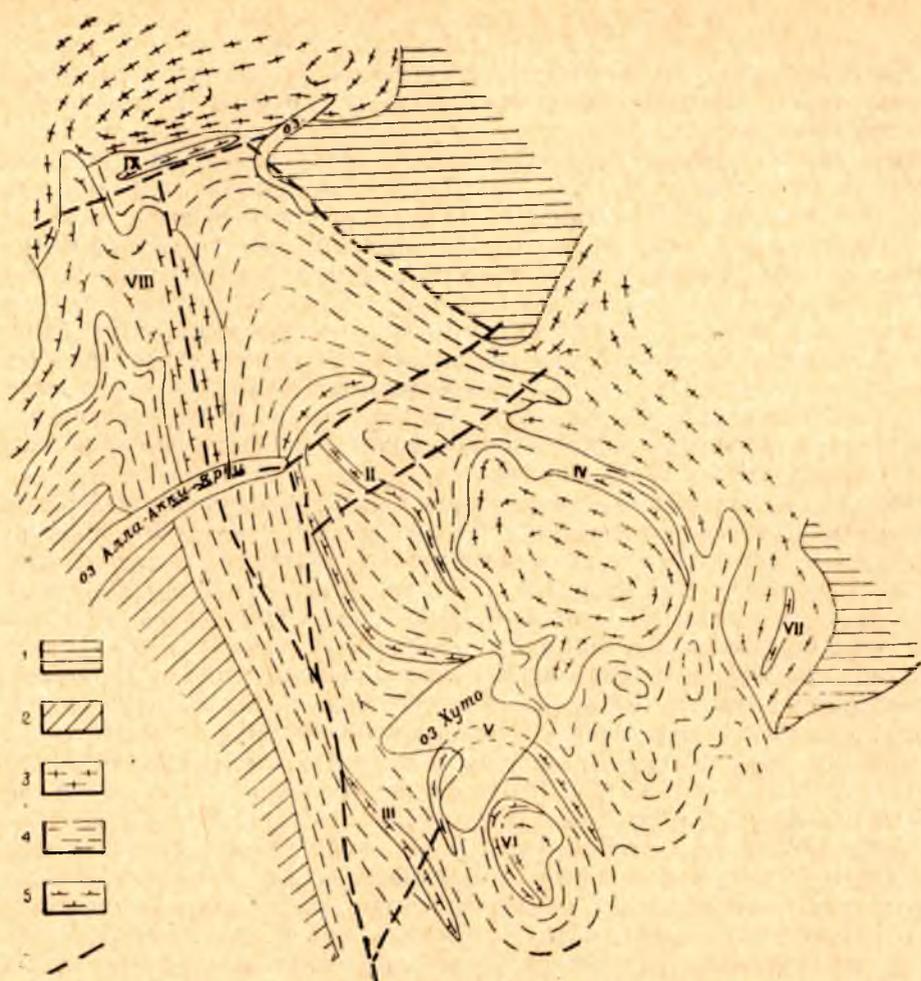


Рис. 1. Схема геологического строения Аллареченского района:

1—тундровая серия; 2—массив гиперстеновых диоритов; 3—массивы гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов; 4—ортогнейсы амфиболовые, биотито-амфиболовые, биотитовые; 5—амфиболиты полевошпатовые (кольская серия); 6—разломы.

Зоны ультраосновных интрузий: I—Аллареченская; II—Восточная; III—Аккимская; IV—Алксаайвская; V—VI—Копосовские; VII—г. Широкая; VIII—Вешъяурская; IX—Киедгъяурская

Размещение интрузий различных типов в выделенных зонах не одинаково. Так, Копосовская, Вешъяурская и Киедгъяурская зоны характеризуются (на данной стадии исследований) наличием только безрудных интрузий; в Восточной зоне и зоне г. Широкой развиты интрузии рудоносного типа; зоны Аллареченская и Аккимская являются «смешанными». Интрузии Алксаайвской зоны настолько изменены, что отнести их к какому-либо из выделенных типов гипербазитов не представляется возможным.

Закономерности размещения интрузий того или иного типа в «смешанных» зонах пока не выяснены, однако тот факт, что интрузии обоих типов могут находиться в пределах одного горизонта, заставляет детально изучать все зоны ультраосновных пород.

Петрография ультраосновных пород

Как уже упоминалось, особенности состава и металлогении гипербазитов района позволяют разделить их на две группы: на рудоносные и безрудные интрузии.

Интрузии безрудного типа, образующие крупные пластовые и чаше-подобные тела мощностью до 260 м, сложены обычно оливинитами и гиперстеновыми оливинитами, несколько реже встречаются гарцбургиты. Оливиниты и их гиперстеновые разности слагают центральные, а гарцбургиты — краевые части интрузий, залегая как в лежащем, так и в висячем боку гипербазитовых тел. В отдельных случаях гарцбургиты образуют «слои» внутри интрузий с постепенными переходами к оливинитам. Для наиболее крупных тел ультраосновных пород устанавливается постепенное уменьшение содержания гиперстена с глубиной и смена гарцбургитов оливинитами; в этом же направлении происходит увеличение содержания сульфидов, образующих в придонной части интрузий редкую сидеронитовую вкрапленность.

Основными первичными минералами являются оливин и гиперстен, количественные соотношения которых и определяют название, текстуру и структуру породы. Так, для оливинитов характерны массивные текстуры и панидиоморфнозернистая и петельчатая структуры. Гарцбургиты и гиперстеновые оливиниты характеризуются порфиоровидной текстурой и довольно ясно выраженным трахитоидным строением. Наиболее характерными структурами являются пойкилитовая и гетеробластовая; в зависимости от типа и степени изменений встречается петельчатая, нематогранобластовая и лепидогранобластовая структуры.

Оливин представлен хризолитом с содержанием Fe_2SiO_4 от 17 до 21% ($N_g=1,705-1,713$; $N_p=1,667-1,674$). Гиперстен отличается небольшим (30—35%) содержанием FeSiO_3 ($N_g=1,705-1,712$; $N_p=1,692-1,699$), железистость гиперстена возрастает с увеличением содержания фаялитовой молекулы в оливине. Порфиоровидные выделения гиперстена, достигающие 3 см в поперечнике, часто замещаются тальком, окрашенным гидроокислами железа в бурый цвет; пойкилитовые вроски оливина в гиперстене остаются при этом свежими или незначительно серпентинизируются. Такая особенность изменений — хороший диагностический признак для распознавания интрузий безрудного типа.

Рудная фаза представлена магнетитом, хромитом и сульфидами. Основным рудным минералом (8—10%) является магнетит, образующий отдельные вкрапленники сидеронитового типа, густую сыпь и тонкие прожилки. С магнетитом в виде отдельных зерен ассоциирует хромит. Сульфиды крайне редки и встречаются, как правило, лишь в придонной части крупных интрузий в количестве не более 0,8—1%.

Вторичные минералы, занимающие до 40% породы, образуют три ассоциации: I — серпентин + иддингсит + карбонат (+ брусит); II — тальк + серпентин + карбонат; III — амфибол + биотит + хлорит.

Наибольшим распространением пользуется ассоциация I, особенно в существенно оливинитовых интрузиях Аккимской, Кнедгьяурской и Копосовской зон. Серпентинизация проявляется в развитии петлеобразных жилков, занимающих до 40% объема породы. Серпентинизация довольно равномерна, не связана с какими-либо зонами внутри интрузий и наиболее сильно проявляется в оливинитах.

Ассоциация II встречается довольно редко и характерна только для гарцбургитов Вешьяурской зоны. Оливиниты оталькованию почти не подвергаются.

Ассоциация III развита во всех интрузиях, но интенсивность ее про-

явления незначительна. Амфиболизация проявляется в образовании тонких игл граммитита-актинолита, протыкающих оливин, гиперстен и минералы ассоциации I. Наиболее интенсивно амфиболизация проявляется около зон дробления и гранитных жил, где ультраосновные породы часто превращаются в актинолитовые сланцы с биотитом. Состав амфибола зависит от состава исходной породы. Так, в породах, содержащих хризотил с 17—18% Fe_2SiO_4 , образуется граммитит с 12—15% железистого компонента ($N_g=1,630-1,640$; $N_p=1,608-1,618$); породы, содержащие хризотил с 20—21% Fe_2SiO_4 , характеризуются актинолитом с 17—20% железистого компонента ($N_g=1,642-1,644$; $N_p=1,620-1,622$).

Интрузии рудоносного типа, образующие пластовые тела мощностью до 25 м, довольно близки к только что рассмотренным. Различия между ними невелики и сводятся к следующему:

1. В отличие от интрузий «безрудного» типа в рудоносных интрузиях преобладают гарцбургиты; гиперстенные оливиниты и оливиниты развиты в подчиненных количествах.

2. В составе рудной фазы сульфиды преобладают над магнетитом. Сульфиды распространены по всему телу интрузии, вследствие чего широко развиты сидеронитовые структуры. Хромит отсутствует, обычны сфен, герцинит, ильменит.

3. Первичные минералы отличаются большей железистостью: оливин представлен гиалосидеритом с 31—35% Fe_2SiO_4 ($N_g=1,732-1,740$; $N_p=1,694-1,702$), состав гиперстена отвечает содержанию 38—42% FeSiO_3 ($N_g=1,716-1,720$; $N_p=1,703-1,707$), амфибол представлен актинолитом с содержанием железистого компонента 27—40% ($N_g=1,650-1,660$; $N_p=1,627-1,638$) и куммингтонитом ($N_g=1,669$; $N_p=1,640$).

4. Вторичные изменения более интенсивны, преобладают II и III минералогические ассоциации, тогда как ассоциация I довольно редка. Обычен хлорит и флогопит. Развитие актинолита и куммингтонита сопровождается некоторым переотложением сингенетической сульфидной вкрапленности.

Рассмотренные особенности петрографического и минералогического составов, характера и интенсивности вторичных процессов дают возможность в ряде случаев довольно уверенно определять тип гипербазита и на первом этапе исследований могут служить своего рода критерием для выделения перспективных интрузий.

Метаморфизм и контактовые изменения гипербазитов

Изменения гипербазитов Аллареченского района весьма разнообразны и вызываются различными причинами, основными из которых можно считать автотематоморфизм, региональный метаморфизм и метасоматоз, связанный как с инфильтрацией растворов по ослабленным зонам, так и с контактово-реакционными явлениями около жил гранитов и сульфидных руд.

Самыми ранними изменениями, которым подвергаются гипербазиты, являются серпентинизация (ассоциация I) и оталькование (ассоциация II). В пространственном распределении этих изменений в интрузиях усматривается некоторая закономерность: краевые части интрузий, сложенные гарцбургитами, подвергаются оталькованию чаще, чем центральные, где преобладают оливиниты; рудоносные интрузии, в которых преобладают гарцбургиты, чаще подвергаются оталькованию, нежели серпентинизации; в интрузиях «безрудного» типа оталькование проявлено слабо; в крупных интрузиях с заметной кристаллизационной

дифференциацией степень оталькования возрастает вверх по разрезу (в направлении обогащения интрузии гиперстеном). По всей видимости, развитие двух парагенезисов вторичных минералов является отражением различий в составе исходных пород, а не следствием стадийности процесса.

Процесс начинается с изменения гиперстена, который замещается тальком, несколько позже развиваются серпентин, идингсит и брусит. Одновременно с образованием серпентина происходит интенсивное окисление закисного железа силикатов, выпадающего здесь же в виде магнетитовой пыли, которая не перемещается даже при более поздней амфиболитизации. Последнее обстоятельство позволяет в ряде случаев восстанавливать структуру исходной породы даже в мономинеральных роговообманковых амфиболитах.

Сульфидная вкрапленность в процессе рассматриваемых изменений претерпевает только слабую перекристаллизацию, приводящую к исчезновению мелких сульфидных зерен и росту крупных вкрапленников. Подобная перекристаллизация может происходить только в насыщенном перекристаллизовываемым компонентом пороном растворе (Д. С. Коржинский, 1950), который в нашем случае скорее всего является дистиллятом, отделившимся от материнской породы на поздних стадиях ее формирования. Если учесть, что в Аллареченских интрузиях присутствуют «рудные пегматиты», завершающие магматическую стадию развития интрузий и свидетельствующие о богатстве магмы летучими, то вывод об автометаморфическом характере рассмотренных изменений небезоснователен.

Влияние регионального метаморфизма, затронувшего все интрузии гипербазитов района, выразилось в амфиболитизации и ослюденении. Основными минеральными ассоциациями, возникающими при этом процессе, являются: 1 — актинолит-куммингтонит + флогопит + хлорит; 2 — роговая обманка (+ биотит). Первая по У. Файфу, Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену (1962) относится к метаморфизму фации зеленых сланцев, вторая — к фации альмандиновых амфиболитов. Таким образом, судя по парагенезисам метаморфических минералов, гипербазиты района претерпели прогрессивный метаморфизм двух стадий.

Первая стадия следовала, видимо, непосредственно за автометаморфизмом интрузий. Среди образований этой стадии постоянно встречаются реликтовые участки, сложенные гиперстеном, серпентинизированным оливином, серпентином и тальком; актинолит развивается по трещинам в гиперстене и оливине. Химический состав гипербазитов меняется при этом незначительно, и несмотря на небольшой привнос Са, Na и К, процесс близок к изохимическому. Сульфидное оруденение подвергается некоторой дифференциации, выражающейся в частичном обособлении халькопирита от пирротина и пентландита и в образовании скоплений и прожилков сульфидов.

Надо сказать, что на первых этапах изучения интрузий района актинолитизация рассматривалась как завершающая стадия автометаморфизма. Однако такое ее истолкование, видимо, неверно, так как степень актинолитизации увеличивается от центральных частей интрузий к краевым и возрастает с увеличением степени мигматизации вмещающих пород.

Вторая стадия метаморфизма характеризуется образованием роговообманковых и биотито-роговообманковых амфиболитов, среди которых нередко встречаются реликтовые участки актинолитизированных гипербазитов. Этим изменениям подвергаются только краевые части интрузий. С удалением от контактов процесс быстро затухает, поэтому в централь-

ных частях интрузий, мощность которых превышает 8—10 м, сохраняются породы, претерпевшие только автометаморфизм и региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Очевидно, роговообманковые породы играют роль труднопроницаемой для метаморфизирующих агентов «брони», предохраняющей интрузию от дальнейших изменений.

Метаморфизм этой стадии сопровождается существенным привнесом кремнекислоты, глинозема и выносом магния. Происходит также и интенсивный вынос сульфидов. Так, в интрузиях Аллареченских месторождений роговообманковые породы либо не содержат сульфидов, либо несут более позднее жильное эпигенетическое оруденение; в интрузиях зоны г. Широкой сульфиды обнаруживаются только в тех частях гипербазитовых тел, которые не затронуты образованием роговой обманки; нацело замещенные роговообманковыми породами интрузии Алксайвской зоны совершенно лишены сульфидов. Это обстоятельство заставляет относить региональный метаморфизм амфиболитовой фации к числу факторов, неблагоприятных для сохранения первичных рудных концентраций.

Региональный метаморфизм сменяется процессами гранитизации, с которыми сопряжены различные метасоматические преобразования. Подавляющая часть метасоматитов относится к инфильтрационному типу, сосредоточена вблизи крупных тектонических нарушений и возникает под влиянием растворов, связанных с гранитами. Изменение состава растворов во времени привело к последовательному образованию метасоматитов различного типа: кальцифиров, известково-магнезиальных скарнов, биотито-кварцевых пород с пирротинном и графитом, грюнеритом-магнетитовых кварцитов. Судить о принадлежности интрузий к тому или иному типу гипербазитов по этим изменениям невозможно, хотя и подмечено, что магнетитовые кварциты чаще ассоциируют с гипербазитами рудоносного типа, а кальцифиры и известково-магнезиальные скарны более характерны для интрузий безрудного типа.

В этом отношении интерес представляют изменения, которые возникают на контактах гипербазитов с гранитными жилами, пересекающими интрузии. В безрудных интрузиях граниты претерпевают десиликацию и превращаются в плагиоклазиты; ультраосновные породы образуют ряд последовательных зон: биотитовый сланец — роговообманковый амфиболит — актинолитит — тальковая порода — гипербазит. В рудоносных интрузиях этот типичный разрез десилицированного пегматита усложняется появлением между плагиоклазитом и биотитовым сланцем дополнительной зоны, сложенной альмандино-плагиоклазовой или альмандино-биотитовой породой. Поскольку в безрудных интрузиях породы с альмандином не были встречены ни разу, наличие их в контактах гранитов и ультраосновных пород можно считать (в условиях Аллареченского района) надежным признаком интрузий рудоносного типа.

Изменения гипербазитов около жил эпигенетических руд аналогичны изменениям, связанным с гранитами. Это обстоятельство наводит на мысль о генетической связи эпигенетических руд с гранитами (А. И. Богачев, В. А. Горелов, Л. С. Динкевич, Я. Х. Еселев, В. И. Кочнев-Первухов, 1966), которые вызывали переработку интрузий, мобилизацию никеля и перетолжение его в сульфидной форме.

Как видно из изложенного материала, вторичные изменения ультраосновных пород района многостадийны. Они начались процессами автометаморфизма и закончились метасоматическими изменениями под воздействием гранитов и связанных с ними растворов. По характеру и интенсивности этих изменений интрузии могут быть разделены на две группы: для одной из них характерно оталькование и развитие метасоматитов с альмандином — интрузии рудоносного типа, для второй характерна

серпентинизация и отсутствие альмандина в разрезах десилицированных гранитов — интрузии безрудного типа.

В заключение необходимо остановиться на взаимосвязи регионального метаморфизма и метасоматоза гипербазитовых интрузий с гранитизацией, интенсивно проявленной по всему району. Имеющийся материал позволяет предложить следующую последовательность этих процессов:

1. Региональный метаморфизм амфиболитовой фации. Образование амфиболовой и биотито-амфиболовой «брони» интрузий.
2. Мигматизация. Образование биотитовых оторочек в контактах мигматизирующих жилков с гипербазитами.
3. Формирование крупных массивов плагио-микроклиновых гранитов. Интенсивная биотитизация гипербазитов, расположенных вблизи «центров гранитизации».
4. Крупные гранитные жилы (аплитовидные и пегматоидные граниты). Биметасоматические изменения ультраосновных пород (разрезы типа десилицированных пегматитов).
5. Инфильтрационный метасоматоз. Кальцифиры, скарны, магнетитовые кварциты, сульфидные руды.

Однако провести резкую границу между образованиями регионального метаморфизма и гранитизацией затруднительно, поскольку заключительные этапы метаморфизма и начальные этапы гранитизации (мигматизация) совпадают во времени. Инфильтрационный метасоматоз развивается параллельно с образованием крупных жил гранитов и контролируется разломами, пересекающими все образования района, в том числе и гранитные массивы. Тот факт, что метасоматиты в ряде случаев образуются внутри массивов гранитоидов, позволяет заключить, что они возникают после главной фазы гранитизации, представленной крупными телами плагио-микроклиновых гранитов. В то же время размещение подавляющего большинства метасоматических образований вблизи массивов гранита заставляет связывать метасоматиты с растворами, образующимися в процессе гранитизации.

Петрохимия интрузий. Критерии никеленосности

Для характеристики химического состава гипербазитов Аллареченского района приводится 31 химический анализ (табл. 1). Так как основной задачей исследования являлось изучение петрохимических особенностей силикатной части ультраосновных пород, материал для анализа отбирался из наименее измененных участков с минимальным содержанием сульфидов. Данные анализов пересчитывались по методу А. Н. Заварицкого с дополнениями Н. Д. Соболева (1952, табл. 2). Результаты пересчетов сведены на барицентрической диаграмме (рис. 2).

Исследователям, занимавшимся пересчетами анализов гипербазитов, известно, что вычисление дополнительных характеристик a' , c' , m' , f' и n для существенно оливиновых бесполевошпатовых пород не достигает цели, так как параметры a' и c' чаще всего оказываются очень небольшими (для рассматриваемых интрузий 0,2—10,5), а m' имеет величину

Таблица 1

Химический состав гипербазитов Аллареченского района

Компоненты	Интрузии «безрудного» типа										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	38,80	38,54	36,24	37,70	36,82	38,70	41,80	37,68	38,78	38,14	38,12
TiO ₂	0,34	0,50	0,25	0,30	0,35	0,28	0,27	0,22	0,20	0,30	0,26
Al ₂ O ₃	0,75	1,52	1,00	3,23	3,48	3,12	2,84	1,32	1,73	1,82	1,96
Fe ₂ O ₃	2,88	3,59	6,60	5,28	9,00	7,67	6,66	7,17	3,22	2,76	3,35
FeO	12,84	11,68	7,65	8,04	7,25	7,04	9,63	5,89	12,36	13,33	12,79
MnO	0,25	0,24	0,15	0,14	0,11	0,12	0,17	0,19	0,21	0,26	0,16
MgO	38,44	37,00	38,96	32,52	31,82	31,82	31,31	33,33	37,37	38,26	38,18
CaO	1,12	2,03	1,37	1,05	2,20	2,48	2,70	0,42	1,34	1,00	1,06
Na ₂ O	0,61	0,54	не обн.	не обн.	0,07	0,18	0,12	0,07	0,18	0,27	0,19
K ₂ O	0,33	0,32	0,02	0,02	0,12	0,18	0,14	0,34	0,08	0,13	0,13
Cr ₂ O ₃	0,58	не опр.	0,89	1,21	0,36	0,22	0,16	0,62	0,75	0,68	0,79
NiO	0,43	0,32	0,29	0,22	0,27	0,27	0,27	0,33	0,36	0,38	0,34
CoO	следы	не обн.	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	не опр.	не опр.	не опр.
CuO	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,01	0,01	0,04	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
SO ₃	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,49	0,14	0,12	0,25
S	0,01	0,01	0,32	0,26	0,14	0,22	0,13	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
CO ₂	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
H ₂ O ⁺	не опр.	не опр.	5,42	7,69	} 0,38	0,38	0,16	0,22	0,17	0,18	0,09
H ₂ O ⁻	0,15	0,30	0,50	0,86							
P ₂ O ₅	не обн.	не обн.	не обн.	0,05	0,04	0,03	0,04	0,17	0,11	0,05	0,04
п.п.п.	2,31	4,14	0,89	2,08	7,91	7,44	3,61	11,62	2,56	2,00	2,74
Сумма	99,84	100,73	100,57	100,54	100,35	100,18	100,07	100,08	99,57	99,68	100,45
O=S	—	—	-0,16	-0,13	-0,07	-0,11	-0,07	—	—	—	—
Сумма	99,84	100,73	100,41	100,41	100,28	100,07	100,00	100,08	99,57	99,68	100,45

Компоненты	Интрузии безрудного* типа									Интрузии рудного типа	
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	36,36	40,25	41,88	40,08	37,88	39,88	42,20	43,21	38,34	37,26	38,59
TiO ₂	0,48	0,22	0,23	0,34	0,45	0,30	0,41	0,44	0,34	1,44	1,28
Al ₂ O ₃	2,47	1,70	1,66	3,00	3,47	2,69	2,41	2,90	3,55	5,14	5,14
Fe ₂ O ₃	9,10	7,15	6,92	3,03	7,87	7,16	8,27	5,86	5,08	7,73	5,15
FeO	6,61	8,00	7,25	12,09	7,59	6,38	3,66	5,32	8,16	9,76	11,52
MnO	0,22	0,26	0,17	0,25	0,21	0,20	0,13	0,15	0,15	0,23	0,17
MgO	32,32	31,95	31,48	34,53	31,20	32,27	32,26	31,96	34,02	23,54	25,01
CaO	1,76	2,40	1,47	1,93	2,02	3,37	2,61	2,31	1,98	4,98	4,43
Na ₂ O	0,20	0,31	0,27	0,42	0,32	0,07	0,20	0,32	0,71	0,75	0,16
K ₂ O	0,06	0,18	0,20	0,40	1,10	0,05	0,96	0,76	0,40	0,36	не обн.
Cr ₂ O ₃	0,62	0,58	0,62	0,68	0,52	0,96	0,60	0,60	0,78	0,80	0,37
NiO	0,13	0,39	0,37	0,45	0,36	0,26	0,24	0,22	0,26	0,28	0,18
CoO	не опр.	0,02	0,02	0,02	0,02	не опр.	не опр.	не обн.	0,03	0,03	0,01
CuO	не опр.	0,05	0,04	0,06	0,06	не опр.	0,02				
SO ₃	0,35	не опр.	0,42	0,36	не опр.	не опр.	не опр.				
S	не опр.	0,09	0,10	0,08	0,10	0,02	не опр.	не опр.	0,17	0,43	0,21
CO ₂	не опр.	0,66	0,22	0,33	0,33	не опр.	1,19				
H ₂ O ⁺	} 0,17	0,18	0,20	0,15	0,26	0,42	0,44	0,31	0,27	0,37	4,23
H ₂ O ⁻											1,34
P ₂ O ₅	0,06	не опр.	0,05	0,08	0,06	0,03	не опр.				
п.п.п.	9,53	5,62	7,46	2,88	6,90	5,17	6,42	6,25	5,55	6,95	0,49
Сумма	100,44	99,92	100,46	100,64	100,56	99,20	100,42	100,05	100,85	100,08	99,49
O=S	—	-0,04	-0,05	-0,04	-0,05	-0,01	—	—	-0,09	-0,22	-0,10
Сумма	100,44	99,88	100,41	100,60	100,51	99,19	100,42	100,05	100,76	99,86	99,39

Компоненты	Интрузии „рудноносного“ типа								
	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	40,36	42,50	42,43	44,60	41,46	39,62	40,88	41,20	42,06
TiO ₂	1,40	1,15	1,50	0,42	0,59	1,59	1,46	1,50	2,04
Al ₂ O ₃	4,69	4,26	5,19	2,98	3,06	4,33	3,69	5,62	6,98
Fe ₂ O ₃	5,62	7,90	7,02	5,00	5,22	3,38	4,86	3,56	5,50
FeO	11,19	11,00	11,65	9,58	9,74	13,65	12,07	12,21	11,64
MnO	0,21	0,22	0,23	0,24	0,22	0,16	0,17	0,18	0,22
MgO	21,35	20,08	20,22	26,20	27,95	26,95	26,09	22,65	20,23
CaO	5,52	4,81	7,39	6,14	4,83	4,35	5,27	6,57	6,96
Na ₂ O	1,60	0,08	0,62	0,50	0,62	0,12	0,24	0,30	0,60
K ₂ O	1,56	0,09	0,84	0,20	0,12	0,04	0,04	0,32	0,50
Cr ₂ O ₃	0,59	0,60	0,50	0,42	0,22	0,34	0,32	0,16	0,25
NiO	0,21	1,96	0,18	0,26	0,27	0,21	0,20	0,18	0,14
CoO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
CuO	не опр.	не опр.	не опр.	0,08	0,06	следы	не обн.	не обн.	не обн.
SO ₃	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,34	0,32	0,36	0,90
S	0,24	0,74	0,46	0,07	0,13	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
CO ₂	не опр.	не опр.	не опр.	0,22	0,44	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
H ₂ O ⁺	} 0,42	0,22	0,16	0,12	0,14	0,11	0,07	0,07	0,34
H ₂ O ⁻									
P ₂ O ₅	0,03	0,03	не обн.	не опр.	не опр.	0,16	0,19	0,19	0,23
п.п.п.	5,47	5,13	2,04	3,67	4,58	5,25	4,66	5,74	2,87
Сумма	100,48	100,79	100,45	100,64	99,54	100,15	100,14	100,38	100,22
O=S	-0,12	-0,37	-0,23	-0,04	-0,07	—	—	—	—
Сумма	100,36	100,42	100,22	100,60	99,47	100,15	100,14	100,38	100,22

1—интрузив „Хихнаярви“, оливинит, скв. 54, гл. 73 м, Ин-т геологии (Петрозаводск) аналитик В. А. Доильница; 2 — интрузив „Хихнаярви“, оливинит, скв. 54, гл. 90,5 м, Ин-т геологии (Петрозаводск), аналитик В. А. Доильница; 3 — интрузив „Копос“, гиперстеновый оливинит, скв. 332, гл. 74,15 м, Ин-т геологии (Петрозаводск), аналитик В. А. Доильница; 4 — интрузив „Копос“, серпентинизированный гарцбургит, скв. 333, гл. 60,1 м, Ин-т геологии (Петрозаводск), аналитик В. А. Доильница; 5 — интрузив „Вельяур“, метагарцбургит, скв. 478, гл. 40,5 м, ЦХЛ СЗГУ; 6 — интрузив „Вельяур“, метагарцбургит, скв. 479, гл. 105,2 м, ЦХЛ СЗГУ; 7 — интрузив „Вельяур“, метагарцбургит, скв. 479, гл. 49,3 м, ЦХЛ СЗГУ; 8 — интрузив „Акким-1“, метагарцбургит, скв. 525, гл. 97,2 м, ЦХЛ СЗГУ; 9 — интрузив „Акким-1“ гиперстеновый оливинит, скв. 525, гл. 139 м, ЦХЛ СЗГУ; 10 — интрузив „Акким-1“, гиперстеновый оливинит, скв. 525, гл. 169 м, ЦХЛ СЗГУ; 11 — интрузив „Акким-1“, оливинит, скв. 525, гл. 260,2 м, ЦХЛ СЗГУ; 12 — интрузив „Акким-1“, оливинит, скв. 525, гл. 287 м, ЦХЛ СЗГУ; 13 — интрузив „Акким-IV“, метагарцбургит, скв. 524, гл. 347 м, ЦХЛ СЗГУ, аналитик Л. Я. Иванова; 14 — интрузив „Акким-XI“, гарцбургит, скв. 587, гл. 84 м, ЦХЛ СЗГУ, аналитик В. Ф. Филонова; 15 — интрузив „Акким-XII“, оливинит, скв. 588, гл. 100 м, ЦХЛ СЗГУ, аналитик Л. Я. Иванова; 16 — интрузив „Акким-XIII“, метагарцбургит, скв. 552, гл. 29 м, ЦХЛ СЗГУ, аналитик В. Ф. Филонова; 17 — интрузив „Киедг“, оливинит, шурф 89, Ин-т геологии (Петрозаводск), аналитик В. А. Доильница; 18 — интрузив „Вешъяур-1“, гиперстеновый оливинит, скв. 283, гл. 35,4 м, ЦХЛ СЗГУ; 19 — интрузив „Вешъяур-1“, метагарцбургит, скв. 283, гл. 90,5 м, ЦХЛ СЗГУ; 20 — интрузив „Вешъяур-1“, метагарцбургит, скв. 283, гл. 77 м, ЦХЛ СЗГУ; 21 — интрузив „Аллареченский“, гарцбургит, скв. 196, гл. 18,6 м, Ин-т геологии (Петрозаводск), аналитик В. А. Доильница; 22 — интрузив „Аллареченский“, метагарцбургит, скв. 4, гл. 11,2 м, колл. Г. И. Горбунова; 23 — интрузив „Аллареченский“, метагарцбургит, скв. 20, гл. 38 м, Ин-т геологии (Петрозаводск), аналитик В. А. Доильница; 24 — интрузив „Восток“, метагарцбургит, скв. 210, гл. 210,5 м, Ин-т геологии (Петрозаводск), аналитик В. А. Доильница; 25 — интрузив „Восточный“, метагарцбургит, скв. 65, гл. 29 м, Ин-т геологии (Петрозаводск), аналитик В. А. Доильница; 26 — интрузив „Акким-X“, метагарцбургит, скв. 560, гл. 293,7 м, ЦХЛ СЗГУ, аналитик В. Ф. Филонова; 27 — интрузив „Акким-X“, гарцбургит, скв. 560, гл. 289, ЦХЛ СЗГУ, аналитик Л. Я. Иванова; 28 — интрузив „Широкая-II“, гарцбургит, обн. 1566, ЦХЛ СЗГУ; 29 — интрузив „Широкая-IV“, гарцбургит, обн. 1564, ЦХЛ СЗГУ; 30 — интрузив „Широкая-V“, метагарцбургит, обн. 988, ЦХЛ СЗГУ, аналитик Л. Я. Иванова; 31 — интрузив „Широкая-VI“, метагарцбургит, обн. 992, ЦХЛ СЗГУ, аналитик В. Ф. Филонова.

70—80, что обуславливает однообразно длинные крутые векторы в правой части диаграммы, не дающие возможности судить об особенностях состава. Характеристика n , благодаря незначительному содержанию щелочей, часто практически отсутствует. Более удачным, применительно к ультраосновным породам, способом пересчета представляется метод Н. Д. Соболева, позволяющий наглядно показать соотношения между железисто-известково-магнезиальными компонентами — нормативными оливином (z), ромбическим (y) и моноклинным (x) пироксенами. Предлагаемое Н. Д. Соболевым построение в левой части диаграммы вектора, отражающего степень серпентинизации пород, представляется в условиях Аллареченского района неоправданным из-за многообразия изменений, среди которых серпентинизация является далеко не самым главным, а также из-за принципов пробоотбора, при котором в пробу попадал наименее измененный материал.

По этим соображениям в левой части диаграммы построен вектор $Ti:Cr$, так как величина этого отношения является для гипербазитов района выражением металлогенической специализации интрузий.

Рассмотрение диаграммы (рис. 2) показывает, что совокупность изученных интрузий довольно отчетливо разбивается на две группы. Первая (черные точки) характеризуется преобладанием хрома над титаном — отношение $Ti:Cr < 1$ (пологие вектора в левой части диаграммы); существенно оливинитовым составом и небольшим содержанием нормативного моноклинного пироксена (короткие пологие векторы в правой части диаграммы). Эти интрузии характеризуются почти полным отсутствием сульфидного никеля.

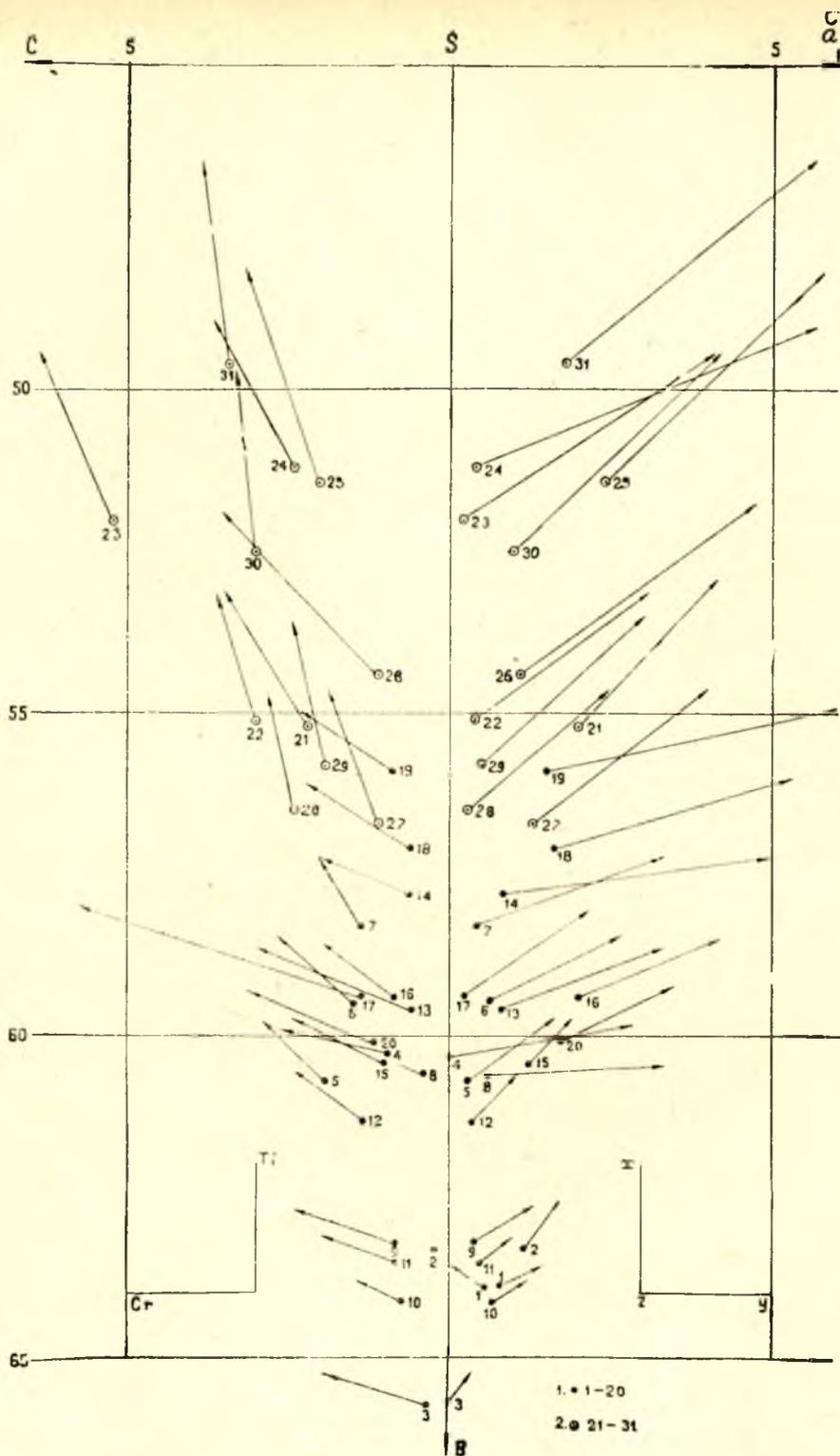


Рис. 2. Диаграмма химических составов гипербазитов Аллареченского района:

1—безрудные интрузии; 2—рудноносные интрузии. То же на рис. 3 и 4

Числовые характеристики ультраосновных пород Аллареченского района

№ образца	Основные характеристики (по А. Н. Заварицкому)					Дополнительные параметры (по Н. Д. Соболеву)			Ti : Cr
	a	c	b	s	c̄	x	y	z	
1	0,8	—	63,9	34,7	0,6	4,4	7,0	88,6	0,59
2	1,2	0,2	63,3	35,3	—	8,0	5,4	86,6	—
3	0,0	0,3	65,7	34,0	—	5,3	3,8	90,9	0,30
4	0,0	1,0	60,3	38,7	—	4,4	27,4	68,2	0,25
5	0,3	1,9	60,7	37,1	—	9,4	13,0	77,6	0,96
6	0,6	1,5	59,5	38,4	—	10,8	20,8	68,4	1,31
7	0,4	1,4	58,3	39,9	—	11,0	29,4	59,6	1,76
8	0,6	0,4	60,6	38,4	—	1,7	29,4	68,9	0,39
9	0,4	0,8	63,2	35,6	—	5,3	9,0	85,7	0,31
10	0,7	0,7	64,0	34,6	—	4,0	5,3	90,7	0,45
11	0,5	0,8	63,5	35,2	—	4,2	4,8	91,0	0,35
12	0,4	1,3	61,3	37,0	—	7,6	7,3	85,1	0,71
13	0,8	0,6	59,6	39,0	—	10,1	25,7	64,2	0,42
14	0,8	0,6	57,8	41,0	—	6,1	41,5	52,4	0,41
15	1,2	1,0	60,4	37,4	—	7,5	7,3	85,2	0,49
16	2,0	0,9	59,4	37,7	—	8,8	21,4	69,8	0,81
17	0,2	1,4	59,4	39,0	—	14,1	19,8	66,1	0,32
18	1,6	0,6	57,1	40,7	—	10,8	37,2	52,0	0,64
19	1,5	0,9	55,9	41,7	—	9,6	44,2	46,2	0,68
20	1,7	1,2	60,1	37,0	—	8,5	17,4	74,1	0,43
	0,0— 2,0	0,2— 1,9	55,9— 65,7	34,0— 41,7		< 14,1	—	> 46,2	0,25— 1,76
21	2,0	2,2	55,2	40,6	—	23,5	21,8	54,7	1,76
22	0,4	3,0	55,1	41,5	—	20,2	26,8	53,0	3,28
23	0,2	5,2	52,0	42,6	—	25,8	39,4	34,8	2,31
24	0,4	2,4	51,2	46,0	—	22,2	52,9	24,9	1,83
25	2,4	2,0	51,4	44,2	—	33,4	35,0	31,6	2,84
26	1,1	1,1	54,4	43,4	—	25,9	36,5	37,6	0,95
27	1,3	1,1	56,7	40,9	—	20,6	27,3	52,1	2,70
28	0,3	2,4	56,5	40,8	—	19,1	22,5	58,4	4,42
29	0,5	1,9	55,8	41,8	—	22,8	25,0	52,2	4,43
30	1,0	2,9	52,5	43,6	—	29,7	31,2	39,1	9,05
31	1,8	3,4	49,6	45,2	—	32,1	39,4	28,5	7,70
	0,2— 2,4	1,1— 5,2	49,6— 56,7	40,6— 46,0		> 19,1	—	< 58,4	0,95— 9,05

Основные петрохимические параметры гипербазитовых интрузий
Аллареченского района

Интрузии	№ анализа	(Fe ⁺ + Fe ⁺⁺):Mg:(Ca + Na + K)	Mg	Ca + Na + K	O	Fe ⁺ + Fe ⁺⁺
			Fe ⁺ + Fe ⁺⁺	Fe ⁺ + Fe ⁺⁺	Ca + Na + K	Mg + Fe ⁺ + Fe ⁺⁺
Безрудные	1	17,7:78,5:3,8	4,4	0,21	55,8	0,184
	2	17,6:76,4:5,0	4,4	0,29	42,5	0,204
	3	15,5:82,5:2,0	5,3	0,13	102,8	0,159
	4	17,3:80,9:1,8	4,7	0,10	131,5	0,177
	5	20,4:75,4:4,2	3,7	0,21	55,6	0,212
	6	18,5:76,2:5,3	4,1	0,29	44,9	0,195
	7	20,7:74,0:5,3	3,6	0,25	46,9	0,218
	8	16,7:81,6:1,7	4,9	0,10	139,5	0,170
	9	18,1:79,2:2,7	4,4	0,15	82,7	0,186
	10	18,3:79,2:2,5	4,3	0,14	85,5	0,187
	11	17,0:80,5:2,5	4,3	0,13	91,5	0,189
	12	19,5:76,9:3,6	4,0	0,19	63,3	0,210
	13	19,1:75,5:5,4	4,0	0,28	44,4	0,202
	14	18,6:77,5:3,9	4,2	0,21	64,5	0,193
	15	18,5:76,5:5,0	4,2	0,27	46,4	0,194
	16	19,5:73,9:6,6	3,8	0,34	35,6	0,208
	17	17,1:76,8:6,1	4,3	0,34	39,4	0,182
	18	15,1:77,8:7,1	5,2	0,47	35,2	0,164
	19	15,8:78,0:6,2	5,3	0,39	35,2	0,144
	20	17,4:77,5:5,1	4,7	0,29	38,1	0,178
Пределы колебаний от		15,1:82,5:1,7	3,6	0,10	35,2	0,144
		20,7:73,9:7,1	5,4	0,47	139,5	0,218
до						
Рудоносные	21	24,4:62,6:13,0	2,6	0,54	19,9	0,277
	22	23,8:65,0:11,2	2,8	0,39	28,6	0,262
	23	24,0:56,4:19,6	2,4	0,83	13,4	0,294
	24	30,0:59,0:11,0	2,0	0,37	26,8	0,335
	25	26,5:54,7:18,8	2,1	0,72	14,9	0,323
	26	19,8:66,8:13,4	3,3	0,68	20,0	0,228
	27	20,0:69,1:10,9	3,3	0,54	23,2	0,225
	28	23,7:66,9:9,4	2,9	0,40	30,5	0,257
	29	23,4:66,1:10,5	2,8	0,45	24,4	0,260
	30	23,5:62,0:14,5	2,6	0,62	18,9	0,275
	31	25,2:57,4:17,4	2,3	0,70	16,7	0,306
Пределы колебаний от		19,8:69,1:9,4	2,0	0,37	13,4	0,225
		30,0:54,7:19,6	3,3	0,83	30,5	0,335
до						

Вторая (кружки) характеризуется преобладанием титана над хромом — отношение $Ti:Cr > 1$; большая часть интрузий имеет перидотитовый состав со значительным содержанием нормативного моноклинного пироксена (довольно крутые длинные векторы в правой части диаграммы). С этим типом интрузий связаны все известные в районе месторождения и рудопроявления сульфидного никеля.

Таким образом, особенности химизма гипербазитов согласуются с данными петрографического исследования и подтверждают справедливость выделения в районе интрузий двух типов.

Однако диаграмма (рис. 2) и выводы из нее не позволяют определить тех особенностей химического состава пород, которые благоприятствуют возникновению рудных концентраций. С этой целью были проведены дополнительные пересчеты (табл. 3), результаты которых сведены на диаграммах (рис. 3 и 4). Обоснование этих диаграмм изложено в статье А. И. Богачева и В. И. Кочнева-Первухова (1966) и здесь не приводится.

Рассмотрение диаграмм подтверждает наличие двух типов интрузий и более четко выявляет различия между ними: рудоносные интрузии оказываются богаче железом, кальцием и щелочами, нежели безрудные, и беднее магнием; отношение $\frac{O}{Ca + Na + K}$ в первых не превышает 30, коэффициент фракционирования $\frac{Fe'' + Fe'''}{Mg + Fe'' + Fe'''}$ не опускается ниже 0,225;

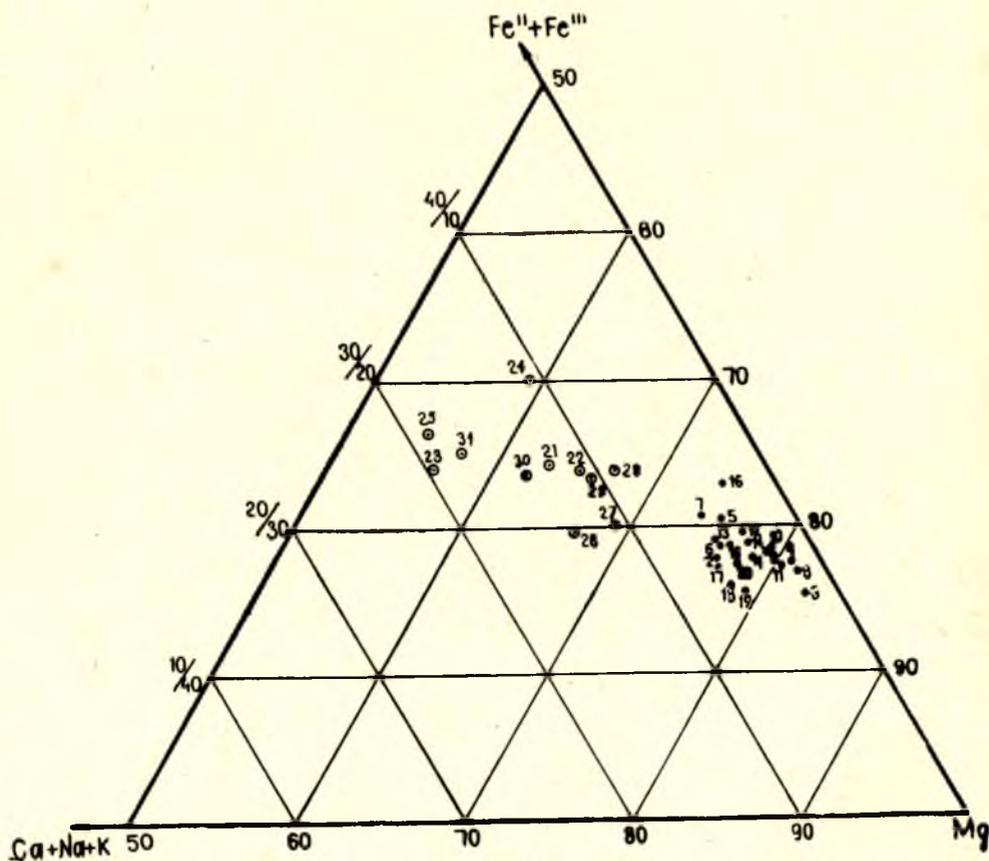


Рис. 3. Тройная диаграмма $(Fe''+Fe'''):(Ca+Na+K):Mg$ гипербазитов Аллареченского района (в атомных процентах)

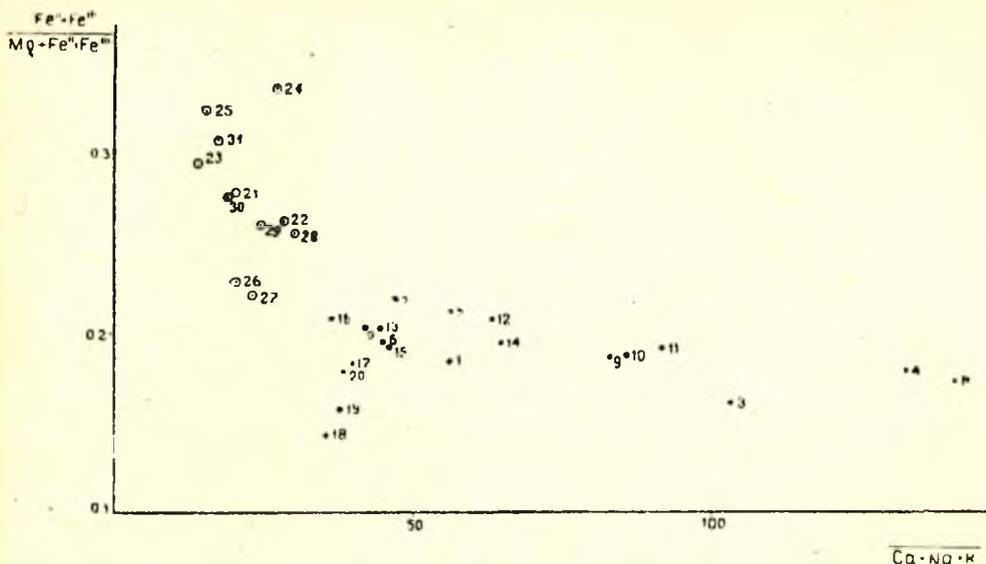


Рис. 4. Соотношения $\frac{O}{Ca + Na + K}$ и $\frac{Fe'' + Fe'''}{Mg + Fe'' + Fe'''}$ в гипербазитах Аллареченского района

в безрудных интрузиях, богатых не сульфидами, а магнетитом, отношение $\frac{O}{Ca + Na + K}$ всегда более 35, коэффициент фракционирования менее 0,22.

На диаграммах отчетливо выделяется не перекрывающаяся с полем безрудных интрузий область, интрузии которой отвечают следующим условиям: 1) содержание $F'' + F''' > 20$ атомн. %, $Ca + Na + K > 9$ атомн. %;

$$2) \frac{Mg}{Fe'' + Fe'''} < 3,3; \quad 3) \frac{Ca + Na + K}{Fe'' + Fe'''} > 0,4; \quad 4) \frac{Fe'' + Fe'''}{Mg + Fe'' + Fe'''} > 0,23;$$

$$5) \frac{O}{Ca + Na + K} \leq 30; \quad 6) \frac{Ti}{Cr} > 1.$$

Для интрузий Аллареченского района эти соотношения могут быть в первом приближении приняты за критерии никеленосности ультраосновных интрузий. Следует иметь в виду, что этот вывод справедлив только для слабо измененных пород (не более 10% вторичных минералов).

Некоторые особенности формирования интрузий

Изложенный материал позволяет сделать некоторые предположения относительно источника магмы и хода ее дифференциации.

Размещение гипербазитов — приуроченность их к краевым частям инфраструктур, представляющим собой ослабленные зоны, достигающие больших глубин, — позволяет предполагать, что источник ультрабазитовой магмы находится в пределах мантии. Это предположение согласуется с тем обстоятельством, что состав гипербазитов района очень близок к составу ахондритов — возможных обломков мантийного вещества. Глубинность источника ультраосновных пород подкрепляется и тем фактом, что становление интрузий происходит на весьма значительной глубине, о чем свидетельствует кристаллизация из кальций-содержащего расплава только гиперстена.

В районе выделено два типа гипербазитов, однако, пространственного разделения этих интрузий не наблюдается. Это наводит на мысль о происхождении их из одного источника и о внедрении на разных стадиях эволюции магматического расплава. Как известно, с ходом эволюции магмы в глубинном очаге более поздние порции расплава обогащаются кремнекислотой, железом (относительно магния), металлами и летучими. Химические особенности интрузий дают основание полагать, что рудоносные интрузии представляют собой более поздние, сравнительно с безрудными, внедрения. О богатстве их летучими свидетельствует наличие «рудных пегматитов», отличающихся гигантозернистостью и сложенных минералами, богатыми CO_2 , P, Cl, H_2O и S,— кальцитом, апатитом и сульфидами.

Роль процессов дифференциации на месте становления интрузий невелика. Дифференциация проявилась только в незначительном уменьше-

Таблица 4

Сопоставительная таблица параметров безрудных и рудоносных интрузий Аллареченского района

Параметры	Тип интрузии	
	безрудный	рудоносный
Форма и размеры тел	Пластовые, чашеноподобные, эллипсоидальные протяженностью до 1 км; мощность до 260 м	Пластовые протяженностью до 1,5 км; мощность до 25 м
Петрографический состав	Преобладают оливиниты и гиперстеновые оливиниты	Преобладают гарцбургиты
Основные минералы	Оливин (хризолит), магниезальный гиперстен	Оливин (гиалосидерит), железистый гиперстен
Аксессуары	Хромит	Ильменит, герцинит, сфен
Характер автометаморфических изменений	Преобладает серпентинизация	Преобладает оталькование
Степень регионального метаморфизма	Слабая	Средняя
Важнейшие петрохимические соотношения	$\text{Fe} < 21$ атомн. %; $\text{Ca} + \text{Na} + \text{K} < 6,5$ атомн. %; $\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}'' + \text{Fe}'''} > 3,6; \frac{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}}{\text{Fe}'' + \text{Fe}'''} < 0,5; \frac{\text{O}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}} > 35;$ $\frac{\text{Fe}'' + \text{Fe}'''}{\text{Mg} + \text{Fe}'' + \text{Fe}'''} < 0,22;$ $\text{Ti} < \text{Cr}$	$\text{Fe} > 20$ атомн. %; $\text{Ca} + \text{Na} + \text{K} > 9,4$ атомн. %; $\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}'' + \text{Fe}'''} < 3,3; \frac{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}}{\text{Fe}'' + \text{Fe}'''} > 0,4; \frac{\text{O}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}} < 30;$ $\frac{\text{Fe}'' + \text{Fe}'''}{\text{Mg} + \text{Fe}'' + \text{Fe}'''} > 0,22;$ $\text{Ti} > \text{Cr}$
Оруденение	Магнетитовая вкрапленность; редкая вкрапленность и шпилы сульфидов	Богатое сульфидное оруденение
Метасоматоз и околорудные изменения	Обычный разрез десилицированных пегматитов на контактах с гранитными жилами	Наличие около гранитных и рудных жил оторочек с альмандином

нии с глубиной содержания гиперстена в наиболее крупных телах. Образование же гарцбургитовых оторочек вокруг оливинитовых ядер больших интрузий объясняется скорее не дифференциацией, а загрязнением ультраосновного расплава кремнекислотой вмещающих пород.

ВЫВОДЫ

1. Интрузии гипербазитов в Аллареченском районе контролируются краевыми частями куполовидных структур (инфраструктур) и приурочены к горизонтам амфиболитов, представляющих собой метаморфизованные аналоги основных эффузивов. Источником интрузий является, видимо, мантия, что согласуется с близостью состава пород к составу метеоритов. Формирование интрузий происходило также на больших глубинах.

2. Интрузии разделяются на две группы: рудоносные и безрудные, специфические свойства которых сведены в таблице 4. Интрузии имеют один источник, различия в их составе и рудоносности являются результатом эволюции расплава в глубинном очаге. Безрудные интрузии сформировались ранее рудоносных.

3. Региональный метаморфизм амфиболитовой фации приводит к рассеянию сульфидов никеля. Сильная степень этого метаморфизма является для медно-никелевых руд отрицательным поисковым признаком.

4. Основное внимание при поисках руд должно быть обращено на интрузии рудоносного типа, в слабой или средней степени затронутых региональным метаморфизмом и гранитизацией.

ЛИТЕРАТУРА

Богачев А. И., В. А. Горелов, Л. С. Динкевич, Я. Х. Еселев, В. И. Кочнев - Первухов. О генезисе медно-никелевых руд северо-западной части Кольского полуострова. Сб.: «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии», Петрозаводск, 1966.

Богачев А. И., В. А. Горелов, В. И. Кочнев - Первухов. Основные черты строения и сульфидного оруденения междуречья Печенги — Лотты (северо-западная часть Кольского полуострова). Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 19, 1964.

Богачев А. И., В. И. Кочнев - Первухов. О некоторых петрохимических критериях гипербазитовых интрузий (на примере Аллареченского района). «Советская геология», № 11, 1965.

Коржинский Д. С. Факторы равновесия при метасоматозе. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1950.

Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, 1952.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии, ч. III, Л., 1964.

Файф У., Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, М., 1962.

Кранск Е. Н. On the folding movements in the zone of the basement. Geol. Rundschau, 46, 1956.

В. И. Кочнев-Первухов,
В. А. Горелов

АМФИБОЛИТЫ АЛЛАРЕЧЕНСКОГО РАЙОНА

Установление первичной природы метаморфических пород всегда связано с определенными трудностями, в равной мере это относится к полевошпатовым амфиболитам. До сих пор не выработано четких критериев, которые позволяли бы однозначно определять принадлежность амфиболитов к пара- или ортопородам, хотя для каждой группы установлены генетические признаки (реликты структур магматических пород и реликты первичных минералов для ортоамфиболитов, секущее положение их по отношению к вмещающей толще; косая слоистость, тонкое переслаивание с парагнейсами и останцы карбонатных пород для параамфиболитов). Подавляющее большинство исследователей считает, что различия между типами амфиболитов могут быть найдены только в особенностях внутреннего строения и во взаимоотношениях с вмещающими породами. Однако во многих случаях данные полевых наблюдений не дают однозначного решения, поэтому некоторые исследователи пытаются установить различия между генетическими группами амфиболитов, изучая их химический состав. Некоторые из них (Левинсон-Лессинг, 1952; Lapadu-Hargues, 1953) пришли к выводу, что изучение химического состава дает возможность выделять ортоамфиболиты по повышенному содержанию FeO, Ni, Co и Cr и пониженным MgO, CaO, Na₂O. Другие (Wilcox, Poldervaart, 1958) опровергают эти положения на том основании, что некоторые базальты Тихоокеанской зоны соответствуют по валовому составу и содержанию элементов-примесей параамфиболитам Лападу-Арга. У. Т. Хуан (1965), основываясь на литературных данных заключает, что «...эти два типа амфиболитов невозможно различить при химических анализах ни по валовому химическому составу, ни по содержанию таких малых компонентов, как хром, никель и кобальт. Возможно, удастся различать их по содержанию титана или стронция...» Видимо, именно разноречивостью выводов, полученных различными исследователями при изучении этих пород, объясняется то обстоятельство, что химический состав амфиболитов и анализ его особенностей рассматривается в литературе очень редко. В большинстве случаев исследователи ограничиваются составлением простейших петрохимических диаграмм (по П. Ниггли и А. Н. Заварицкому), не отражающих деталей химизма рассматриваемых пород. Между тем, изучение особенностей химического состава в сочетании с данными полевых на-

блюдений и петрографического изучения дает основания как для установления первичной природы этих пород, так и для решения некоторых вопросов магматизма и стратиграфии древних толщ.

Настоящая работа ставит своей целью установление первичной природы и рассмотрение особенностей химизма архейских и протерозойских амфиболитов Аллареченского рудного района. Причинами, побудившими провести специальное исследование их, является следующее.

Во-первых, Аллареченский район, расположенный в северной части Нотозерского антиклинория, сложен архейскими и протерозойскими образованиями, среди которых наибольшим распространением пользуются полевошпатовые амфиболиты. Собственно говоря, среди протерозойских пород района амфиболиты являются основной литологической единицей и слагают нижнюю и верхнюю подсветы тундровой серии, и только средняя подсвета сложена биотито-кварцевыми сланцами; архейские образования района целиком представлены амфиболитами и образовавшимися при их гранитизации гнейсами и гранитоидами.

Процесс гранитизации происходил при однообразном метасоматическом замещении главных породообразующих минералов: зеленой роговой обманки и плагиоклаза средней основности, содержание которого в амфиболите составляет 40—50%. Процесс начинался развитием биотита по роговой обманке, а заканчивался замещением породообразующих минералов амфиболитов микроклинном и кварцем, с образованием редких порфиробластов граната-альмандина и моноклинного пироксенасалита. Конечным продуктом гранитизации являются теньевые плагиомикроклиновые гнейсо-граниты, содержащие не более 10% биотита. Мощности зон перехода от амфиболитов к гнейсам и теньевым гранитам варьируют в широких пределах от первых сантиметров до десятков метров.

Во-вторых, интрузии гипербазитов, с которыми связаны месторождения медно-никелевых сульфидных руд, контролируются в районе горизонтами полевошпатовых амфиболитов. Отчетливая пространственная связь ультраосновных пород с амфиболитами требует своего объяснения. Рассмотрение большинства районов развития ультраосновных пород в пределах щитов и платформ показало, что интрузии гипербазитов и основных пород ассоциируют с мощными покровами основных эффузивов: траппов в Норильском районе, диабазов — в Печенгском; в провинции Манитоба (Канада) гипербазиты залегают в амфиболитах, рассматриваемых в качестве метаморфизованных аналогов древнейших основных эффузивов; в Западной Гренландии (Raimo Laurer, 1964) амфиболиты вмещают многочисленные ультраосновные интрузии офиолитового типа. Естественно, что сопоставление этих районов с Аллареченским заставляет особенно заинтересоваться амфиболитами района с тем, чтобы поискать аналогий с другими провинциями медно-никелевых руд.

Изучение аллареченских амфиболитов показало, что они являются ортопородами, образовавшимися при метаморфизме основных эффузивов. Этот вывод базируется на следующих геологических наблюдениях:

1) между амфиболитами тундровой серии и диабазами Печенгского синклинория Л. И. Увадьевым наблюдались постепенные переходы;

2) в сланцеватых амфиболитах нижней и верхней подсветы тундровой серии встречены реликты миндалекаменных и шаровых текстур, а также реликтовые габбро-диабазовые и диабазовые структуры;

3) архейские амфиболиты содержат участки с габбровыми и габброфитовыми структурами;

4) парагенезисы, развитые в амфиболитах (табл. 1), соответствуют минеральным ассоциациям (по Файфу), возникающим при метаморфизме изверженных основных пород.

Минералогический состав амфиболитов Аллареченского района

Ассоциация	Минералы и их константы	Примечание
Архейские амфиболиты	Роговая обманка ($N_g = 1,687-1,702$; $N_p = 1,663-1,675$; $\angle c : N_g = 18^\circ-21^\circ$)—30—45% магнезиального компонента	12 замеров
	Плаггиоклаз № 25	Иммерсия и столлик Федорова 8 замеров
	Биотит ($N_g = 1,652-1,654$; $N_p = 1,585$)	2 замера
Протерозойские амфиболиты	Моноклинный пироксен ($N_g = 1,718-1,722$; $N_p = 1,687-1,691$; $\angle c : N_g = 42^\circ$) 30—40% кальциево-железистого компонента	5 замеров
	Роговая обманка ($N_g = 1,675-1,687$; $N_p = 1,657-1,665$; $\angle c : N_g = 18^\circ-23^\circ$) — 45—60% магнезиального компонента	25 замеров
	Плаггиоклаз № 34—95	Иммерсия 17 замеров
	Моноклинный пироксен ($N_g = 1,713-1,722$; $N_p = 1,687-1,693$; $\angle c : N_g = 43^\circ$) — 30—40% кальциево-железистого компонента	5 замеров

Примечание. Составы минералов определены по Трегеру (1958).

В дополнение к материалам геологических наблюдений изучение химических составов амфиболитов дает следующие факты:

1) в тетраэдре П. Ниггли амфиболиты тундровой серии и архея образуют тесную группу в центральной части поля изверженных пород (Богачев, Горелов, Динкевич, Еселев, Кочнев-Первухов, 1966);

2) на диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные точки амфиболитов располагаются вокруг средних (по Р. Дели) составов плато-базальта и диабаза;

3) на диаграмме $SiO_2-CaO; Na_2O+K_2O$, составленной по М. Пикку, устанавливается четкая зависимость между содержаниями этих оксидов. Как видно из рисунка 1, с увеличением содержания SiO_2 закономерно возрастает содержание суммы щелочей и снижается количество извести. Зависимость настолько четкая, что дает возможность определить щелочно-известковый модуль этих образований — 58,6. Подобная зависимость характерна для магматогенных образований и, по-видимому, отсутствует в осадочных породах, обладающих большими вариациями состава даже в пределах небольшого горизонта или пласта.

Наконец, проведенное сопоставление химического состава амфиболитов района с составами пара- и ортоамфиболитов, приведенными в работе В. Б. Дагелайского (1965), обнаружило их сходство с ортоамфиболитами и отличие от парапород. На этом вопросе необходимо остановиться несколько подробнее.

В. Б. Дагелайским было собрано 135 анализов амфиболитов, для которых достаточно определено установлена генетическая группа. Из 135 анализов 80 было отобрано из ортопород и 55 из параамфиболитов. Для каждой группы вычислялись средние содержания всех компонентов ($\bar{y}_{j(i-1,2)}$), стандарты (σ_{y_j}), дисперсия ($S^2_{y_j}$), асимметрия (A_{y_j}) и экс-

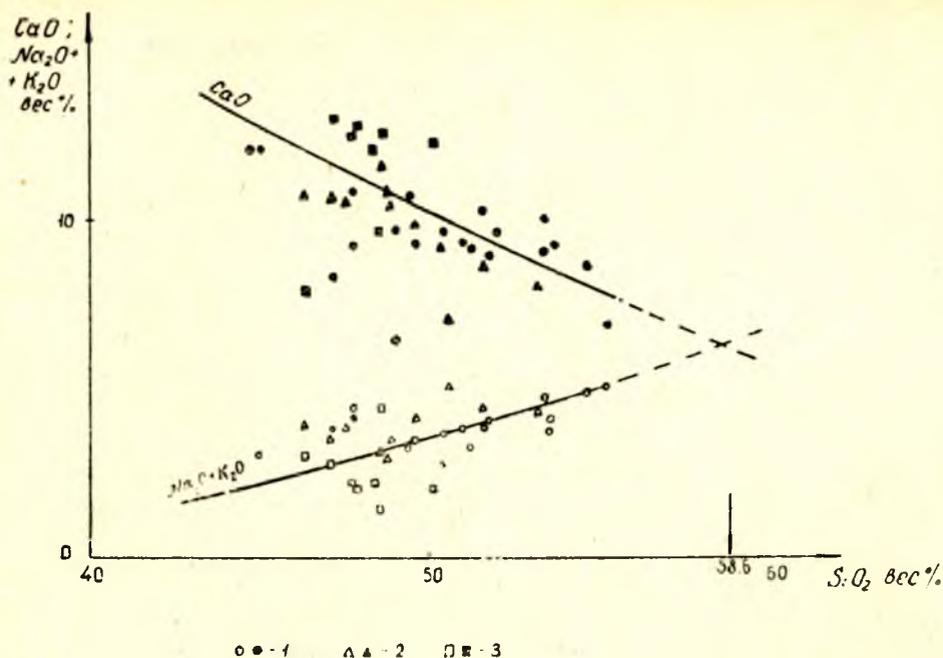


Рис. 1. Диаграмма SiO_2 — CaO ; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (по М. Пикоку) для амфиболитов Аллареченского района:

1—амфиболиты архея; 2—амфиболиты нижней подсвиты тундровой серии; 3—амфиболиты верхней подсвиты тундровой серии. Стрелкой показан предполагаемый щелочно-известковый индекс

цесс ($E_{y_{j1}}$). Было установлено, что распределение большинства компонентов в амфиболитах (кроме TiO_2 , MgO и CaO) близко к нормальному. Это позволило использовать для сравнения \bar{y}_{j1} и \bar{y}_{j2} обеих групп двусторонний критерий Стьюдента. Сравнение показало, что различие амфиболитов значимо с уровнем 0,01 только для SiO_2 и FeO .

В амфиболитах Аллареченского района распределение этих окислов также близко к нормальному (табл. 2), что дает возможность использования критерия Стьюдента. Критерием значимости расхождения между двумя выборочными средними будет (Урбах, 1963)

$$\left| \frac{\bar{x}_j - \bar{y}_{j1}}{\sqrt{n_x \cdot S_x^2 + n_{y1} \cdot S_{y1}^2}} \sqrt{\frac{n_x \cdot n_{y1} \cdot (n_x + n_{y1} - 2)}{n_x + n_{y1}}} \right| = t > t_q,$$

где q — доверительная вероятность (0,99);

\bar{x} — средние содержания окислов в амфиболитах района;

$\bar{y}_{j1(j=1,2)}$ — средние содержания, взятые из работы В. Б. Дагелайского

S_x^2 и S_{y1}^2 — выборочные дисперсии значений \bar{x}_j и $\bar{y}_{j1(j=1,2)}$; n_x и n_{y1} — объемы выборок.

Результаты расчетов сведены в таблице 2, там же приведены критические значения t_{05} и t_{01} . Как видно из таблицы, расхождение средних значимо только для пары аллареченские амфиболиты — параамфиболиты. Безусловно, сравнение по двум признакам из 13 (компоненты хим. анализа) носит частный характер. Более показательно было бы проведение многомерного статистического анализа методом дискриминантных функций (Андерсон, 1963) или путем вычисления дискриминаторов

Параметры распределения SiO₂ и FeO

Сравниваемые породы	n _x , n _y	SiO ₂					
		\bar{x}, \bar{y}	σ	S ²	A	E	t
Ортоамфиболиты (В. Б. Дагелайский, 1965)	80	49,90	2,32	5,35	+0,03	-0,35	0,33
Амфиболиты Аллареченского района	44	50,05	2,52	6,35	+0,17	-0,11	
Параамфиболиты (В. Б. Дагелайский, 1965)	55	48,70	2,37	5,62	+0,19	-0,20	2,73

1. Расхождение между \bar{x} и \bar{y} незначимо при $t < t_{05} = 1,98$ и значимо при $t > t_{01} =$
2. Гипотеза нормальности распределения принималась при одновременном

Калинина (Демина, Калинин, 1967). Подобный анализ может явиться темой специального исследования и будет проведен в ближайшем будущем.

Таким образом, вывод о происхождении аллареченских амфиболитов за счет магматических пород, базирующийся на геологических наблюдениях, подтверждается как общими чертами химического состава, так и некоторыми деталями петрохимии. Одновременное рассмотрение данных полевых наблюдений и химизма амфиболитов позволяет, по нашему мнению, в большинстве случаев однозначно решать вопрос о принадлежности этих пород к той или иной генетической группе. При этом, однако, можно согласиться с В. Б. Дагелайским, что различия между пара- и ортоамфиболитами в химическом составе носят статистический характер, поэтому для того, чтобы иметь возможность делать генетические выводы только на основании изучения химического состава этих пород, не забывая о чисто геологических наблюдениях, что весьма важно в закрытых районах, необходимы специальные исследования и деталь-

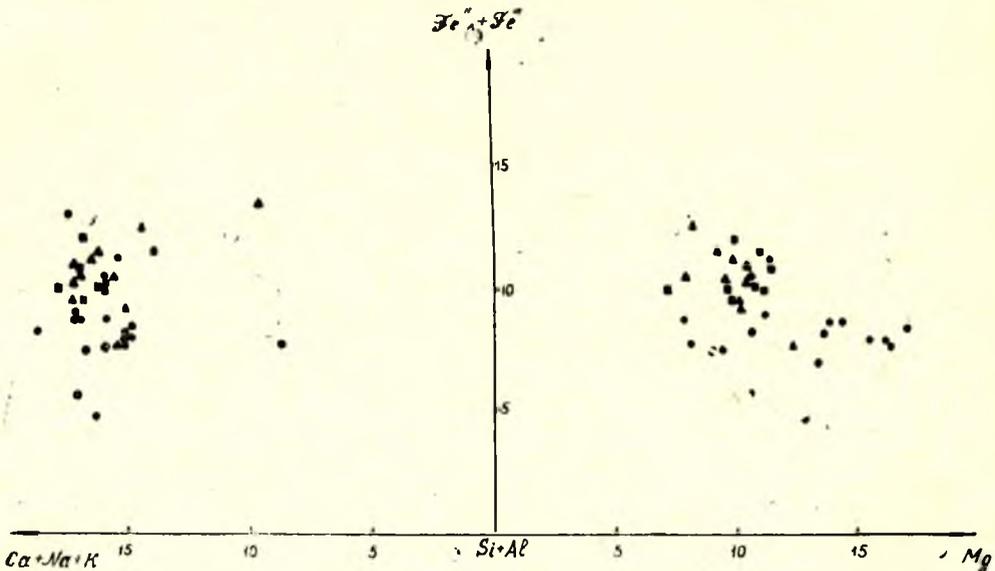


Рис. 2. Содержание основных породообразующих окислов в амфиболитах Аллареченского района. Обозначения см. на рис. 1

в амфиболитах и их сопоставление

FeO						Граничные значения	
\bar{x} , \bar{y}	σ	S^2	A	E	t	$A_{0.5}$	$E_{0.5}$
8,70	2,14	4,58	+0,03	-0,87	0,48	0,52	0,94
8,89	1,94	3,77	-0,39	-0,35		0,68	1,16
10,30	3,00	9,00	+0,58	-0,20	2,68	0,61	1,08

2,62 (Урбах, 1963).

соблюдении условий $|A| \leq A_{0.5}$ и $|E| \leq E_{0.5}$, и отвергалась при $|A| > A_{0.5}$ или $|E| > E_{0.5}$.

ное изучение всего накопленного к настоящему времени аналитического материала.

Анализ химических особенностей архейских и протерозойских амфиболитов района обнаруживает не только сходство, но и различия между ними. На диаграмме (рис. 2) хорошо заметно, что от архейских к протерозойским амфиболитам происходит постепенное обогащение их железом и обеднение магнием. Еще более четко различия проявляются на диаграмме (рис. 3), составленной по Ноккольдсу, где отчетливо видно, что составы разновозрастных амфиболитов располагаются вдоль двух взаимно перпендикулярных линий. Имеющегося в нашем распоряжении материала недостаточно для того, чтобы судить о типе дифференциации первичного расплава, однако при достаточно детальном расчленении толщи это далеко небезнадежная задача даже для интенсивно метаморфизованных пород.

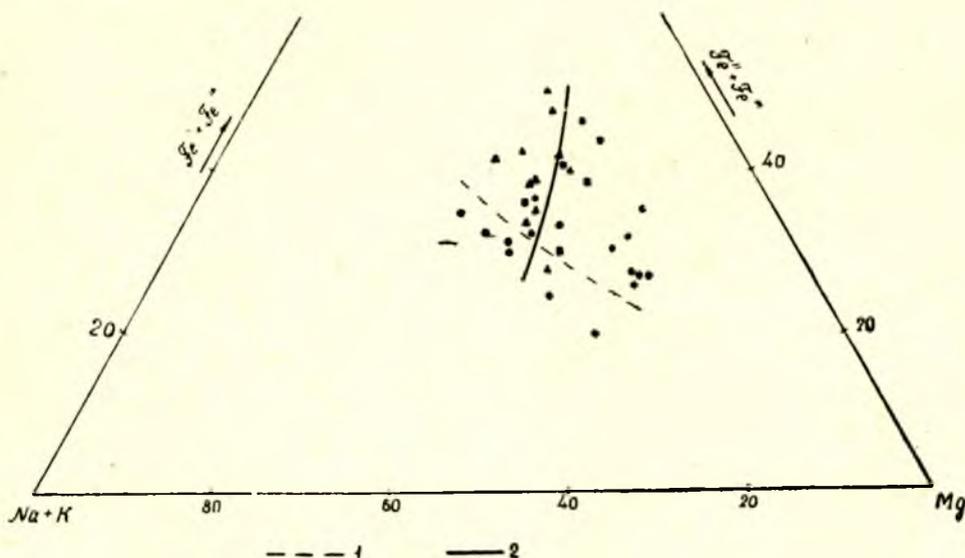


Рис. 3. Трехкомпонентная диаграмма (по Ноккольдсу) для полевошпатовых амфиболитов Аллареченского района:

1—линия изменения составов архейских амфиболитов; 2—тоже для амфиболитов тундровой серии

Средние составы амфиболитов тундровой и диабазов печенгской серий

№ п/п	Типы пород	Компоненты (вес. %)													
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	п. п. п.	Сумма
1.	Амфиболиты верхней подсветы тундровой серии ¹	48,14	1,23	13,81	3,45	9,86	0,26	6,81	11,49	1,96	0,55	0,12	0,29	2,03	100,00
2.	Диабазы 3—4 покровов ²	48,85	1,27	13,94	3,36	10,07	0,21	6,46	9,73	2,28	0,21	0,21	—	3,41	100,00
3.	Амфиболиты нижней подсветы тундровой серии ³	50,54	1,59	14,09	3,36	9,21	0,23	6,83	8,68	2,35	1,24	0,14	0,14	1,33	100,00
4.	Диабазы 1—2 покровов ⁴	51,22	1,59	14,08	4,43	8,19	0,23	6,22	6,70	3,08	0,70	0,17	—	3,39	100,00

№ п/п	Характеристика по А. Н. Заварицкому													Fe:(Ca+Na+K):Mg:Si:Al	$\frac{Si}{Si+Al}$
	s	a	c	b	c'	m'	f'	t	n	φ	$\frac{a}{c}$	Q	m':f'		
1	56,3	5,1	6,8	31,8	23,3	36,8	39,9	1,84	85,1	9,4	0,75	—4,4	0,92	10,5 : 16,2 : 9,8 : 63,5	0,748
2	58,1	5,4	6,9	29,6	17,8	38,0	44,2	1,93	95,0	10,0	0,78	—1,5	0,86	10,9 : 14,9 : 9,5 : 64,7	0,749
3	59,1	7,1	5,9	28,0	17,0	41,5	41,5	2,32	73,8	10,3	1,20	—2,1	1,00	9,9 : 15,1 : 9,9 : 65,1	0,755
4	60,8	7,9	5,7	25,6	10,5	42,0	47,5	2,29	87,5	15,3	1,39	0,0	0,88	10,1 : 13,8 : 9,2 : 66,9	0,756

¹ Среднее из 8 анализов. Материалы авторов.² Среднее из 17 анализов. Материалы Котсельваарской ГРП.³ Среднее из 12 анализов. Материалы авторов.⁴ Среднее из 12 анализов. Материалы Котсельваарской ГРП.

Наконец, сравнение средних составов протерозойских амфиболитов с диабазами печенгской серии дает дополнительный материал для решения вопроса о южном крыле Печенгского синклинория. Вопрос о том, что большая часть тундровой серии района должна рассматриваться как южное крыло печенгской формации, поставлен уже давно. Основанием для этого послужили обнаруженные переходы амфиболитов в диабазы, а также материалы сейсмического зондирования, проведенного И. В. Литвиненко, в результате которого была установлена мощная зона рассланцевания и тектогенеза, совпадающая с местоположением пород тундровой серии. Кроме того, авторами установлено, что подобно тому как в пределах печенгской серии диабазовые покровы разделены мощной пачкой филлитов, подсветы тундровой серии разделяются горизонтом биотито-кварцевых сланцев (район г. Широкой), в которых устанавливаются кластические структуры и которые могут рассматриваться в качестве аналогов филлитов Печенгского синклинория.

Как видно из таблицы 3, амфиболиты тундровой и диабазы печенгской серий могут быть сопоставлены попарно — амфиболиты нижней подсветы с диабазами 1—2 покровов, а амфиболиты верхней подсветы с диабазами 3—4 покровов. В сравниваемых парах, во-первых, весьма близки содержания основных породообразующих окислов, во-вторых, почти одинаковы главнейшие петрохимические характеристики и, в-третьих, изменение содержаний отдельных компонентов (направленность изменений) от диабаза к амфиболиту идентично в обеих парах. Это обстоятельство является подтверждением мнения¹ о том, что породы тундровой серии в районе следует рассматривать как часть печенгской серии, метаморфизованную в иной фации метаморфизма.

Таким образом, изложенный материал показывает, что рассмотрение особенностей химического состава амфиболитов, вкуче с данными геологических наблюдений, может существенно помочь в решении различных вопросов. В частности, для рассмотренного района могут быть сделаны следующие выводы:

1. Аллареченский район, как и большинство никеленосных провинций, располагается в пределах области, характеризовавшейся в период формирования гипербазитовых интрузий основным вулканизмом. Поэтому встает вопрос о взаимосвязи интрузий и древних вулканитов и их возможности комагматичности.

2. Изучение даже глубоко метаморфизованных толщ амфиболитов различного возраста позволяет установить различия в их химизме и дает основания для выводов о характере магматизма в древнейшие эпохи.

3. Сопоставление составов амфиболитов тундровой серии с диабазами Печенгского синклинория дает дополнительные основания для того, чтобы рассматривать область тундровой серии как часть южного крыла печенгской формации.

ЛИТЕРАТУРА

Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. Физматгиз. М., 1963.

Богачев А. И., В. А. Горелов, Л. С. Динкевич, Я. Х. Еселев, В. И. Кочнев-Первухов. О генезисе медно-никелевых руд северо-западной части Кольского полуострова. Сб.: «Вопр. геол. и закономерн. размещ. полезн. ископ. Карелии», Карельское книжн. изд-во, Петрозаводск, 1966.

Дагелайский В. Б. Химизм амфиболитов. Сб.: «Региональн. метаморфизм докембр. формац. СССР», «Наука», М.—Л., 1965.

¹ См. работу Загородного В. Г., Д. Д. Мирской и С. Н. Сусловой. «Геологическое строение печенгской осадочно-вулканической серии». «Наука», 1964.

Дёмина М. Е., О. М. Калинин. О происхождении обломочных минеральных ассоциаций в апт-сеноманских отложениях юго-западного Приуралья и Примугодья. *Вопр. мат. геол.*, вып. 1, АН СССР, 1967.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О химической природе полевошпатовых амфиболитов. *Избр. труды*, т. III, М., 1952.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. *Госгеолтехиздат*, М., 1958.

Урбах В. Ю. Математическая статистика для биологов и медиков. АН СССР, М., 1963.

Хуан У. Т. Петрология. «Мир», М., 1965.

Laradu-Hargues P. Sur la composition chimiquemoyenne des amphibolites. *Bull. Soc. Geol. France*, t. 3, ser. 6, P., 1953.

Raimo Lauerma. On the structure and petrography of the Jperkat dome, Western Grennland. *Bull. Comm. Geol. Finland*, № 215, 1964.

Wilcox R. E., Arie Poldervaart. Metadoterit dike swarm in Bakersville-Ronn Mountain Area, North Carolina. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 69, № 11, 1958.

В. И. Шмыгалев

**ИНТРУЗИИ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД
ОЛАНГСКОЙ ГРУППЫ¹**

В Северной Карелии, между озерами Пяозеро, Соколозеро и Панаярви, расположена так называемая Олангская группа интрузий основных и ультраосновных пород, объединяющая массивы Луккулайсваара, Ципринга и Кивакка.

Эти тела были обнаружены в 1931 году Ю. С. Неуструевым, который их рассматривал как магматические образования архея. По результатам исследований В. И. Выдрина, с 1939 года и до сих пор они относятся к интрузиям протерозойской группы. Дальнейшее изучение массивов и прилегающей к ним территории проводится с перерывами до настоящего времени рядом геологов и геофизиков. Наиболее полно изложены: геология региона К. О. Кратцем (1963) и Л. Я. Харитоновым (1966), петрология олангских интрузий З. А. Бурцевой в 1956 году и в 1966 году А. И. Богачевым и другими, геофизическая характеристика данных массивов А. Л. Фижгойтом и В. К. Поликарповым. Автор в 1955—1957 годах проводил здесь полевые наблюдения для уточнения некоторых вопросов геологии района, структуры плутонов Кивакка, Ципринга и в 1966 году произвел геолого-геофизический анализ интрузии Луккулайсваара.

В данной работе излагается новое представление о структуре и составе массивов Луккулайсваара и Ципринга. Ряд построений основывается на их аналогии с хорошо изученной интрузией Кивакка (В. Н. Нумерова, 1960; В. И. Шмыгалев, 1962) в силу чего, в необходимой степени, здесь приводится и ее описание. Расчет формы интрузии по гравиметрии любезно сделан С. С. Шкорбатовым.

Район Олангских интрузий сложен кристаллическими породами, которые покрыты плащом четвертичных отложений в общем незначительной мощности. Кристаллические образования по существующей в настоящее время хроностратиграфической шкале, автор относит к катархейской, архейской, протерозойской и палеозойской группам (рис. 1).

Наиболее древняя, вероятно, преимущественно катархейская группа, представлена биотитовыми гранито-гнейсами и подчиненными им биотитовыми, биотито-амфиболовыми, амфиболовыми гнейсами, пара- и орто-амфиболитами неодновозрастного беломорского комплекса.

Более молодая, архейская группа объединяет гамму интрузий и прорванные ими метадиабазы, различные сланцы. Последние на рассматриваемой территории сохранились только в виде ксенолитов, стратиграфи-

¹ Статья печатается в дискуссионном порядке.— Примеч. ред.

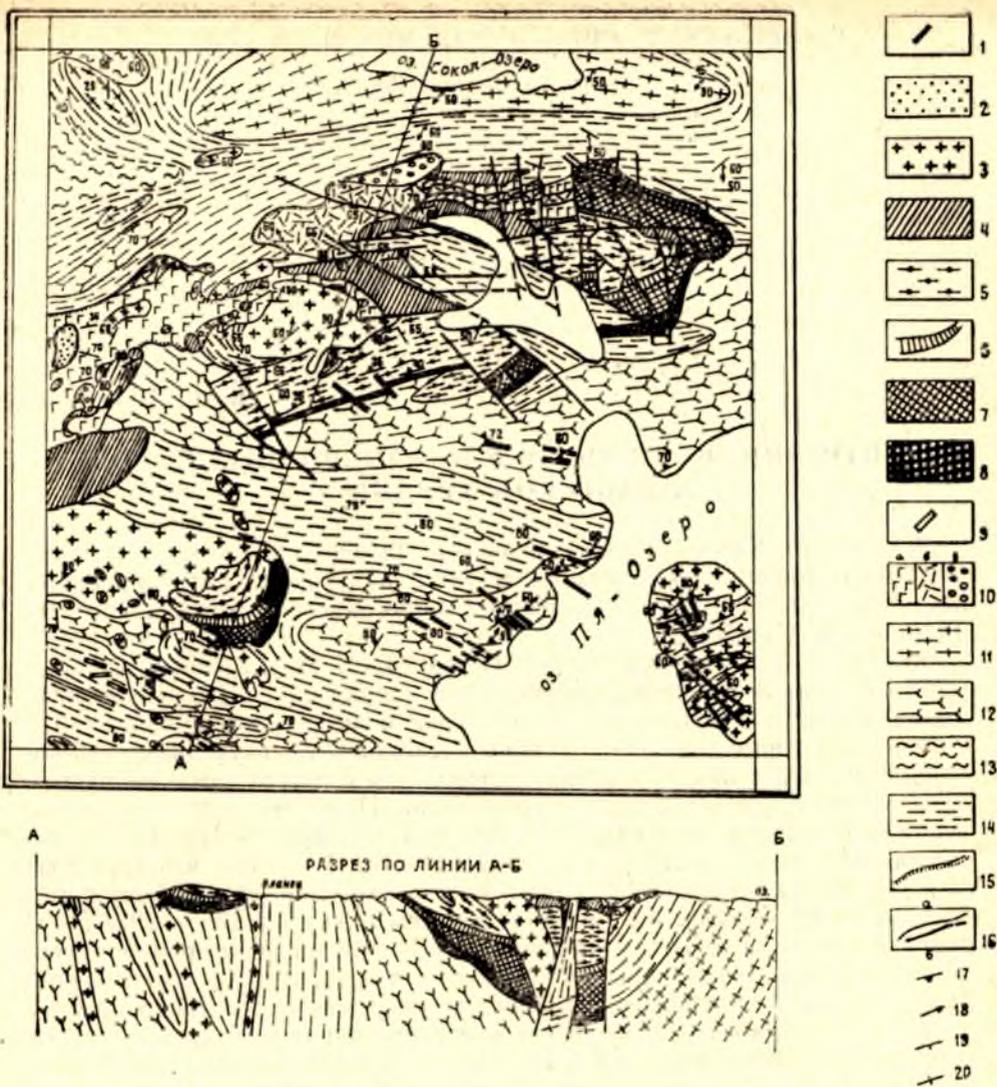


Рис. 1. Схема геологического строения района интрузий Олангской группы. Составил В. И. Шмыгалева по материалам А. И. Богачева, З. А. Бурцевой, В. К. Поликарпова, Л. А. Фижгойта и других, 1966 год:

палеозой (?): 1—дайки диабазов и габбро-диабазов; **средний протерозой:** 2—кварциты и слюисто-кварцевые сланцы; **нижний протерозой:** 3—микропегматитовые граниты, граносиениты, диориты нуоруненского типа; комплекс интрузий Олангской группы: 4—апикальные, частью более древние, метагаббро и метагаббро-диабазы; 5—габбро-нориты и подчиненные им лабрадориты верхних зон; 6—габбро-нориты и пироксениты средних зон; 7—оливиниты, перидотиты, пироксениты нижних зон; 8—донные габбро-нориты и подчиненные им оливиниты, перидотиты, пироксениты; комплекс пород, вмещающих Олангские интрузии—нижний протерозой: 9—дайки метадиабазов и амфиболитов; 10—а) метадиабазы, б) кератофиры, в) аркозы, слюстохлорито-кварцевые сланцы, конгломераты; архей; 11—граниты соколовского типа; 12—диориты таваярвинского типа; катархей; 13—амфилоло-биотитовые, биотитовые гнейсы и подчиненные им амфиболиты; 14—биотитовые гранито-гнейсы и подчиненные им биотитовые гнейсы, амфиболиты; 15—граница несогласного залегания отложений; 16—граница нормального стратиграфического и интрузивного контакта (а), линия тектонического контакта (б); 17—первичномагматические плоскостные текстуры; 18—первичномагматические линейные текстуры; 19—залегание слоистости наклонное; 20—залегание слоистости вертикальное

чески сопоставляются с осадочно-вулканогенным комплексом района оз. Тикшезера. Развитие архейского магматизма началось мелкими телами габбро-амфиболитов, продолжилось возникновением огромных массивов диоритов таваярвинского типа и завершилось образованием соколовских гранитов.

К нижнепротерозойской подгруппе относятся эффузивы основного, среднего и кислого составов с подчиненными им вулканическими брекчиями, граувакками, полимиктовыми, олигомиктовыми и мономиктовыми конгломератами, аркозами, кварцитами, сланцами (спилито-кератофирровая формация) и прорывающими их сначала интрузиями Олангской группы, а затем микропегматитовых пород типа массива Нуорунен.

Среднепротерозойскую группу слагают развитые преимущественно западнее и восточнее рассматриваемой площади мощные толщи кварцитов, карбонатных пород и интрузии главным образом пластовой формы. В основании разреза этих осадков залегают коры выветривания и полимиктовые конгломераты с галькой микропегматитовых пород.

Палеозойскими условно считаются дайки диабазов, секущие все кристаллические образования района.

Интрузии Олангской группы представляют собой межформационные собственно плутоны третьей величины, сопровождаемые жильной фацией. Это эндосинкинематичные, однофазные дифференцированные тела, с явлениями течения. Структура их самостоятельная и несогласная по отношению к вмещающим породам (Н. А. Елисеев, 1953). В целом нижние зоны сложены ультраосновными породами, средние — ультраосновными и основными, а верхние — основными. Породы связаны между собой постепенными переходами и представляют собой нормальный гравитационный ряд. Пост- и послемагматическая стадии развития интрузий проявились в образовании сопряженных систем трещин отдельности, различных по направлению и возрасту разломов и блоковых перемещений по ним.

Массив Кивакка слагает одноименную гору. В плане он имеет форму неправильного полумесяца, обращенного выпуклостью на юго-восток. Длина его 5 км, ширина до 3,5 км, площадь примерно 15 км².

Судя по контурам пород и ориентировке первично магматических текстур, эта интрузия представляет собой плоское, дугообразно изогнутое тело, волнисто падающее на северо-запад под углами, увеличивающимися от 10—30° в северо-восточной части до 50—60° в юго-западной. Предполагается, что магма внедрилась в ослабленную зону между архейско-катархейскими и нижнепротерозойским комплексами. Корни плутона находились, вероятно, в ее северо-западной части, которая срезана более молодой Панаярвинской интрузией микропегматитовых пород. В настоящее время наблюдается только часть массива, как бы гигантский реликт его.

Эндоконтакт массива мощностью 60—100 м сложен мелкозернистыми габбро-норитами с прослоями, линзами пироксенитов, оливинитов. Непосредственно на контакте с более древними образованиями они переходят в тонкозернистые и афанитовые разновидности или сменяются гибридными породами ряда габбро-диоритов — кварцевых диоритов. Во вмещающем комплексе наблюдаются палингенные микропегматиты.

Собственно нижняя зона массива мощностью 500—600 м сложена оливинитами и перидотитами. В средней промежуточной зоне мощностью 100—300 м пироксениты переслаиваются с габбро-норитами и в меньшей мере перидотитами. Верхняя, главная по объему, часть массива мощностью более 1500 м представлена норитами, габбро-норитами и подчиненными им габбро-пегматитами.

Массив Луккулайсваара. Озеро Ципринга с северо-востока обрамляется поднятием, состоящим из ряда скалистых возвышенностей, которое на юго-востоке оканчивается наиболее высокой в этой группе горой Луккулайсваара. Северо-восточнее, юго-восточнее и южнее этого

поднятия находится болотистая, залесенная полого холмистая равнина, закрытая четвертичными отложениями.

До сих пор представление о геологическом строении докембрийских образований этого участка базировалось на результатах изучения его естественно обнаженной части и проходки трех скважин юго-западнее и одной юго-восточнее г. Луккулайсваара. Исходя из имевшихся геологических и геофизических наблюдений, оформившаяся в 1956 году концепция З. А. Бурцевой о том, что интрузия в плане имеет сечение немногим более 3×6 км, круто падает на север, асимметрична по строению, сложена породами основного состава и в небольшой степени ультраосновного, казалось бы, в общем, довольно исчерпывающая.

В 1965 году А. Л. Фижгойт и другие провели комплекс геофизических наблюдений, по результатам которых пришли к выводу о том, что интрузия действительно падает на север, но имеет большую площадь, мощную нижнюю зону ультраосновного состава и сопровождается сателлитами ультрабазитов.

С нашей точки зрения, комплекс геофизических и геологических материалов приводит к выводу о том, что интрузия Луккулайсваара чашеобразной формы с мощной нижней зоной ультраосновного состава. Рассмотрим имеющуюся у нас информацию.

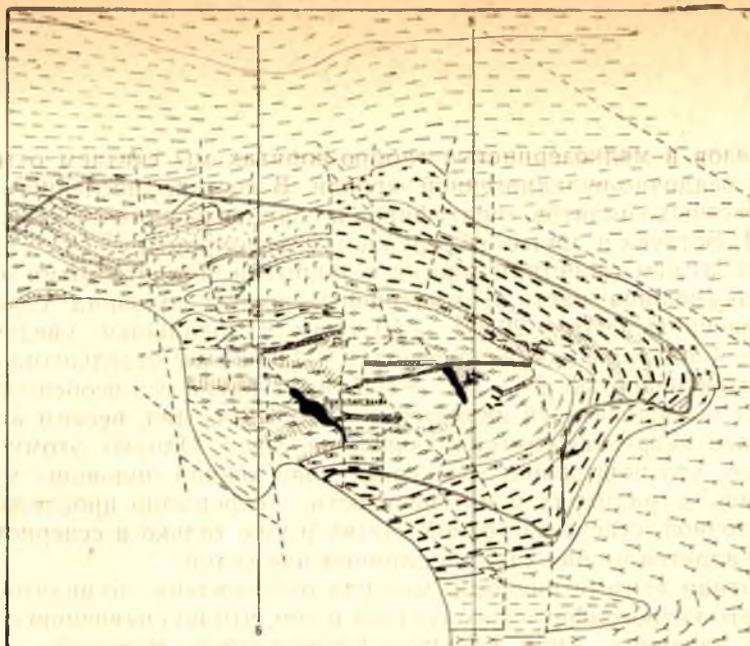
Сила тяжести на фоне малых значений образует аномалию, имеющую форму широко ориентированного эллипса со спрямленной юго-западной частью. Эта аномалия оконтуривается поясом скачкообразного изменения величины G_a . В центре ее обнажаются габбро-нориты и в юго-восточной части пироксениты.

Севернее аномалии обнажаются немагнитные и слабомагнитные гранито-гнейсы и гнейсы со средней плотностью порядка $2,64$ г/см³, а южнее преобладают слабо и сильномагнитные диориты, сиенито-диориты с плотностью $2,72$ — $2,96$ (средн. $2,84$) г/см³. Следовательно, аномалия находится в пределах регионального фона, локально наклоненного к северу. Погружение его поверхности пропорционально разности плотностей пород среднего и кислого состава. Эта поверхность фиксируется разными уровнями площадок малых значений G_a , прилегающих к аномалии.

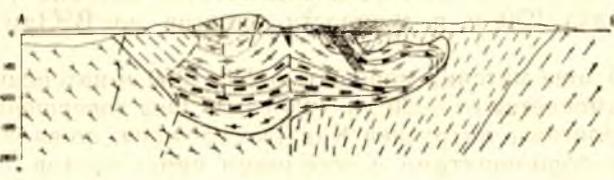
Введением поправки на местный наклон регионального фона (В. В. Федьинский, 1964) получаем график G_x (рис. 2). Ориентировочный расчет последнего дает нам интрузию чашеобразной формы мощностью до 1100 м. При уточнении исходных данных, возможно, окажется, что подошва плутона находится глубже на величину до 20% от вычисленной.

По отношению к рассматриваемой аномалии Буге ее аналитическое продолжение имеет меньшую площадь, занимая центрально симметричное положение. Это также свидетельствует о падении нижних контактов под массив и следовательно фиксирует его чашеобразную форму, вероятнее всего, в общем, подобную плутону Кивакка.

По данным З. А. Бурцевой (1953—1956 годы), у подножия северо-западных склонов г. Луккулайсваара габбро-нориты и их лейкократовые разновидности находятся в непосредственной близости к метагаббро-диабазам и метагаббро или среди них. При приближении к последним в зоне 50—250 м габбро-нориты приобретают мелкозернистое сложение и, подобно метагаббро, характеризуются отчетливо выраженной трахитоидностью. Других данных о соотношении этих пород нет. Массив Луккулайсваара и тела метагаббро находятся в пределах одной гравитационной аномалии и ее аналитического продолжения. Исходя из этого, габбро-нориты, метагаббро и частью метагаббро-диабазы нами рассматриваются как породы глубинной и апикальной частей единого плутона. Здесь обнаруженные в 1950 году О. Н. Анищенковой ксенолиты



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ В-Г

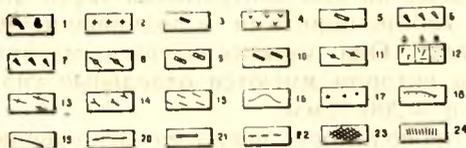
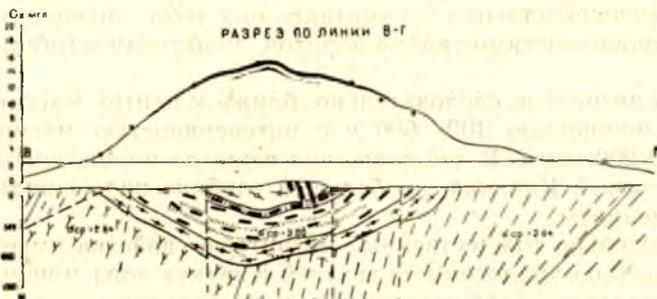


Рис. 2. Схема геологического строения интрузии Луккулайсваара. Составил В. И. Шмыгалев по материалам А. И. Богачева, З. А. Бурцевой, В. И. Поликарпова, А. Л. Фижгой-та, автора и других, 1966 год:

палеозой (?): 1—дайки метадиабазов и метагаббро-диабазов; нижний протерозой: 2—микропегматитовые граниты жильные; интрузия Луккулайсваара—жильная фация; 3—кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы; 4—дайки микрозернистых габбро-норитов с прожилками рудных пироксенитов и электропроводящих габбро-норитов; 5—дайки габбро-пегматита; plutоническая фация, верхний эндоконтакт: 6—метагаббро и метагаббро-диабазы; 7—мелкозернистые габбро-нориты; верхняя зона: 8—габбро-нориты и подчиненные им габбро-лабрадориты, лабрадориты, габбро-пегматиты; средняя зона: 9—габбро-нориты и пироксениты; нижняя зона: 10—перидотиты, оливиниты, пироксениты; нижний эндоконтакт: 11—донные габбро-нориты и подчиненные им перидотиты, оливиниты, пироксениты, частью диабазы, гибридные диориты, кварцевые габбро-нориты; комплекс пород, вмещающих интрузию: 12—метадиабазы, метамандельштейны, метапорфириты (а), кератофиры (б), сланцы и конгломераты (в); архей: 13—гнейсо-граниты, граниты Соколозерского типа; 14—диориты товаряинского комплекса; катархей: 15—гранито-гнейсы; 16—наблюденное значение G_x ; 17—расчетное значение G_x ; 18—геолого-геофизическая граница несогласного залегания отложений; 19—геолого-геофизическая граница нормального стратиграфического и интрузивного контакта; 20—граница петрографических разновидностей пород интрузии Луккулайсваара; 21—контур интрузии Луккулайсваара на глубине по аналитическому продолжению гравитационной аномалии; 22—линия тектонического контакта; зоны электронной проводимости и их проекции: 23—секущие; 24—пластовые

метадиабазов в мелкозернистых габбро-норитах мы считаем отторженцами его осадочно-вулканогенной кровли. В составе последней, кроме давно известных спилитов, кератофиров и сланцев разного состава, в 1965 году А. И. Богачев и другие обнаружили конгломераты.

По магнитным свойствам массив и закрытая четвертичными отложениями его внешняя часть асимметричны: южная половина характеризуется значениями от +20 до +50 гамм с локальным увеличением до +100—+200 гамм, а северная поем — 20 гамм с отдельными аномалиями, интенсивностью до +10—+100 гамм. Такая его особенность для некоторых исследователей является, на первый взгляд, веским аргументом считать интрузию крутопадающей на север. Однако этому противоречит то, что повышенно магнитный пояс южной половины массива, уменьшаясь в размерах и интенсивности, непрерывно прослеживается в его восточной, северо-восточной частях и уже только в северной половине распадается на ряд узких и длинных аномалий.

Магнитная асимметричность массива обусловлена, по-видимому, вариацией его петрографического состава и тем, что по сравнению с южной северная половина, имея меньшую вертикальную мощность, закрыта более толстым слоем наносов. Для этих частей массива разница его мощности порядка 250 м и мощности наносов по ВЭЗам достигает 20—80 м.

В придонной зоне массива мощностью 250—350 м интенсивность магнитного поля изменяется от —20 до +20 гамм. Она совершенно не обнажена, но по аналогии с интрузией Кивакка сложена, по-видимому, мелкозернистыми габбро-норитами с прослоями пироксенитов, оливинитов. Возможно, непосредственно на контакте они тоже сменяются тонкозернистыми разновидностями габбро-норитов, диабазами и гибридными диоритами.

Выше по разрезу и, следовательно, ближе к центру массива расположена зона мощностью 400—600 м с интенсивностью магнитного поля от +20 до +200 гамм. В ней скважина вскрыла пироксениты, а по аналогии с интрузией Кивакка, на большей глубине надо ожидать перидотиты и оливиниты.

Приблизительно тождественные магнитные свойства имеет и предполагаемая здесь по аналогии с интрузией Кивакка зона мощностью 100—150 м переслаивания габбро-норитов и пироксенитов.

Обнаженная верхняя или центральная часть массива мощностью до 1000 м сложена габбро-норитами и подчиненными им лабрадоритами, габбро-пегматитами. Она характеризуется магнитным полем от —20 до +20 гамм, на котором имеются отдельные участки значений повышенных до +50 и +200 гамм.

Электронная проводимость пород, по отношению к гравитационному и магнитному полям образует согласные и секущие аномалии. Пластовые электроаномалии подразделяются на магнитные и немагнитные и в плане имеют форму дуг, открытых на запад. Обнаруживается, что на широтных отрезках аномальные пласты имеют минимальные видимые мощности и расстояния между собой при максимальной интенсивности. На меридиональных отрезках возрастает видимая мощность их, расстояние между ними, но падает интенсивность. Представление объемности такой геометрии электронноаномальных зон и разделяющих их пустых пород показывает, кроме чашеобразности плутона, еще и его пологое погружение на запад.

Незамкнутость электроаномалий на западе увязывается с обрывом аномалии силы тяжести и, по мнению автора, указывает на то, что мы наблюдаем не весь массив, а только его восточную часть.

Секущие электроаномалии связаны с широтно ориентированными дайками габбро-норитов и зонами нарушений.

Наконец, главная масса аномальных значений ВП приурочена к проекции широтного углубления дна массива. Основываясь на этом, можно предполагать, что данная зона наиболее обогащена сульфидами и если это так, то понятна приуроченность к ней известных концентраций серных соединений ряда металлов.

Суммируя геологические, геофизические данные и основанные на них построения, приходим к выводу о том, что массив Луккулайсваара сла- гает одноименную гору и обрамляющую ее депрессию.

Интрузия является первично расслоенным, межформационным плу- тоном, приуроченным к зоне перекрытия архейско-катаархейского осно- вания протерозойским комплексом. Это широтно вытянутое тело, прибли- жающееся к длинной линзе, возможно, двояко выпуклой.

Западная его часть срезана в целом вертикальным разломом северо- западного простирання, на отдельных участках по падению изменяющим наклон своей поверхности до 70° на северо-восток и 25° на юго-запад.

На современном эрозионном срезе рассматриваемая нами восточная часть плутона имеет ширину до 6,5 км, длину более 9 км и мощность в осевой части от нуля на востоке до 1,5—2 км у берега оз. Ципринга.

Подошва плутона сложена катаархейскими гранито-гнейсами, архей- скими диоритами и имеет вогнутую поверхность, полого погружающуюся на запад. В поперечном, меридиональном сечении она падает под массив на флангах под углами порядка 30° и в центре субгоризонтальна.

Кровля сохранилась на северо-западе рассматриваемой части плуто- на и представлена спилито-кератофировой формацией.

Массив сложен ультраосновными и основными породами. В резуль- тате первичной расслоенности и эндоконтактных явлений в нем возникли:

Верхний эндоконтакт	}	Подзона апикальных метагаббро и метагаббро-диа- базов
		Подзона апикальных мелкозернистых габбро-нори- тов
Верхняя зона	}	Подзона габбро-норитов
		Подзона габбро-лабрадоритов электроннопроводя- щих
		Подзона лабрадоритов — габбро-норитов
		Подзона лабрадоритов — габбро-норитов электрон- нопроводящих
		Подзона лабрадоритов — габбро-норитов
Средняя зона	}	Подзона габбро-норитов электроннопроводящих
		Подзона преимущественно габбро-норитов
		Габбро-нориты и пироксениты электроннопроводя- щие магнитные
Нижняя зона	}	Подзона пироксенитов
		Подзона оливинитов — перидотитов электроннопро- водящих магнитных
		Подзона перидотитов — оливинитов
		Подзона перидотитов — оливинитов электроннопро- водящих магнитных
Нижний эндо- контакт	}	Подзона оливинитов — перидотитов
		Подзона донных габбро-норитов и подчиненных им пироксенитов, перидотитов, оливинитов
		Подзона диабазов, гибридных диоритов, кварцевых габбро-норитов

В массиве Луккулайсваара известны асимметричная дифференцированная дайка микрозернистых габбро-норитов и характеризующиеся деформированными структурами линейносекущие тела мелкозернистых и среднезернистых габбро-норитов. Последние З. А. Бурцева считает бластомилонитами. Просматривая ее материалы, выяснили, что такие тела, пересекая габбро-нориты и лабрадориты, сложены только габбро-норитами. Исходя из этого, мы предполагаем, что часть этих тел можно считать деформированными дайками.

Массив Ципринга расположен юго-западнее оз. Ципринга. Южная и особенно юго-западная части его обнажены плохо, вследствие чего оконтурены преимущественно условно. В плане он имеет удлинненную форму, вытянутую в восточно-северо-восточном направлении. Длина его 11 км, ширина 5—8 км, площадь 25 км².

Интрузия залегает в зоне контакта архейско-катаархейских гранито-гнейсов, диоритов, гранитов и стратиграфически их перекрывающих осадочно-вулканогенных образований панаярвинской свиты нижнего протерозоя. После формирования массив был прорван более молодыми протерозойскими микропегматитовыми породами интрузии Варикумпу и дайками диабазов, предположительно, палеозойского возраста.

Массив Ципринга первично расслоен. Судя по ориентировке директивных тектур течения, он падает на северо-северо-запад под углом 35—80°. Его нижняя зона мощностью 300—500 м неоднородного строения: лежащий бок (эндоконтакт) сложен мелкозернистыми и среднезернистыми габбро-норитами, их кварцевыми, порфириновидными разновидностями, а висячий — оливиновыми габброноритами с прослоями пироксенитов и перидотитов.

Серией сбросов преимущественно северо-западного простирания, с образованием тектонической брекчи и милонитов, интрузия разбита на различно смещенные блоки. В результате значительных перемещений последних восточная часть плутона Ципринга, очевидно, была полностью отчленена и в данное время представляет собой уже рассмотренный массив Луккулайсваара.

В свете сходных геологических условий и расположения между интрузиями Кивакка и Луккулайсваара наблюдаемый нами массив Ципринга представляет собой вскрытую эрозией круто падающую часть значительно более крупного, в общем полого залегающего межформационного плутона. Естественно предполагать его продолжение на север, усложненное интрузией микропегматитовых пород Варикумпу и блоковыми перемещениями. Вполне вероятно, что развитые севернее г. Перяваара метагаббро являются породами апикальной зоны глубинного продолжения интрузии Ципринга.

Ниже приводится петрографическая характеристика пород Олангской группы интрузий. Пироксениты и менее мафические породы распространены во всех массивах. Оливиниты широко известны только в хорошо обнаженной интрузии Кивакка и предполагаются в нижних частях массивов Луккулайсваара и Ципринга, закрытых наносами или породами верхних зон. В последнем, правда, известно одно обнажение перидотитов среди оливиновых габбро-норитов на северном склоне г. Пяйнуо. Однако что они собой представляют — самостоятельный шпир или спутник дайкового комплекса (жильной фации массива) — пока совершенно неясно.

Оливиниты представлены темно-серыми, почти черными породами, от мелко- до среднезернистого сложения, среди которых различаются собственно оливиниты и полевошпатовые оливиниты. Для последних характерно пятнистое строение, обусловленное неравномерным распределе-

нием голубовато-белого плагиоклаза. Структура панидиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, а в измененных разновидностях петельчатая. Они состоят из оливина (40—80%); второстепенных — лабрадор-битовнита, гиперстена, авгита, рудных минералов; вторичных — серпентина, хлорита, талька, биотита, амфибола.

Перидотиты отличаются от оливинитов только увеличением количества гиперстена (до 30—70%) за счет оливина.

Пироксениты — породы коричневатого-серого цвета, мелко- до крупнозернистого сложения, редко неравномернозернистого. Структура их панидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая. Главные породообразующие минералы представлены гиперстеном, реже лабрадор-битовнитом, второстепенные — оливином и рудными минералами. Из вторичных минералов присутствуют тальк, амфибол, серпентин, биотит, хлорит, эпидот, цоизит, серицит, очень редко гранат.

Габбро-нориты представляют собой темно-серые породы от микрозернистых до крупнозернистых переходных к габбро-пегматитам; они состоят из породообразующих — лабрадор-битовнита (50—70%), гиперстена, авгита, иногда оливина; второстепенных рудных минералов и акцессорного апатита. Вторичные минералы представлены биотитом, амфиболом, серпентином, тальком, соссюритом, скаполитом и кварцем.

Нориты аналогичны габбро-норитам и отличаются от них отсутствием моноклинного пироксена.

Габбро-лабрадориты и лабрадориты — светлого, зеленовато-серого и серовато-белого цвета, среднезернистые массивные или тонкополосчатые породы. Габбро-лабрадориты состоят из лабрадора; второстепенных — гиперстена, авгита, оливина; вторичных — амфибола, талька, биотита, цоизита, серицита, карбоната, лейкоксена, кварца и скаполита. К лабрадоритам отнесены породы, в которых содержание цветных минералов меньше 10%.

Габбро-пегматиты — массивные, грубозернистые породы. Большею частью они амфиболизированы. Амфиболизация связана с автометаморфизмом и в меньшей мере — с контактным воздействием микропегматитовых гранитов. Они состоят из породообразующих минералов — андезина, авгита, редко гиперстена, второстепенных рудных минералов; акцессорных — апатита, циркона, иногда турмалина; вторичных — актинолита, обыкновенной роговой обманки, биотита, хлорита, кварца (редко опаловидного), эпидота, цоизита, скаполита, серицита, мусковита, микроклина.

Рудные минералы массивов Кивакка, Ципринга и Луккулайсваара представлены (в порядке количественного убывания) пирротинитом, пиритом, халькопиритом, ильменитом, магнетитом, пентландитом, гематитом, рутилом, марказитом, бравоитом, борнитом и сфалеритом.

Средний химический состав горных пород массивов ближе всего к оливиновым габбро-норитам (А. Н. Заварицкий, 1944). Разнообразие пород от оливинитов до габбро-пегматитов и лабрадоритов возникло в процессе выполнения камеры магмой, частично раскристаллизованной и дифференцированной. Кристаллизация магмы началась до заполнения камеры и закончилась в ней. Она происходила в основном одновременно с движением магмы, в силу чего плутоны относятся к типу первично паракристаллических. В зонах эндоконтактов магма наиболее быстро раскристаллизовалась, образовав афанитовые диабазы, габбро, габбро-нориты от мелко- до тонкозернистых, и только небольшая часть ее, ассимилировав вмещающие породы, изменилась до диоритов. Остальная часть магмы кристаллизовалась медленнее с одновременной гравитационной дифференциацией, в результате чего возникли нижние зоны

оливинитов — перидотитов — пироксенитов; средние пироксенитов — габбро-норитов и верхние габбро-норитов — габбро-лабрадоритов — габбро-пегматитов. Движения, продолжавшиеся в неполностью раскристаллизованной магме, привели к тому, что сначала между отдельными полосомами различных пород возникли как резкие контакты, так и постепенные переходы, а позже образовались единичные трещины, заполнившиеся остатками жидкой фазы центральной зоны массива. Вероятнее всего, именно так возникли дайки микрозернистых и других габбро-норитов.

Медно-никелевое сульфидное оруденение

Рудопроявление интрузий Олангской группы генетически относится к ликвационному, ликвационному переотложенному, пневматолитовому, гидротермальному и вторичному типам, уже широко освещенным в литературе. В связи с этим мы остановимся, главным образом, лишь на новом представлении о распределении оруденения.

В интрузии Луккулайсваара выявлены три электроннопроводящих немагнитных горизонта среди основных пород верхней зоны, один электроннопроводящий магнитный горизонт в средней зоне основного — ультраосновного состава и два электроннопроводящих магнитных горизонта в нижней ультраосновной части массива. Эта комбинация методов и уже опубликованные геологические наблюдения, в первую очередь, по массиву Кивакка (В. И. Шмыгалев, Э. В. Мурова, 1962 и др.) позволяют сделать следующие выводы о ликвационном оруденении интрузий Олангской группы: а) концентрация сульфидов возрастает с глубиной; б) сульфиды распределены не равномерно, а зонально, закономерно; в) содержание никеля и меди повышается с увеличением основности пород; г) в интрузии Ципринга рудные горизонты возможны, но относительно современной поверхности на больших глубинах, чем в остальных массивах этой группы.

Ликвационный переотложенный тип оруденения ассоциирующий с дайками норитов пока обнаружен только в массиве Луккулайсваара и, по предложению Л. Я. Харитоновой, связан с другой самостоятельной интрузией, еще не вскрытой эрозией. Приведенные данные о строении массива показывают, что здесь одна, а не две интрузии, и этот наиболее никеленосный тип оруденения формировался в максимально длительно кристаллизовавшейся части данного плутона, а может быть и остальных.

По особенностям минерализации и другим факторам месторождение Васкиваара автор генетически связывает с гидротермальной стадией формирования массива Ципринга, в пределах которого оно расположено. В. Н. Нумерова (1960) и другие это же месторождение относят к производным более молодых гранитов.

Таким образом, новым в представлении о строении интрузий Олангской группы и их оруденении является:

1. Пологое, а не круто падающее на север залегание массивов Луккулайсваара и Ципринга.

2. Сульфидная вкрапленность обогащает отдельные зоны, параллельные гравитационной расслоенности плутонов, и ее незакономерное распределение практически отсутствует.

3. Повышенные концентрации медно-никелевых сульфидов надо ожидать в нижних, еще не вскрывавшихся частях массивов.

4. Если раньше интрузии Олангской группы сопоставляли с Мончегорским плутоном, то уже теперь можно говорить об их аналогии по морфологии, расчлененности, в какой-то степени петрографическому составу и рудоносности.

ЛИТЕРАТУРА

- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. Изд. АН СССР, 1944.
Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, 1963.
Нумерова В. Н. Основные и подчиненные им ультраосновные породы олангского типа. Геология СССР, т. 37, Карельская АССР, 1960.
Федынский В. В. Разведочная геофизика. Изд. «Недра», 1964.
Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд. «Недра», 1966.
Шмыгалев В. И., Э. В. Мурова. Интрузия Кивакка. Магматические образования Кольского полуострова. Изд. АН СССР, 1962.

А. И. Богачев, М. Г. Попов

**НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
МАССИВА ХЮРСЮЛЯ (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)****ВВЕДЕНИЕ**

Хюрсюльский массив основных — ультраосновных пород относится к габбро-гипербазитовой формации.

Геологические и геофизические исследования в его пределах проводились с 1945 по 1957 гг. партиями Северо-Западного геологического управления и Западного геофизического треста. В результате проведенных геологических работ большинство геологов (З. А. Бурцева, Е. М. Михайлюк, Е. П. Молоткова, Г. Т. Макеенко, М. Е. Зильбер и др.) пришли к выводу, что Хюрсюльская интрузия является дифференцированной, сложенной метаоливинитами, метаперидотитами, метапироксенитами, амфиболизированными габбро- и габбро-анортозитами. Западный контакт массива, по данным бурения, является крутопадающим, тектоническим, восточный — не был вскрыт. Петрологические и петрохимические особенности интрузива не изучались.

Геологическая характеристика массива

Хюрсюльский массив основных — ультраосновных пород расположен к северу от озера Суриярви и вытянут в субмеридиональном направлении. Его длина около 10 км, ширина 2,5—3 км. Залегает он в осадочно-вулканогенных образованиях нижнего протерозоя (рис. 1).

Морфология и внутреннее строение массива пока не ясны, но по ряду косвенных геологических и геофизических данных можно предположить, что Хюрсюльская интрузия является полого расслоенной и падающей на ЮВ. Это также подтверждается пространственным расположением ультраосновных пород и габброидов в пределах массива (рис. 1) и элементами залегания трахитоидности в метаперидотитах (азимут простирания СВ 50°, падение на ЮВ 140° под углом 40—50°).

В строении интрузии (от лежащего бока к висячему) принимают участие следующие разновидности пород: метаоливиниты, метаперидотиты, магнезиально-кальцевые метапироксениты, железистые пироксениты, горнблендиты, амфиболовые феррогабброиды.

Внутри отдельных крупных слоев, сложенных вышеперечисленными породами, отмечается более тонкая расслоенность, имеющая двух- реже трехчленное строение. В средних горизонтах массива переслаиваются метаперидотиты с метапироксенитами, иногда к ним присоединяются ме-

таоливиниты, а в верхних — горнблендиты с феррогабброидами. Переходы между породами сравнительно постепенные, иногда четкие. Мощность мелких слоев варьирует от 1—4 мм до 0,5—2 м.

Кроме того, в пределах массива встречаются дайки габброидов, секущие метаперидотиты и метапироксениты (скважина 40).

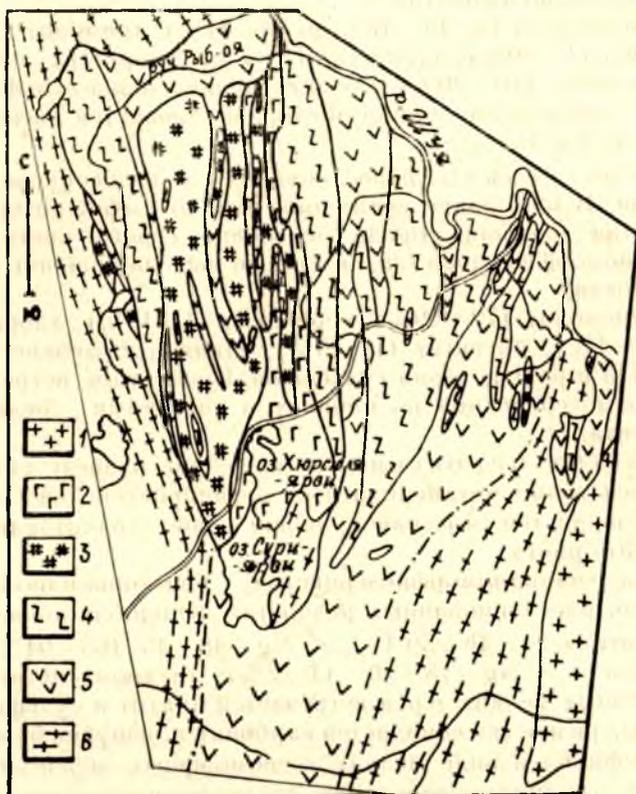


Рис. 1. Схема геологического строения района массива Хюрсюля. Составил М. Г. Попов по материалам автора, Мустанен А. А., Михайлюк Е. М. (1954); Зильбер М. Е. (1956): 1—граниты рапакиви; 2—феррогабброиды и пироксениты; 3—метаперидотиты, метаоливиниты и серпентиниты по ним; 4—нерасчлененная толща эффузивов андезито-дацитового состава, их пирокластов и осадочных пород; 5—метадиабазы, метагаббро-диабазы, метагаббро; 6—нерасчлененные архейские и протерозойские граниты, гранито-гнейсы

Петрографическая характеристика пород массива

Первыми и наиболее ранними породами, кристаллизовавшимися в массиве, являются метаоливиниты и метаперидотиты. Далее их во времени последовательно сменили пироксениты, горнблендиты, феррогаббро.

Метаоливиниты слагают придонные части массива. Они представлены мелкозернистой плотной породой темно-серого цвета. В настоящее время метаоливиниты полностью серпентинизированы, в них часты жилки серпентина, карбоната, магнетита. Структура петельчатая, поперечно-волокнистая.

Состав: серпентин (55—90%), иддингсит или булингит (10—20%), магнетит (10—20%), карбонат (0—2%). В некоторых сильно измененных разностях количество карбоната достигает 10—15%, появляется тальк.

Метаперидотиты расположены в средних частях массива. Это мелкозернистая порода почти черного цвета. Структура бластопойкилитовая, поперечно-волоконная.

Состав: серпентин (от 40—47% до 75—81%), тремолит (2—35%), реликты оливина (1—20%), иддингсит (1—7%), хлорит (2—4%), карбонат (0—3%), магнетит (10—20%) и редкие мелкие зерна сульфидов. Состав оливина (по замерам на столике Федорова) меняется вверх по разрезу от $Fa_{15}For_{85}$ до $Fa_{21}For_{79}$.

Метапироксениты переслаиваются с вышеописанными метаперидотитами. В настоящее время они нацело амфиболлизированы. Это мелкозернистая плотная порода зеленовато-серого цвета. Структура бластопанидиоморфнозернистая, в сильно рассланцованных разностях лепидобластовая.

Состав: тремолит (72—99%), серпентин (1—15%), хлорит (0—5%), карбонат (0—1%), магнетит (1—15%), единичные мелкие реликты бурого амфибола и редкие зерна сульфидов. Кроме того, встречены мелкие псевдоморфозы серпентина по оливину и участками — редкие чешуйки бурого биотита.

Железистые пироксениты вверх по разрезу сменяют переслаивающуюся толщу метаперидотитов-метапироксенитов. Они представлены среднезернистой массивной, порой слабо трахитоидной, породой темно-зеленого цвета.

Структура панидиоморфнозернистая, бластопанидиоморфнозернистая, в сильно рассланцованных разностях лепидобластовая.

Состав: авгит с $2v=48-50^\circ$ (\otimes), с: $Ng=48-45^\circ$ (65—94%); бурая роговая обманка с с: $Ng=18-20^\circ$ (1—7%); титаномагнетит (1—15%). В виде единичных мелких зерен встречается апатит и сульфиды. В сильно измененных разностях появляется карбонат и чешуйки бурого биотита.

Бурый амфибол в виде мелких ксеноморфных зерен (0,2—0,8 мм) развит между таблицами пироксена, корродируя последние. Часто мелкие изометричные зерна бурого амфибола находятся в виде пойкилитовых вростков в пироксенах, а иногда наоборот, мелкие зерна моноклинного пироксена расположены в бурой роговой обманке. Такие взаимоотношения авгита и баркевикита, по-видимому, свидетельствуют о кристаллизации амфибола на последних стадиях кристаллизации пироксена и о повышении парциального давления воды в этот период. В тесной связи с зернами бурой роговой обманки развиты крупные (до 3 мм) зерна титаномагнетита каплевидной, октаэдрической и неправильной формы. Титаномагнетит часто развит в пределах зерен бурой роговой обманки и между зернами моноклинного пироксена.

Бледно-зеленая роговая обманка развивается как по пироксенам, так и по бурому амфиболу и титаномагнетиту.

Горнблендиты постепенно вверх по разрезу сменяют железистые пироксениты. Это среднезернистые трахитоидные породы темно-зеленого цвета.

Структура бластопанидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая.

Состав: сине-зеленая роговая обманка с $2v=58-62^\circ$ (\otimes), с: $Ng=9-16^\circ$ (80—96%); бурый амфибол (баркевикит) с $2v=48-51^\circ$ (\otimes), с: $Ng=18-20^\circ$ (1—18%); титаномагнетит (1—10%).

В виде редких удлиненных и изометричных зерен встречается апатит. Также присутствуют единичные мелкие зерна сульфидов, встречается карбонат.

Полевошпатовые горнблендиты образуют прослои в горнблендитах. Отличаются они от последних содержанием мелких ксеноморфных зерен плагиоклаза (5—15%). Структура их порфириовидная, бластопризматическизернистая.

В шлифе 40—12 (глубина 55,5 м) порфириовидные выделения представлены крупными зернами титаномагнетита и бурой роговой обманки, расположенными в мелкозернистой амфиболо-полевошпатовой массе.

Это, очевидно, свидетельствует о первичной кристаллизации из расплава амфибола и титаномагнетита, затем к ним присоединился плагиоклаз.

По экспериментальным данным (Йодер и Тилли, 1965), кристаллизация из базальтового расплава амфиболов вместо пироксенов происходит при величине парциального давления воды превышающей 1400 бар.

Феррогаббро слагают апикальные части массива. Они представлены среднезернистыми, трахитоидными, порой полосчатыми породами темно-зеленого цвета. Структура габбровая, габбро-офитовая.

Минералогический состав: сине-зеленая роговая обманка с $2v = 58-61^\circ$ (\otimes), $c:Ng = 12-15^\circ$ (40—48%); плагиоклаз альбит (48—57%); титаномагнетит (3—7%). В измененных разностях появляются редкие зерна карбоната и эпидота (до 2%). Кроме того, в породе встречаются редкие реликты бурой роговой обманки.

Характеристика титаномагнетитового оруденения

В пироксенитах, горнблендитах и феррогабброидах Хюрсюльского массива развит в основном сегрегационный и переходный к фуззивному тип титаномагнетитового оруденения. Идиоморфные октаэдрические, реже каплевидные и изометрические зерна титаномагнетита расположены среди темноцветных минералов. Характерно наличие изолированных или не полностью изолированных включений силикатов и карбоната в зернах титаномагнетита, обуславливающих причудливые, часто скелетные формы зерен. Иногда наблюдается замещение магнетита сине-зеленой роговой обманкой.

В шлифах и аншлифах (40—7, 40—9, 40—13) по взаимоотношениям рудных и силикатных минералов отчетливо видно, что титаномагнетит кристаллизовался в конце кристаллизации авгита, но одновременно с бурой роговой обманкой.

В слабо измененных породах ильменит и магнетит развиты в виде пластинчатых или решетчатых сростаний, в которых разнообразные по величине пластинки ильменита располагаются параллельно плоскостям октаэдра в магнетите, образуя тонкую решетку.

По данным экспериментальных исследований (Ramdorg, 1926), распад ильменит-магнетитовых твердых растворов происходит при температурах 400—700°.

В более интенсивно измененных и трещиноватых породах внутреннее строение и внешняя форма зерен титаномагнетита отличаются от вышеописанных рядом особенностей. В этих породах зерна титаномагнетита имеют неправильную удлиненную и жилковатую форму. Часто встречаются обособленные выделения ильменита. Иногда в зернах сине-зеленой роговой обманки наблюдаются контуры бывших зерен титаномагнетита, подчеркиваемые реликтивными пластинками ильменита.

Здесь в титаномагнетите не встречается правильных пластинчатых и решетчатых сростаний ильменита с магнетитом. Ильменит в пределах магнетита образует неправильной формы выделения.

Перераспределение включений ильменита в магнетите было достигнуто Рамдером (Ramdor, 1926) путем нагревания титаномагнетита при температурах 800—1200°.

Аналогичный тип титаномагнетитового оруденения отмечен в пироксенитах и габброидах Пилгуярви, Кольский полуостров (В. А. Масленников, 1957).

На основании вышеприведенных фактов в породах массива Хюрсюля выделяются два этапа амфиболизации. Первый этап амфиболизации связан с обособлением рудной (титаномагнетитовой) магмы, когда резко увеличилось содержание воды и летучих в ней.

В этот период из магматического расплава кристаллизуются титаномагнетит и бурая роговая обманка, одновременно происходит амфиболизация ранее выделившихся пироксенов и серпентинизация оливинов по зонам трещиноватости.

Второй этап амфиболизации связан с постмагматическим аллометаморфизмом, когда происходило рассланцевание пород и развитие синезеленой роговой обманки по всем ранее образованным силикатным минералам и зернам титаномагнетита.

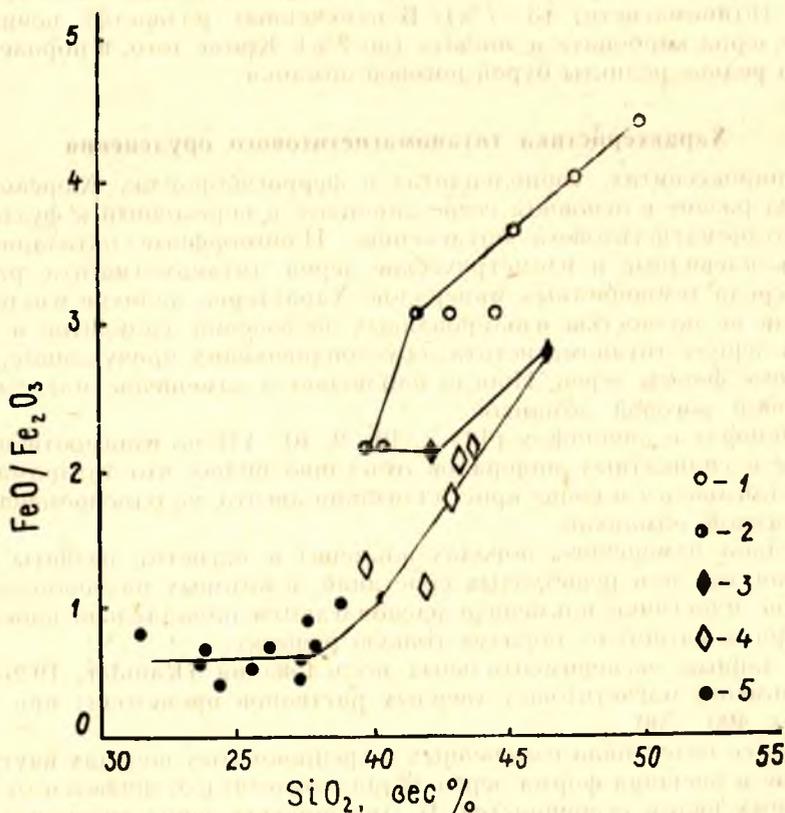


Рис. 2. Диаграмма FeO/Fe₂O₃ (весов. %) пород массива Хюрсюля:

1—феррогабброиды; 2—горнблендиты; 3—железистые пироксениты; 4—кальциево-магнезиальные металипироксениты, 5—металипироксениты, метаоливиниты

Петролого-петрохимическая характеристика Хюрсюльского массива

Весь путь кристаллизации магмы Хюрсюльского массива можно разбить на четыре этапа.

В первый этап формирования интрузии происходила ранняя кристаллизация одного высокомагнезиального оливина, чему соответствует горизонтальное положение кривой на двойных диаграммах (рис. 2—4)

$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} - \text{SiO}_2$; $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3} - \text{SiO}_2$ и $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (весов. %). В кристаллической фазе увеличилось содержание SiO_2 при постоянном

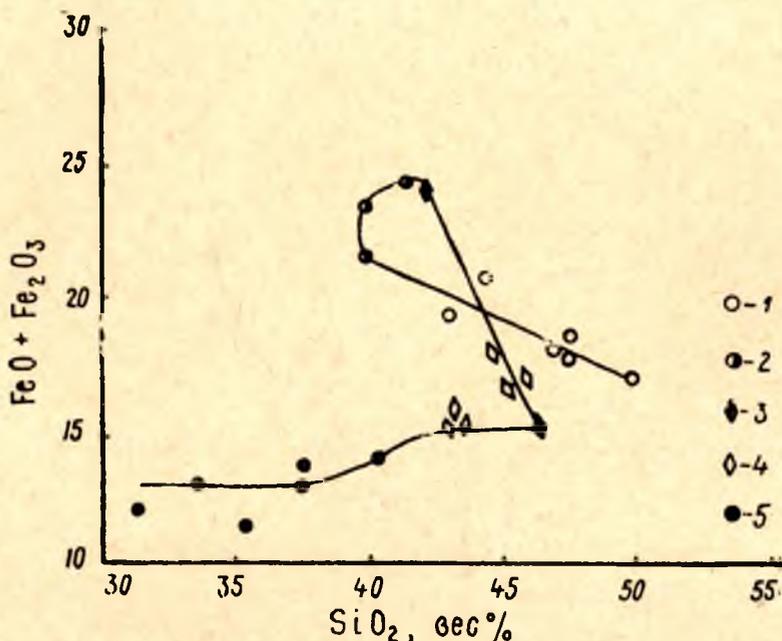


Рис. 3. Диаграмма $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (весов. %) пород массива Хюрсюля (условные обозначения смотри на рис. 2):

содержанию $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$. В этот период формировались метаоливиниты с хромовой минерализацией (содержание Cr_2O_3 0,34—0,55%).

Второй этап кристаллизации отображается на вышеупомянутых диаграммах слабо выпуклой кривой, направленной вверх вправо, что свидетельствует о постепенном значительном увеличении содержания FeO и небольшом повышении содержания SiO_2 в конденсированной фазе. Этому периоду соответствует формирование метаперидотитов и метапироксенитов. Особенно четко второй этап кристаллизации, идущий с значительным увеличением содержания CaO в кристаллической фазе, при незначительных колебаниях в содержании суммарного железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) и значительном понижении содержания MgO , отображается почти горизонтальной линией к стороне $\text{MgO} - \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ на тройной диаграмме $\text{MgO} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 6).

Аналогичный характер кривая второго этапа кристаллизации имеет и на четверной диаграмме $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 7).

Для этого этапа характерна сульфидная минерализация.

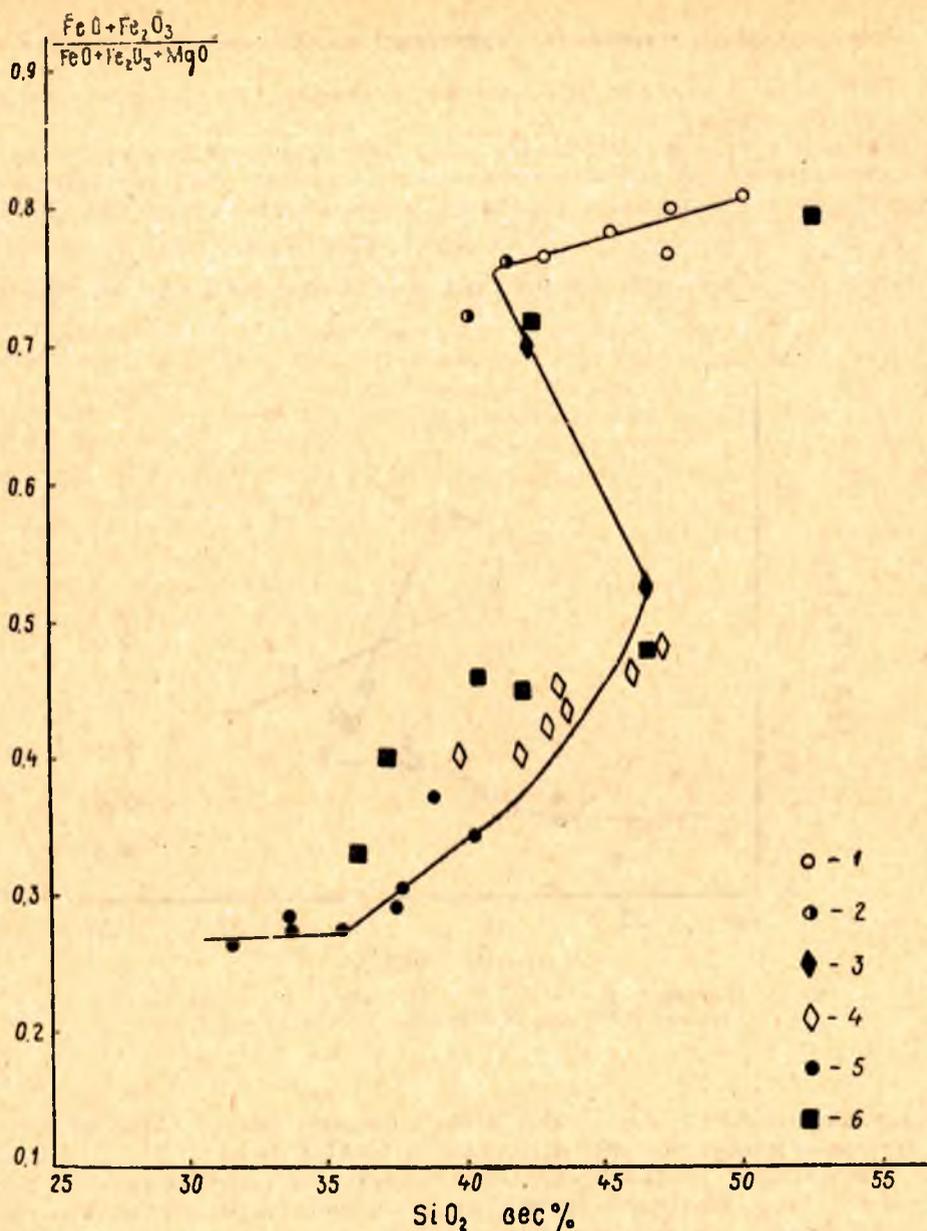


Рис. 4. Диаграмма $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$ — SiO_2 (весов. %) пород массива Хюрсюля:

1—феррогабброиды; 2—горнблендиты; 3—железистые пироксениты; 4—кальциево-магнезиальные метاپироксениты, метапериidotиты; 5—метапериidotиты, метаоливиниты; 6—Пилгуярви

Третий этап кристаллизации характеризуется резкими перегибами линий: на двойной диаграмме $\frac{FeO}{Fe_2O_3}$ — SiO_2 вниз влево, а на диаграммах $FeO + Fe_2O_3$ — SiO_2 ; $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$ — SiO_2 ; MgO — $FeO + Fe_2O_3$ — $K_2O + Na_2O + CaO$ и $SiO_2 + Al_2O_3$ — MgO — $FeO + Fe_2O_3$ — $CaO + Na_2O + K_2O$ — вверх влево. Он сопровождается значительным увеличением

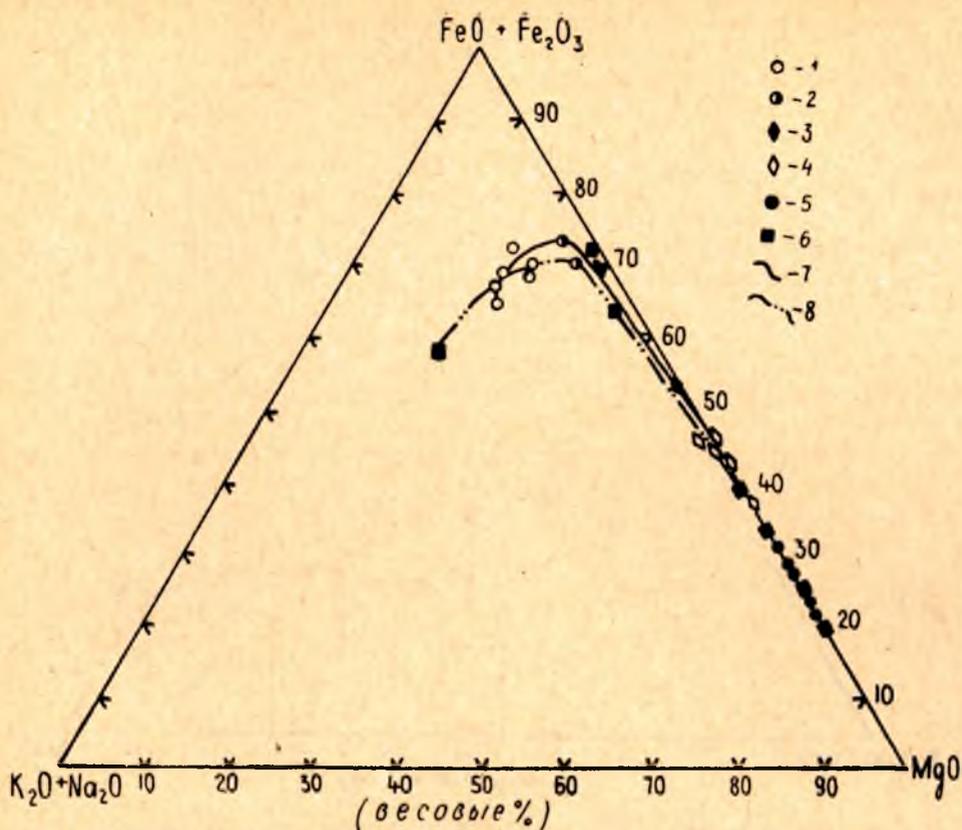


Рис. 5. Диаграмма $MgO-FeO+Fe_2O_3-K_2O+Na_2O$ (весов. %) для массивов Хюрсюля и Пилгуярви:

Хюрсюльский массив: 1—феррогабброиды; 2—горнблендиты; 3—железистые пироксениты; 4—кальциево-магнезиальные метапироксениты, метаперидотиты; 5—метаперидотиты, метаоливиниты; 6—массив Пилгуярви. Пути кристаллизации магмы: 7—Хюрсюльского массива; 8—Пилгуярви

содержания в конденсированной фазе Fe_2O_3 и FeO , небольшим уменьшением содержания SiO_2 и MgO при незначительном увеличении содержания щелочей (K_2O+Na_2O) и CaO , что соответствует кристаллизации железистых пироксенитов и горнблендитов с титаномагнетитовым оруденением (содержание TiO_2 колеблется от 1,23 до 3,42%).

Четвертый, заключительный, этап кристаллизации сопровождается увеличением в кристаллической фазе SiO_2 , Al_2O_3 , щелочей (K_2O+Na_2O) и CaO при продолжающемся незначительном увеличении FeO и понижении содержания MgO . Содержание Fe_2O_3 повышается в начале кристаллизации и уменьшается к концу ее.

Этот этап соответствует образованию феррогабброидов с титаномагнетитовым оруденением (содержание TiO_2 3,88—2,91%).

На диаграммах (рис. 2—7) $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} - SiO_2$; $\frac{FeO}{Fe_2O_3} - SiO_2$; $FeO + Fe_2O_3 - SiO_2$ и $MgO - FeO + Fe_2O_3 - K_2O + Na_2O$ (весов. %) видно сходство пути кристаллизации Хюрсюльской интрузии и системы $MgO - FeO - Fe_2O_3 - SiO_2$ (Osborn, 1959) в условиях постоянства общего состава при полной фракционной кристаллизации. Результатом этой кристаллизации явилась остаточная габброидная жидкость с высоким содержанием суммарного железа, приведшая к образованию феррогабброидов.

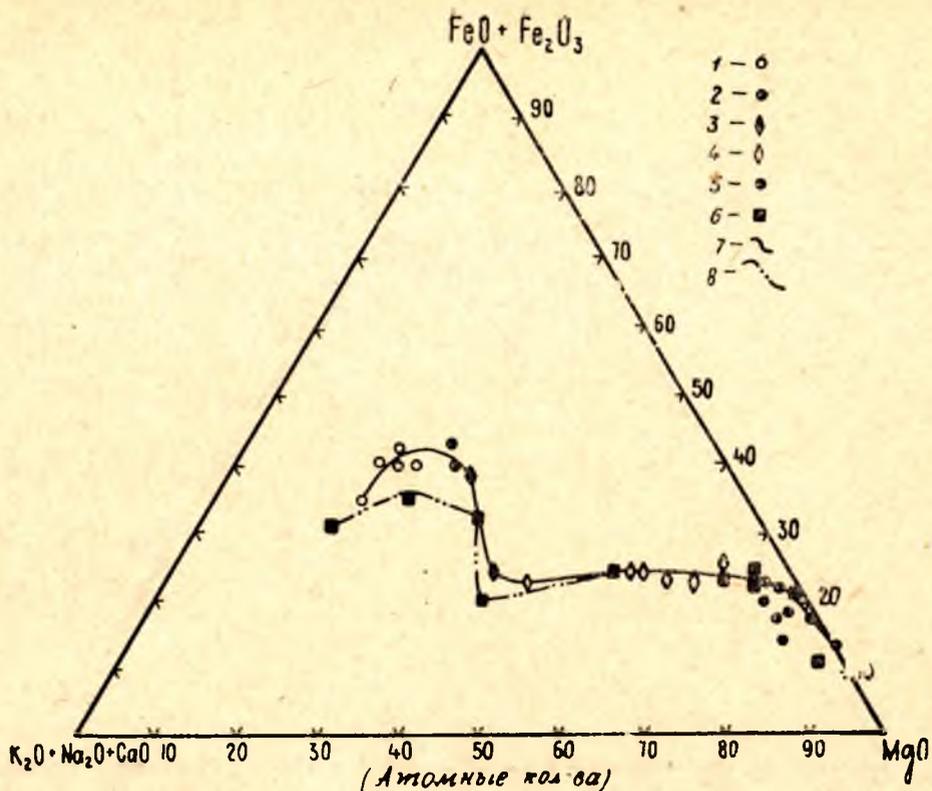


Рис. 6. Диаграмма $MgO - FeO + Fe_2O_3 - K_2O + Na_2O + CaO$ (атомные кол-ва) для пород массивов Хюрсюля и Пилгуярви

Кривая пути кристаллизации исходной магмы Хюрсюльского массива в общем направлена вверх (рис. 2—5), причем изломы линии указывают на некоторые отличия физико-химических условий (PO_2 , PH_2O и др.) кристаллизации Хюрсюльской магмы от экспериментальных.

Таким образом, общее направление кристаллизации исходной магмы Хюрсюльского массива характеризуется увеличением содержания FeO ,

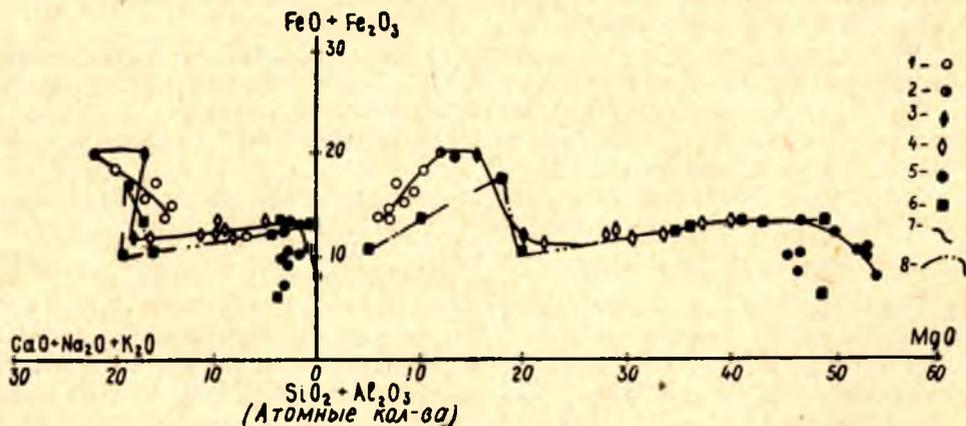


Рис. 7. Диаграмма $SiO_2 + Al_2O_3 - MgO - FeO + Fe_2O_3 - CaO + Na_2O + K_2O$ (атомные кол-ва) для пород массивов Хюрсюля и Пилгуярви (условные обозначения см. на рис. 5)

при небольшом изменении в содержании SiO_2 , то есть наблюдается толеитовый или феннеровский путь кристаллизации.

На вариационной диаграмме породообразующих окислов (рис. 8) наглядно отображается поведение их в процессе становления Хюрсюльской интрузии.

На тройной диаграмме $\text{MgO}-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (весов. %) по форме кривая кристаллизации Хюрсюля сходна с Скаэргаардской, но в отличие от нее резко смещена к стороне $\text{MgO}-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, что обусловлено более основным составом Хюрсюльской магмы и бедностью ее щелочами ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) по сравнению с Скаэргаардской (см. рис. 5 к статье автора «Магматические формации района Хюрсюля — Кивач», помещенной в этом же сборнике).

При сравнении путей кристаллизации магм Хюрсюльского массива (КАССР) и Пилгуярвинской интрузии (Кольский п-ов) на петрохими-

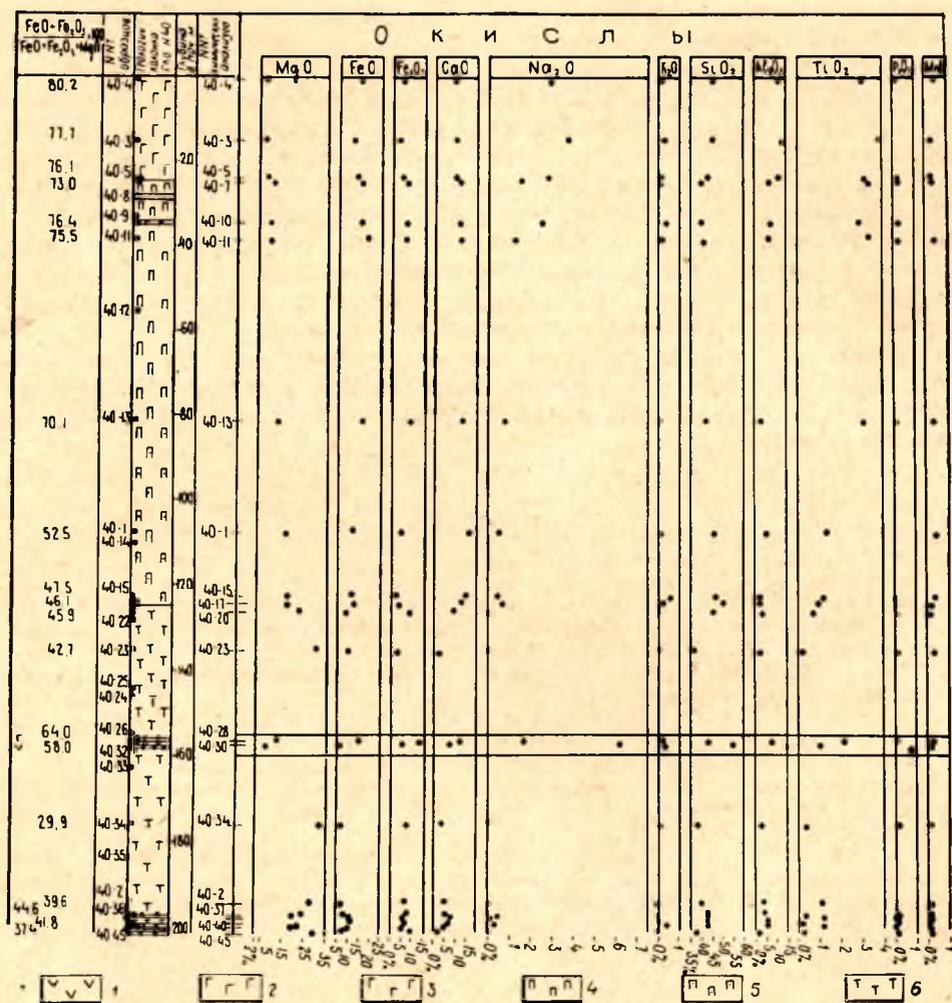


Рис. 8. Вариационная диаграмма породообразующих окислов для пород массива Хюрсюля (скважина 40):

1—жила Спессартита; 2—жила амфиболлизированного габбро; 3—феррогаббро с прослоями горнблендита; 4—горнблендиты с прослоями феррогаббро; 5—железистые пироксениты; 6—переслаивание металеридотитов и метапироксенитов

ческих диаграммах (рис. 4—7) видно, что их кривые почти полностью совпадают. Исходя из этого, можно сделать предположение, что исходные магмы и пути их кристаллизации в обеих интрузиях были идентичны. Кроме того, намечается сходство в их возрастном и геологическом положении (залегают в протерозойских осадочно-вулканогенных толщах и прорывают эффузивные основные породы).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Хюрсюльская интрузия в целом представляется как однофазная медленно затвердевавшая от основания к кровле. Формирование пород массива происходило в результате полной фракционной гравитационно-кинетической дифференциации магмы.

В становлении интрузии грубо намечаются три этапа, которым соответствует определенный тип оруденения: начальный (Cr_2O_3), средний (сульфиды) и конечный (титаномагнетит).

В начальный период кристаллизации Хюрсюльская магма была резко обеднена летучими и водой, парциальное давление кислорода было ничтожным — об этом косвенно свидетельствует выделение высокомагнетизального оливина ($\text{Fe}_{15}\text{Mg}_{85}$). На конечной же стадии, соответствующей кристаллизации железистых пироксенитов, горнблендитов и феррогабброидов с титаномагнетитом и апатитом, содержание воды, летучих и парциальное давление кислорода в магме значительно возросло.

Кроме того, породы Хюрсюльского массива несут следы двух этапов амфиболизации. Первый этап является автотаморфическим и связан с обособлением рудной титаномагнетитовой магмы.

Второй этап амфиболизации аллотаморфический. В этот период произошло общее расланцевание пород массива и начала развиваться сине-зеленая роговая обманка по силикатным минералам и зернам титаномагнетита.

ЛИТЕРАТУРА

- Кеннеди Дж. О роли воды в магме. Сб.: «Земная кора», изд-во ин. лит., 1957.
- Кратц К. О. О титаномагнетитовом оруденении в южнокарельских основных породах Южной Карелии и о генезисе магматических титановых месторождений. Матер. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 2, 1954.
- Лапин В. В. О ликвации некоторых фосфор- и фторсодержащих расплавов. Тр. ИГН, вып. 106, петрограф. серия, № 30, 1949.
- Масленников В. А. К вопросу о генезисе сегрегационно-магматического титаномагнетитового оруденения. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 7, 1957.
- Фишер Р. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях. Сб.: «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования», изд-во ин. лит., 1954.
- Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. „Amer. Jour. of Science”, v. 257, November, 1959.
- Osborn E. F. Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. „Amer. mineralogist”, v. 47, № 3—4, 1962.

В. А. Соколов, А. П. Светов

О НЕКОТОРЫХ ТИПАХ ТЕКСТУР ТЕЧЕНИЯ В ОСНОВНЫХ ЛАВАХ ЯТУЛИЯ

Перед вулканологами, изучающими современные излияния лав и хорошо сохранившиеся вулканические аппараты четвертичного и даже третичного времени, вопрос о направлении течения лавы обычно не возникает. Они наблюдают сам процесс течения лав или видят потоки в застывшем виде с четко выраженными морфологическими формами течения. Этим, пожалуй, и можно объяснить тот факт, что текстуры и структуры течения в современных и молодых лавах не привлекли до сих пор должного внимания вулканологов, хотя этот вопрос имеет первостепенное значение для понимания механизма формирования древних вулканогенных комплексов. Поскольку в древних вулканогенных образованиях исследователю приходится восстанавливать строение в разной степени эродированных и метаморфизованных вулканических построек, то важное значение приобретают самые различные структурно-текстурные признаки течения древних лав, сохранившиеся на поверхности и внутри потоков, то есть в разных эрозионных срезах. Достоверность выводов зависит также от возможности определения течения по сумме признаков, взаимно контролируемых. В последние годы в литературе (Е. К. Устиев, 1956; S. Wood, 1964; П. Я. Ярош и Г. Н. Старцев, 1960) стали появляться указания на отдельные признаки течения в мезозойских и палеозойских лавах.

В наиболее молодых среднепротерозойских основных породах Карелии — лавах суйсарского вулканического комплекса — некоторые первичные текстуры течения на поверхности потоков были отмечены В. М. Тимофеевым (1935) и М. А. Гиляровой (1941). Однако систематическое изучение первичных текстур течения лавы в практике геологов-докембристов еще не применяется, хотя изучением древних эффузивов, в частности на Балтийском щите, занимаются многие геологи (В. Г. Загородный, Д. Д. Мирская, С. Н. Сулова, 1964; Л. Н. Потрубович и А. К. Симон, 1966; М. А. Гилярова, 1966 и др.).

Поэтому некоторый методический интерес может представлять опыт изучения первичных текстур течения в лавах ятулийского вулканического комплекса (В. А. Соколов и др., 1965), который накоплен при комплексном геолого-литологическом исследовании ятулийских отложений Центральной и Южной Карелии. В ходе этих работ, начатых в 1961 году

в районе Сегозера, В. А. Соколовым совместно с Л. П. Галдобиной, Ю. И. Сацуком, А. В. Рылеевым и К. И. Хейсканеном были описаны текстуры течения на поверхности лавовых потоков (корки и струи течения), а также внутри их (сгустки миндалин, «червеобразные», миндалины, «языки» шаровых лав). Наличие всех перечисленных, а также некоторых новых текстур течения было установлено А. П. Световым, начавшим работы по теме с 1963 года, во всех районах развития ятулийских основных эффузивов в Центральной Карелии.

Ниже дается описание типов текстур течения, которые были отмечены на поверхностях и внутри ятулийских лавовых потоков непосредственно в обнажениях.

Волнистые поверхности лавовых потоков. В ряде обнажений на поверхности лавовых потоков, сложенных хлоритизированны-

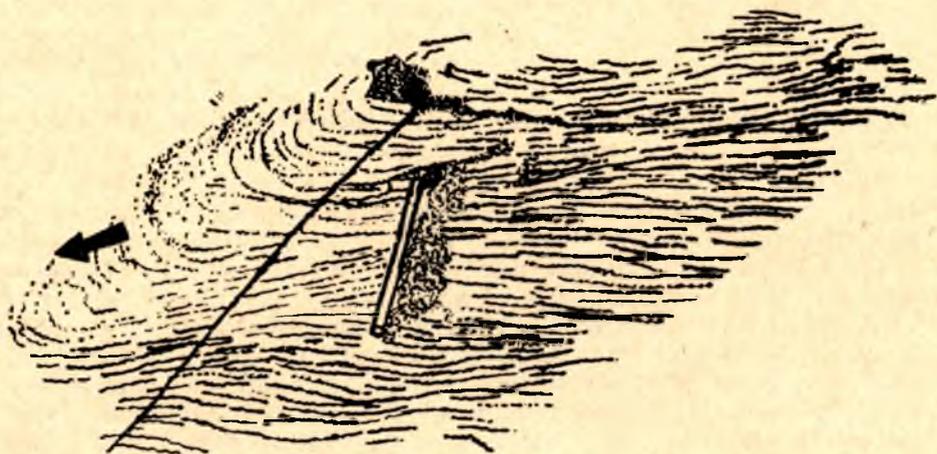


Рис. 1. Волнистая поверхность лавового потока

ми, мелкозернистыми диабазами, отмечались волнистые (ребристые) образования. Эти пологие и узкие (до 3 см), довольно выдержанные по простиранию симметричные валики, напоминающие по форме канатные лавы, иногда имеют ветвящуюся форму. В плане обнажения (на площади более 30 м²) видно, что отдельные части волнистой поверхности, дугообразно изгибаясь, принимают языкообразную форму. При этом изгибы дуг направлены в одну сторону, поэтому направление их максимального изгиба в сторону выпуклой части принимается нами за направление течения лавового потока (рис. 1, табл. 1, фото 1). Лучше всего описываемые формы выражены в обнажениях на южном берегу и на острове Шенонсари оз. Сегозера.

Струи течения лавы. На поверхности одного из лавовых потоков в обнажениях на левом берегу р. Суны ниже плотины Гирвас была описана лавовая струя, которая представляет в плане вытянутую полуовальную поверхность (форма языка) длиной 1,0—1,2 м при ширине 0,5—0,7 м. На этой поверхности, сложенной мелкозернистыми диабазами с редкими миндалинами, наблюдаются дугообразные, асимметричные лавовые «волны» высотой 3—7 см, длиной 7—12 см, расположенные выпуклостями в сторону замкнутой части овала и поперек удлинения. В центральной части в местах изгиба лавовых «волн» наблюдается их расширение, а крутые склоны «волн», обращенные в сторону выпук-

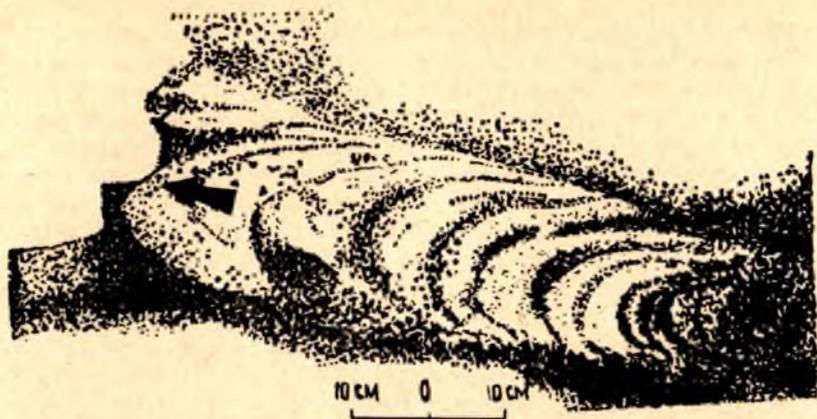


Рис. 2. Струя течения лавы

лостей создают впечатление наплывания их друг на друга в направлении течения лавы (рис. 2, табл. I, фото 2). Описываемые образования внешне напоминают струи течения лавы, которые впервые наблюдал В. М. Тимофеев (1916) на острове Суйсари.

Ориентированное расположение шаров в шаровой лаве. Важным признаком, позволяющим установить направление течения лавового потока, является ориентировка отдельных удлиненных или эллипсообразных шаров в массе шаровой лавы. В исследованном районе шаровые лавы описаны в довольно многочисленных обнажениях, однако только в некоторых из них встречаются отчетливо ориентированные шары грушевидной формы или же шары, деформированные под влиянием соседних «наплывающих» шаров (рис. 3, табл. I, фото 3, табл. II, фото 2), позволяющие судить о направлении перемещения верхней части лавового потока, аналогично тому как это было указано С. Вудом (S. Wood, 1964) для более молодых лав. В цементирующей мандельштейновой или мелкозернистой, интенсивно хлоритизированной (реже эпидотизированной) основной массе нередко удается наблюдать полочатость с отчетливым обволакиванием отдельных шаров. При этом в «цементе» отмечается иногда ориентированное расположение не только



Рис. 3. Ориентированное расположение шаров в шаровой лаве

удлиненных миндалин, но и даже крупных газовых полостей трубчатой формы, которые в некоторых случаях могут быть использованы в качестве самостоятельной текстуры течения.

С помощью описанного текстурного признака было установлено направление движения лавовых потоков в районе озер Сегозера, Селецкого, а также в районе дер. Шалговара. Однако следует иметь в виду, что для установления направления течения по шаровым лавам пригодны только те их обнажения, в которых отсутствует сланцеватость.

Ориентированное расположение обломков корочки закалки в автобрекчии. Ряд описанных лавовых потоков в верхней части имеет хорошо выраженную автобрекчию, представляющую собой породу, состоящую из обломков разломанной корочки закалки

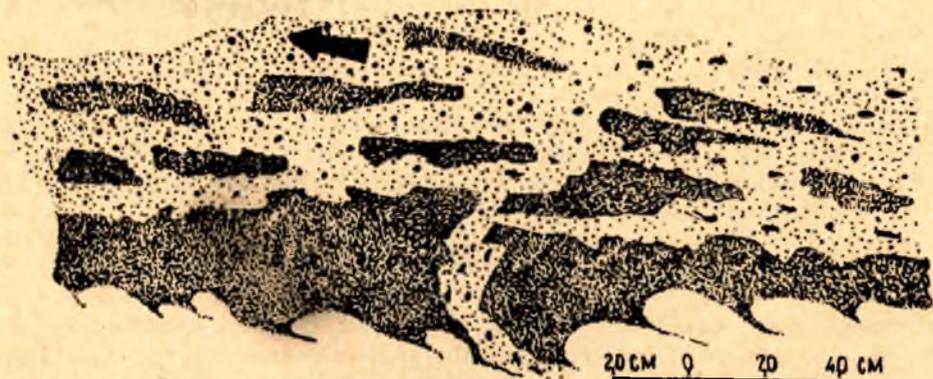


Рис. 4. Ориентированное расположение обломков в автобрекчии

поверхности потока, которые сцементированы мандельштейновой массой. Нередко в обнажениях можно видеть, что длинные оси обломков корочки закалки имеют некоторую ориентировку, а в цементирующей их массе устанавливается полосчатое строение, часто подчеркиваемое ленточным расположением мелких миндалин. В некоторых случаях можно наблюдать, что отдельные обломки как бы наползают друг на друга и образуют своеобразную «торосовидную» текстуру. Однако такие наплывы или нагромождения обломков описаны только в одном случае и, вероятно, являются довольно редкими специфическими образованиями.

Наблюдения над автобрекчиями необходимо проводить на возможно большей площади обнажения. Только после расчистки обнажений по ориентированному расположению обломков, полосчатости цементирующей массы можно установить направление течения лавы (рис. 4), как это было сделано нами в Глухой губе оз. Сегозера и в районе оз. Селецкого.

Ориентировка «червеобразных» удлиненных миндалин. Среди различных типов мандельштейнов, слагающих кровлю лавовых потоков, нередко встречаются мандельштейны, содержащие «червеобразные» удлиненные миндалины, по которым можно судить о направлении течения лавы, так как в этом случае представляется редкая возможность одновременно наблюдать обилие ориентированных миндалин.

В этих мандельштейнах многочисленные миндалины имеют неправильную, вытянутую и изогнутую форму, размеры их 1—1,5, реже 4—5 см в длину, при ширине 0,5—1,0 см. Вытянутые миндалины располагаются обычно в целом параллельно друг другу, а по отношению к поверхности лавового потока бывают ориентированы различно: параллельно, верти-

кально или под некоторым углом к ней. В ряде обнажений было установлено, что по мере приближения к кровле потока ориентировка миндалин меняется. Вертикальные и расположенные под различными углами к поверхности миндалина ближе к кровле сменяются горизонтально (параллельно поверхности) ориентированными миндалинами. При этом выше зоны мандельштейнов с червеобразными миндалинами залегают мандельштейны с округлыми миндалинами, переходящие к кровле потока в пенистые лавы. Было установлено, что наклонно рас-



Рис. 5. Ориентировка „червеобразных“ миндалин

положенные миндалины загнуты обычно в пределах одного покрова в одном направлении, то есть в направлении течения лавы (рис. 5)¹. Подобные наблюдения были сделаны в районе озер Сегозера, Селецкого и Янгозера.

Столбообразные скопления миндалин. Довольно часто в средней или нижней частях потоков в зоне, сложенной диабазовыми порфиритами, встречаются скопления различных по величине миндалин. Эти скопления имеют форму цилиндров, столбов, овалов, расположенных вытянутой стороной перпендикулярно к подошве и к кровле потоков, а иногда изогнутых в своей верхней части. Длина их от 0,3—0,7 до 2,0 м, диаметр до 0,5 м. В поперечном срезе, параллельном поверхности лавового потока видно, что форма большинства скоплений миндалин округлая, овальная, неправильно-округлая или чаще всего сплюснутая, вытянута в некотором направлении.

Контуры скоплений миндалин резкие, они подчеркиваются оторочкой мелких, округлых миндалин по периметру скоплений. В этом срезе видно, что круглые и вытянутые миндалины внутри скоплений располагаются либо цепочками, либо концентрируются вокруг центра или асимметрично к нему с раздувами в каком-то определенном направлении. В случае асимметрично построенных столбообразных скоплений мелкие округлые миндалины образуют нередко многочисленные поперечные дугообразно изогнутые полуконцентрические полосы, наибольшая

¹ Определение направления течения лавы по этому признаку требует дополнительного изучения (примеч. редколлегии).

выпуклость которых выдерживается в одном направлении, обусловленном течением лавы (рис. 6, табл. II, фото 1). В пределах одного крупного обнажения можно видеть большое разнообразие форм этих скоплений, которые ориентированы обычно несколько различно (колебания до 30—45°), но в целом в направлении, которое устанавливается при статистической обработке результатов многих замеров. Описываемые скопления

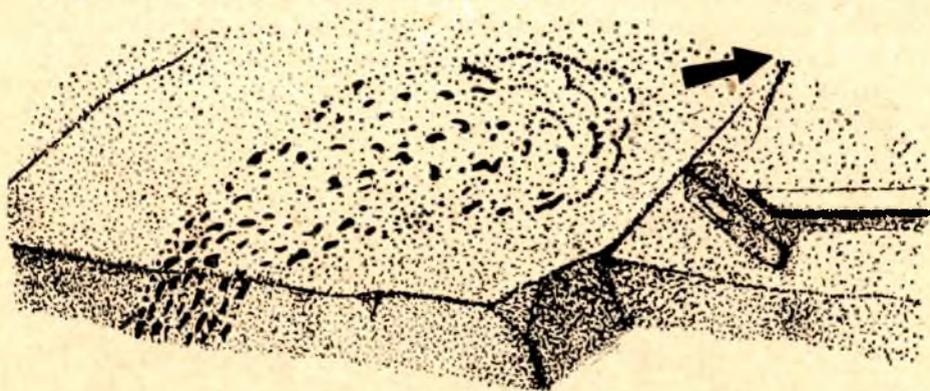


Рис. 6. Ориентировка скоплений миндалин

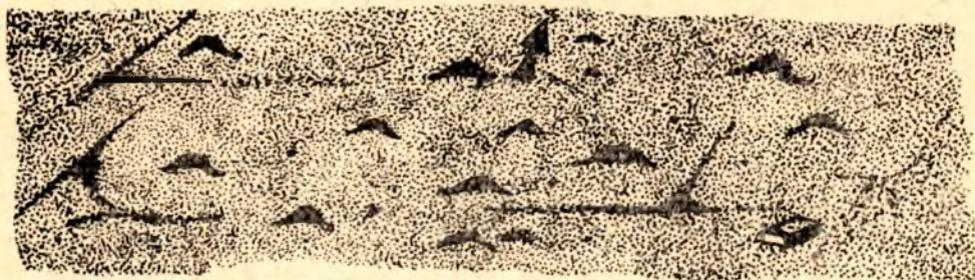


Рис. 7. Ориентировка серповидных миндалин

миндалин, подобные тем, которые были описаны П. Я. Ярошем и Г. Н. Старцевым (1960) в зеленокаменных породах Урала, а Е. К. Устиевым (1956) в лавовом потоке долины р. Монни, отмечены во всех районах развития пород ятулийского вулканического комплекса.

Серповидные миндалины. В некоторых лавовых потоках в зоне перехода от диабазовых порфиритов к мандельштейнам происходит формирование большого количества крупных миндалин—газовых пузырей, вытянутых преимущественно параллельно кровле лавового потока и ориентированных в одном направлении (рис. 7, табл. II, фото 3). В поперечном срезе эти миндалины имеют изогнутую с выпуклостью вверх форму, а в продольном сечении — удлинённый газовый канал. В зависимости от размеров серповидных миндалин наблюдается правильность их формы и отчетливость ориентировки. Наиболее крупные из них (4—5 см × 10—15 см) принимают совершенную форму и резко выраженную ориентировку, более мелкие (1—2 см × 3—4 см) имеют округлую неправильную форму и их ориентировка улавливается с трудом.

Таблица I.



Фото 1. Волнистая поверхность лавового потока. Южный берег оз. Сегозера



Фото 2. Струя течения лавы в лавовом потоке. Порог Гирвас, р. Суна



Фото 3. Шаровые лавы. Западный берег оз. Сегозеро, дер. Погост

Таблица II.

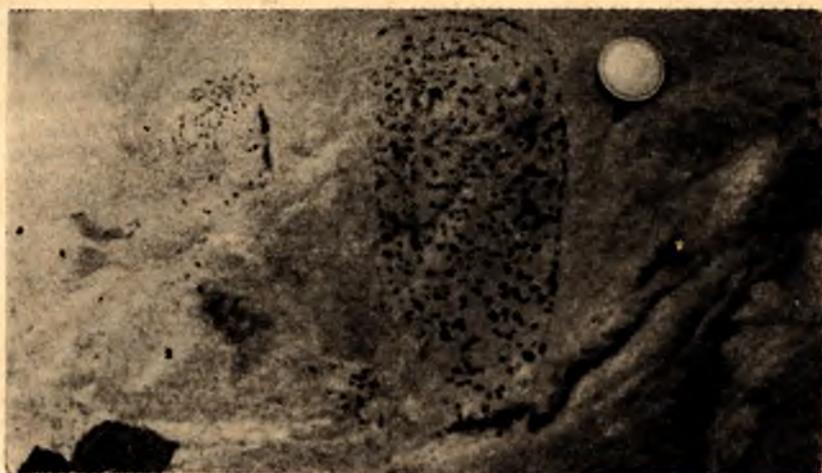


Фото 1. Скопления минералов в порфиритах подошвы потока. Южный берег оз. Сегозера

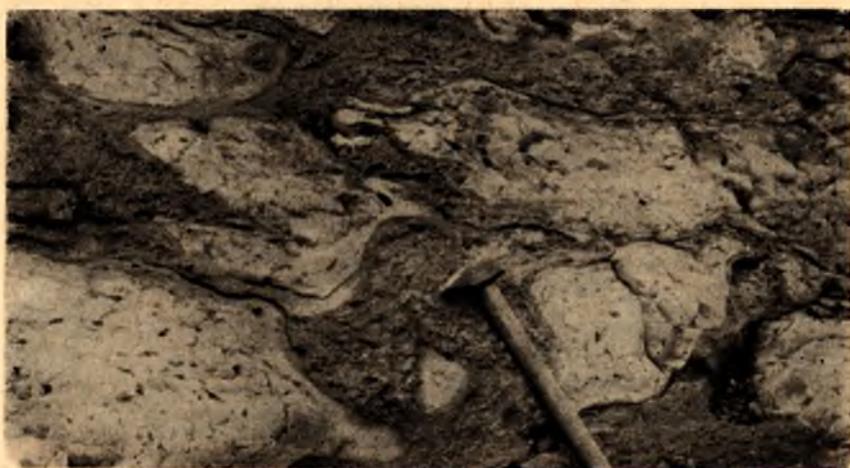


Фото 2. Шаровые лавы. Остров Лехта-II, оз. Сегозеро



Фото 3. Серповидные минералы. Остров Шенонсари, оз. Сегозеро

Массовые замеры направления течения по этой текстуре показывают, что колебания величин замеров здесь очень небольшие, и поэтому данная текстура может считаться одной из самых достоверных, тем более, что она находится на некотором удалении от кровли лавового потока, исключая влияние второстепенных факторов на направление течения лавы.

Достоверное определение направления течения лавы возможно только по сумме нескольких признаков, дополняющих друг друга, а также при учете конкретных геологических данных (изменение мощностей и количества лавовых потоков по простиранию, наличие прослоев туфов и др.), как это было установлено на практике при изучении ятулийских эффузивов. Действенность рекомендуемой методики можно иллюстрировать тем, что при использовании комплексного подхода во время изучения ятулийских эффузивов Центральной Карелии, когда учитывалась сумма данных как по разным текстурам течения, так и характеру изменения мощностей и количества потоков и фаціальным изменениям во вмещающих осадочных породах, вначале были намечены предполагаемые районы центров излияний, а затем установлены и сами подводящие каналы.

Таким образом, эта методика получила апробацию практикой работы и результатами. Выявление первичных текстур течения в древних вулканических породах будет способствовать развитию палеовулканологических исследований в докембрии, на необходимость развития которых указывалось в частности в решении Петрозаводского совещания (1963) по литологии докембрийских метаморфических толщ.

ЛИТЕРАТУРА

- Гилярова М. А. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Изд. ЛГУ, 1941.
- Гилярова М. А. Опыт изучения древних эффузивов и пирокластов. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, М., 1966.
- Загородный В. Г., Д. Д. Мирская, С. Н. Сулова. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. «Наука», М.—Л., 1964.
- Потрубович Л. Н., А. К. Симон. Стратиграфия прогиба Имаандра — Варзуга — Сосновка (на Кольском п-ове). Журн. «Вестник» МГУ, серия IV, Геология, 3, 1966.
- Соколов В. А., Л. П. Галдобина и др. Новый вулканический комплекс в протерозое Карелии. ДАН СССР, № 3, т. 161, 1965.
- Тимофеев В. М. Об остатках поверхности лавового потока в Суйсарской древневулканической области. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. XXXVIII, 1916.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М.—Л., 1935.
- Устиев Е. К. Некоторые особенности механизма происхождения пористости лав на примере позднечетвертичного трахибазальтового потока долины р. Монни. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 12, 1956.
- Ярош П. Я. и Г. Н. Старцев. О первичных текстурах в зеленокаменных породах Илевского района на Среднем Урале. Тр. Свердловского горного ин-та, вып. 35, 1960.
- Wood S. Some structures in the Darladian pillow lavas at the Tajvallich Peninsula. Argill. Geological Magazine, vol. 101, № 6, 1964.

В. И. Робонен, С. И. Рыбаков

О ТЕКСТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ВУЛКАНИТОВ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ РАЙОНА ЧАЛКА — ХАУТАВААРА (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

В восточной части Балтийского щита широко развиты отложения нижнего протерозоя, значительная часть которых представлена вулканогенными образованиями (лавы, туфы, туффиты). Одним из таких районов является Хаутаваарско-Чалкинская зона нижнего протерозоя (Южная Карелия). Здесь выделялись вулканиды основного состава (метадиабазы, метапорфириты и сланцы по ним), переслаивающиеся с первичноосадочными отложениями (графитистые, серицито-кварцевые и другие сланцы) и амфиболовыми сланцами и амфиболитами (К. О. Кратц, 1963). Метадиабазы и метапорфириты рассматривались как вулканогенные образования на основании наличия в них миндалекаменных текстур. Характеристика же амфиболовых сланцев и амфиболитов ограничивалась описанием минералогического состава и подчеркиванием их сланцеватой текстуры. Каких-либо данных о генетической природе этих пород, за исключением предположения о магматическом происхождении амфиболитов, исходя из повышенного содержания в них лейкоксена, известно не было.

Естественно, что этих данных было недостаточно для определения генетической природы указанных пород, в связи с чем в 1964—1965 гг. было проведено детально изучение их текстурных особенностей, которое позволило уже в ходе полевых работ более определенно судить о генетической природе развитых здесь геологических образований, а также об их истинном залегании (о положении кровли и подошвы пластов).

Несмотря на сильную степень метаморфизма (до зелено-сланцевой и амфиболитовой фаций) рассматриваемых пород парандовской (хаутаваарской) серии нижнего протерозоя района Чалка — Хаутаваара, описывавшихся ранее как амфиболовые сланцы и амфиболиты, в них удается наблюдать текстурные признаки, характерные для лавовых потоков и пластов туфов и туффитов.

Присущие туфам особенности были выявлены также в кислых вулканидах (кварцевых и плагиопорфирах), которые ранее принимались за интрузивные образования.

Для андезитовых лавовых потоков характерны пузыристые (миндалекаменные), крупнопузыристые текстуры, амфиболовые обособления, зональное строение потоков и шаровые лавы, а для туфов и туффитов — слоистость и ритмичная слоистость.

Тектурные признаки лав среднего состава

Метаэффузивы образуют потоки мощностью от 5 до 50 м. В современном виде они представлены мелко- и среднезернистыми породами серовато-зеленого цвета, сложенными альбитом, кварцем, плагиоклазом (№ 30—35), а также биотитом, клиноцоизитом и хлоритом.

В качестве аксессуарных минералов встречаются сфен, ильменит, магнетит, циркон, апатит. Амфибол представлен зеленой роговой обманкой, нередко образующей порфириобласты, проросшие кварцем. Встречаются участки с реликтовой порфириковой структурой. Вкрапленники представлены пластинками плагиоклаза, иногда зонального, интенсивно замещенного агрегатом из цоизита, альбита, серицита. Основная масса полностью раскристаллизована и рассланцована.

Судя по минеральному и химическому (см. табл.) составу, рассматриваемые метаэффузивы представлены андезитовыми и андезито-дацитовыми лавами.

Химический состав метаэффузивов

Окислы	№ образца, весов. %								Андезит (по Дели)	Дацит (по Дели)
	204/19	196/1	229/12	556/1	164/4	55/2	55/3	934		
SiO ₂	59,80	56,82	63,34	60,76	55,90	60,52	61,93	69,60	59,59	65,68
TiO ₂	0,77	0,98	0,83	0,87	0,94	0,77	0,71	0,88	0,77	0,57
Al ₂ O ₃	15,83	16,92	18,17	16,02	16,06	14,87	13,94	15,99	17,31	16,25
Fe ₂ O ₃	0,97	1,90	1,12	0,81	1,41	1,90	1,57	1,57	3,33	2,38
FeO	4,22	6,37	3,24	6,55	6,13	4,75	4,94	0,11	3,13	1,90
MnO	0,05	0,17	0,08	0,13	0,19	0,13	0,10	0,03	0,18	0,06
MgO	3,03	3,68	1,48	3,27	4,62	5,72	6,66	0,75	2,75	1,41
CaO	6,43	7,54	4,90	3,58	8,62	3,51	2,23	1,84	5,80	3,46
Na ₂ O	2,93	3,14	4,28	2,23	4,07	1,13	1,13	5,14	3,53	3,97
K ₂ O	2,02	0,70	0,85	1,50	0,30	2,98	3,06	3,50	2,04	2,67
P ₂ O ₅	0,04	—	—	0,25	—	0,13	—	0,01	0,26	0,15
H ₂ O	0,14	0,24	0,10	0,26	0,29	0,44	0,30	0,09	1,26	1,50

204/19 — андезитовая лава, р-н дер. Мулдусельги, аналитик Н. П. Лебедева.

196/1 — андезитовая лава, Мулдусельгское месторождение, аналитик Н. П. Лебедева.

229/12 — андезитовая лава, р-н дер. Мулдусельги, аналитик Н. П. Лебедева.

556/1 — андезитовая лава, р-н дер. Мулдусельги, аналитик Н. П. Лебедева.

164/4 — андезитовая лава с шаровой текстурой, р-н Корбозера, аналитик Т. М. Брагина.

55/2 — туф, р-н Корбозера, аналитик В. А. Доильницына.

55/3 — туф, р-н Корбозера, аналитик В. А. Доильницына.

934 — кварцевый порфир, р-н Хаутаваара, скв. 180, гл. 25,4 м, аналитик В. А. Чикишева.

Андезит (по Дели).

Дацит (по Дели).

Пузыристые миндалекаменные текстуры в лавах образованы миндалинами, выполненными карбонатом, кварцем, реже альбитом. Карбонатные миндалины, представляющие в плане вытянутые линзочки или изометричные образования размером от первых мм до 2—3 см по длинной оси, обычно образуют скопления в виде полос согласных со сланце-

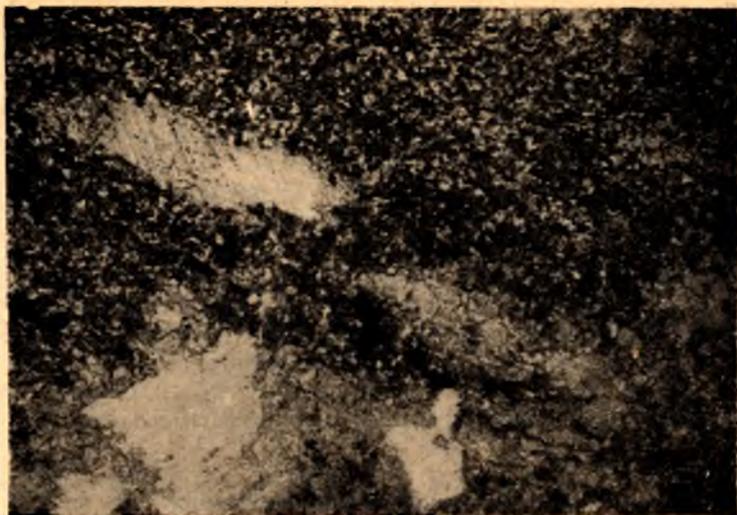


Рис. 1. Карбонатные миндалины в лаве андезитового состава. Прозр. шлиф. Увел. 20. Николи не скрещены

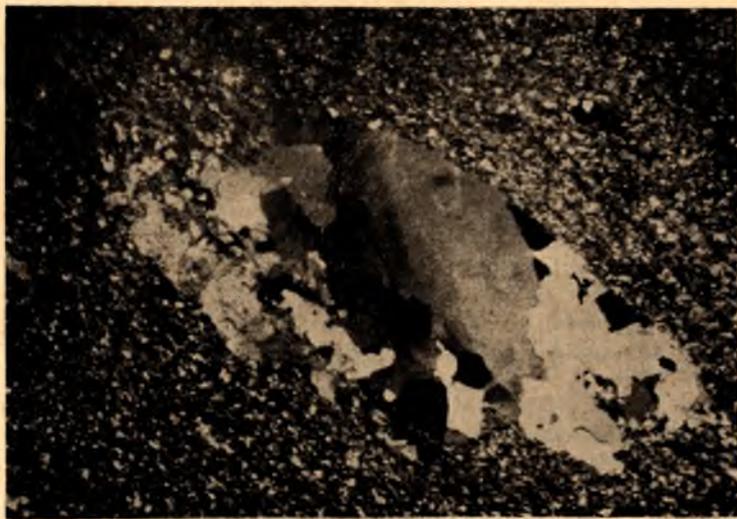


Рис. 2. Миндалины кварца с карбонатом в лаве андезитового состава. Прозр. шлиф. Увел. 20. Николи скрещены

ватостью пород. В вертикальном срезе миндалины представляют собой вытянутые по падению сланцеватости линзочки. Вместе с карбонатом в миндалинах часто встречается тонкодисперсная вкрапленность магнетита, реже сульфидов (рис. 1). Карбонатные миндалины обычно с поверхности выщелочены, в результате чего в обнажениях наблюдается характерная ноздреватость.

Миндалины кварца, иногда с карбонатом (рис. 2), в форме мелких (0,2—1,5 см) линзочек или призмочек рельефно (на 2—5 мм) выступают над поверхностью обнажения. Длинные оси линзочек в плане ори-

ентированы согласно с рассланцеванием пород. По падению кварцевые миндалины вытянуты на 2—4 см.

В маломощных потоках карбонатные и кварцевые миндалины встречаются по всей их мощности. Обычно же миндалины концентрируются в прикровельной части лавовых потоков. Положение их в лавовых потоках соответствует положению пузыристых базальтов в трещинных базальтах, излившихся в позднечетвертичное время в долину Монни, расположенную в центральной части Южно-Анжуйского хребта на Северо-Востоке СССР (Е. К. Устиев, 1961, стр. 49).

Аналогичные текстуры отмечались также в основных лавах ятулийских вулканогенных образований (В. А. Соколов, Л. П. Галдобина и др.).

Крупнопузыристые образования, выполненные в основном цоизитом с примесью альбита и кварца, очень характерны для андезитовых лав. На общем сером фоне метаэффузивов они выделяются более светлым оттенком и рельефно выступают над поверхностью обнажения. Такие образования имеют в основном форму линз размером от 5 см до 30—40 см по длинной оси. Реже встречаются неправильные или округлые формы. Крупнопузыристые образования содержат, как правило, массу мелких карбонатных и кварцевых миндалин.

В прикровельной части мощных потоков крупнопузыристые образования, сложенные преимущественно цоизитом, образуют большое количество скоплений, изометричных или в виде согласных со сланцеватостью полос, которые составляют иногда 30—40% общей массы породы.

Крупнопузыристые образования напоминают крупные полости грубопузыристых базальтов в трещинных базальтах долины Монни (Е. К. Устиев, 1961).

Амфиболовые обособления, очень характерные для метаэффузивов, представляют собой крупные, до 1,0×5,0 м, в виде полос («слоев») регулярно повторяющихся в обнажениях. Эти обособления на 80—90%

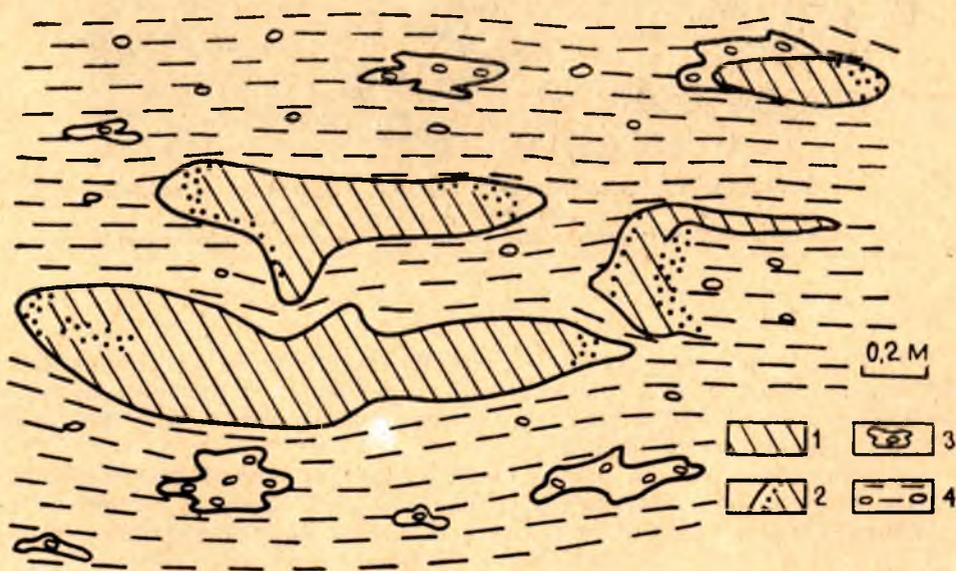


Рис. 3. Строение амфиболовых обособлений в лаве андезитового состава:

1—основная амфиболовая масса; 2—цоизитовая оторочка; 3—скопление миндалин в лаве; 4—отдельные миндалины

сложены зеленой роговой обманкой, часто биотитизированной, в небольшом количестве присутствуют кварц, альбит, цоизит. В качестве аксессуаров часто встречаются сульфиды, магнетит, ильменит, сфен.

В обнажениях амфиболовые обособления резко выделяются своим темным цветом. Отдельные из них имеют нечетко выраженное зональное строение (рис. 3). Центральная часть сложена, как правило, преимущественно амфиболом, а к периферии увеличивается содержание цоизита, который часто образует каемку вокруг центральной части.

Для амфиболовых обособлений характерны газовые пустотки округлой, овальной или каплевидной формы размером от 2,0 см до 5,0 × 10,0 см, вытянутых согласно со сланцеватостью. Такие миндалины с поверхности обнажения представляют собой небольшие углубления, окруженные тонкой светлой каемкой цоизитового материала.

Амфиболовые обособления тяготеют к подошвенной или приподошвенной части лавовых потоков.

Зональное строение лавовых потоков устанавливается при использовании в совокупности описанных выше текстурных признаков на достаточных по площади обнажениях. При этом строение лавовых потоков и указанные текстурные признаки, характерные для них, наиболее четко устанавливаются на обнажениях, с которых на возможно большей площади аккуратно снят (скручен наподобие ковра) дерновый или мховый покров.

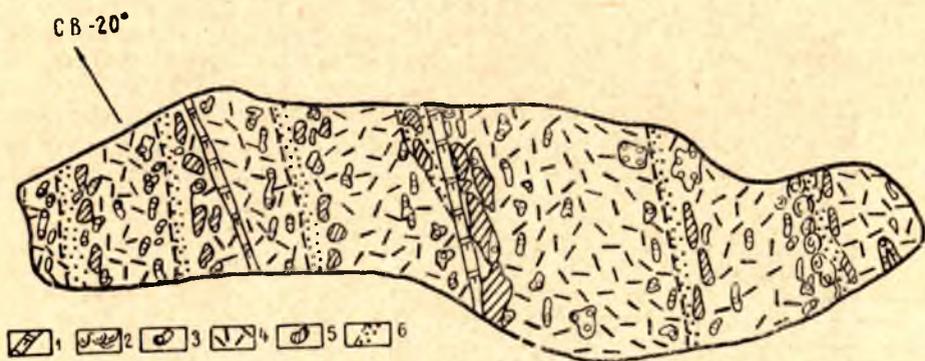


Рис. 4. Зональное строение лавовых потоков. Зарисовка обнажения 229. Масштаб 1 : 300:

1—дайки лампрофиров; 2—пена в кровле лавового потока; 3—пузыристые образования; 4—центральная часть потока; 5—амфиболовые обособления в подошве потока; 6—зона закалки в подошве потока

Так в 1,5 км к юго-западу от дер. Мулдусельга на участке длиной 40 м и шириной 2—7 м наблюдалось чередование 7 лавовых потоков мощностью от 4 до 10 м (рис. 4). Простирание границ между потоками СВ 20°, падение вертикальное.

В основании потоков располагается зона закалки мощностью 20—30 см. Она сложена плотной афанитовой породой, состоящей из альбита, кварца, хлорита и биотита с густой вкрапленностью ильменита.

Выше находится зона крупных амфиболовых обособлений. Мощность ее достигает 1,0—2,0 м. В амфиболовых обособлениях видны многочисленные миндалины кварца.

Несколько выше в теле потока отмечаются овальные участки, насыщенные скоплениями миндалин кварца, карбоната и цоизитовых образований, создающие впечатление пузыристой текстуры. Размеры таких участков от 5×10 см до 10×40 см. На вертикальном срезе эти скопления бывают расплюснуты по сланцеватости и превращены в узкие вытянутые линзы, а иногда и полосы, напоминающие слоистость. На горизонтальной же поверхности обнажения сохраняется несколько расплюснутый по сланцеватости первичный рисунок этих овальной формы скоплений.

В центральной части лавового потока размеры и количество миндалин уменьшаются. В более мощных потоках эти части имеют порфириковую структуру с фенокристами плагиоклаза.

К кровле потока вновь постепенно возрастает количество овальной формы пузыристых образований, выполненных цоизитом.

В некоторых участках кровли потока наблюдается своеобразная лавовая пена мощностью 20—30 см со следами завихрений, по которым, видимо, возможно восстановить направление движения потоков (рис. 5).



Рис. 5. Пена в кровле лавового потока. Участок Чалка

Из приведенного выше описания можно вывести некоторые общие закономерности строения лавовых потоков. Для их подошвы характерно наличие большого количества амфиболовых обособлений; в отдельных случаях можно обнаружить зону закалки. В кровельных частях потоков наблюдаются скопления карбонатных и кварцевых миндалин, пузыристых образований, выполненных цоизитом, лавовая пена. Последняя обнаруживается в редких случаях.

Шаровая текстура лав отмечается в ряде пунктов района. В 0,4 км к югу от оз. Корбозера были изучены андезитовые лавы со своеобразной «шаровой» текстурой (рис. 6). Они образуют потоки мощностью 2—6 м, переслаивающиеся с туфосланцами.

«Шары» имеют линзовидную, эллипсоидальную и караваеобразную форму, размером от $0,3 \times 0,5$ м до $0,9 \times 2,5$ м. Длинные оси «шаров» ориентированы на СЗ 350° согласно со сланцеватостью. В основании



Рис. 6. Шаровая отдельность в андезитовых лавах. Участок Корбозеро



Рис. 7. Неясная зональность в шаровой отдельности. Участок Корбозеро

потоков шары более мелкие и сильно расплюснутые, а к кровле — размеры их увеличиваются.

В крупных «шарах» намечается неясная концентрическая зональность (рис. 7).

Все шары оконтурены тонкой (от первых мм до 1,0 см) светлой каймой существенно цоизитового состава с мелкими выделениями амфибола и густо насыщенной кварцевыми и карбонатными миндалинами. Эта кайма имеет наибольшую мощность в вытянутых концах «шаров», а на уплощенных концах иногда отсутствует.

Ближе к центру расположена темная зона, сложенная амфиболом, альбит-олигоклазом, кварцем, цоизитом и в небольшой степени биотитом. Эта зона также содержит большое количество миндалин кварца, карбоната, альбита.

Центральная часть «шаров» с поверхности несколько темнее (иногда светлее) внешней зоны и имеет более массивный облик. Количество миндалин резко уменьшается. В этой части уменьшается содержание амфибола и увеличивается — биотита.

По форме «шаров» трудно судить о кровле и подошве потока, так как все они были обжаты при рассланцевании и в значительной степени утратили первоначальную форму. В отдельных случаях намечается увеличение количества миндалин в верхней части «шаров».

Пространство между «шарами» достигает 5—10 см. Оно выполнено перетертым и рассланцованным биотито-амфиболовым материалом.

Текстурные признаки туфов среднего и кислого составов

Рассланцованные туфы (туфосланцы) среднего состава образуют прослой мощностью от 0,5 до 40—60 м, между лавовыми потоками. Они изучались на участках к югу от оз. Корбозера, в р-не озер Чалка и Няльмозера.

По минеральному и химическому составу (см. табл.) туфосланцы соответствуют андезитовым лавам. Они сложены альбитом, кварцем, роговой обманкой или актинолитом, реже — серицитом, биотитом, хлоритом, цоизитом. Аксессуарные минералы представлены сфеном и сульфидами. Для туфосланцев характерна ячеистая структура, в которой слюдястые минералы и цоизит оконтуривают зерна кварца и альбита.

Отличительной особенностью туфов является слоистость. Чаще всего слоистость обусловлена чередованием светлых, преимущественно кварцево-плагиоклазовых и темных, обогащенных амфиболом, биотитом, хлоритом прослоев. Мощность их различная: от первых миллиметров до нескольких, реже десятков сантиметров. Иногда намечается ритмично слоистое строение туфосланцев. Светлый более грубозернистый (нижний член) и темный тонкозернистый (верхний член) прослой образуют ритм мощностью от 0,5 до 3—6 см. Переходы внутри ритма от одного члена к другому постепенные, а между ритмами резкие.

Среди туфосланцев встречаются маломощные (до 0,2—0,5 м) прослой туфобрекчий. Последние отличаются наличием светлых угловатых обломков размером 0,3—3,0 см, сложенных преимущественно агрегатом цоизита, альбита, кварца и небольшим количеством темноцветных.

Кроме туфосланцев среднего состава, чередующихся с андезитовыми лавовыми потоками и образующих с ними туфогенно-эффузивную толщу, в районе Северного и Южного рудников, Мулдусельгского рудопроявления и к северо-западу от оз. Няльмозера развиты так называемые «туфокварциты» — туфы кислого состава (см. табл.), значительная часть которых ранее принималась за интрузивные образования.

В них отмечается большое количество угловатых или развальцованных обломков плагиоклаза размером от 1—2 мм до 1,5 см. В отдельных случаях обломки имеют довольно правильные кристаллографически очертания и напоминают порфиновые вкрапленники. Отличительным признаком служит угловатая, чаще неправильная форма большинства обломков и широкая вариация их размеров. Под микроскопом устанавливается, что обломки плагиоклаза часто замещены агрегатом цоизита,

альбита, серицита. В тенях давления их образуются крупные чешуйки серицита.

Для кислых туфов также характерна ясно выраженная тонкая слоистость, которая обусловлена чередованием светлых существенно кварцево-альбито-серицитовых с цоизитом и более темных с повышенным содержанием амфибола или биотита прослоев (рис. 8) мощностью от 1,0—2,0 мм до 1,0—1,5 см.



Рис. 8. Тонкая слоистость в туфосланцах туфокварцевитовой толщи. Заметны обломки измененного плагиоклаза. Прозр. шлиф. Натур. величина. Няльмозеро

К указанным туфам кислого состава относятся и кислые породы, принимавшиеся ранее за интрузивные кварцевые порфиры и плагио-порфиры р-на Хаутаваарского месторождения серного колчедана. Они представляют собой серые и светло-серые, тонко- и мелкозернистые плотные породы, сложенные вкрапленниками и основной массой. Вкрапленники образованы зернами голубого или серого кварца и альбита размером 1—3 мм, представляющими собой обломочный туфовый материал.

Форма вкрапленников кварца в основном угловатая, а плагиоклаза — часто довольно правильная, таблитчатая. Количество вкрапленников (обломков) колеблется от 0 до 50—70% от общей массы породы. Наличием их обусловлена порфировая структура названных пород. Тонкозернистая основная масса породы сложена альбитом, кварцем, серицитом, в меньшей степени — хлоритом, биотитом, цоизитом.

В так называемых кварцевых порфирах р-на Хаутаваары наблюдалась отчетливая ритмичная слоистость (рис. 9). Мощность ритмов 2—9 см. Нижний элемент ритма сложен значительным количеством (до 50—70%) угловатых обломков кварца и альбита и одиночных зерен микроклина размером 2—5 мм, погруженных в тонкозернистую кварц-альбит-серицитовую массу. Верхний элемент ритма более тонкозернистый и обеднен обломками кварца и альбита. Переход от одного элемента ритма к другому постепенный, а между ритмами резкий.



Рис. 9. Ритмичная слоистость в туфокварцитах (кварцевых порфирах). Прозр. шлиф. Natur. величина. Хаутаваара

Среди пород, принимавшихся за интрузивные кварцевые порфиры, встречаются прослои хлорито-серицитовых, хлорито-серицито-графитистых плагиосланцев. Переходы между всеми разностями пород совершенно постепенные.

О туфогенной природе кварцевых порфиров и плагиопорфиров

Исследования в р-не Хаутаваара — Чалка позволили установить, что значительная часть кислых вулканитов, считавшихся ранее интрузивными образованиями, имеет туфогенную природу. Об этом свидетельствуют их слоистая и ритмично слоистая текстура и хорошая отсортированность туфогенного материала. Отмеченные признаки указывают на формирование пород в водной среде.

Об осадочном процессе отложения туфового материала свидетельствует также переслаивание их с осадочными хлорито-серицитовыми и хлорито-серицито-графитистыми плагиосланцами, также обнаруживающими ритмично слоистое сложение. Менее широко развиты интрузивные плагиопорфиры, слагающие дайки, жилы и нежки, секущие туфифиты.

Следовательно, подтверждается представление о том, что в р-не Хаутаваара развиты кварцевые порфиры и плагиопорфиры двух возрастов и генетических типов: более древние, сформировавшиеся вместе с вмещающими колчеданы осадками, и более молодые — интрузивные (В. И. Робонен, 1960). В развитие этого представления устанавливается туфогенная природа значительной части рассматриваемых пород и меньше развитие прорывающих их малых интрузивных тел.

Наблюдения в р-не Хаутаваарского месторождения показали, что направление роста ритмов в кварцевых порфирах и графитистых сланцах совпадают. Это позволило установить, что туфы кислого состава (кварцевые порфиры) перекрывают серноколчеданные руды и вмещающие их осадки рудосланцевой толщи. Таким образом, устанавливается

определенное положение серноколчеданных руд под кислыми туфами.

Это обстоятельство позволяет установить сходное положение колчеданов Карелии в геологическом разрезе с геологическим положением колчеданных руд на месторождениях Рио-Тинто в провинции Хуелва в Испании (А. R. Kinkel, 1962; К. Офтедаль, 1964), в ряде месторождений Швеции и Норвегии (Ch. Oftedahl, 1964), Северного Кавказа (В. И. Смирнов, Т. Я. Гончарова, 1960; Г. С. Дзоценидзе, 1965).

Указанные признаки, а также особенности строения руд подтверждают представление о вулканогенно-осадочном образовании карельских серноколчеданных руд (В. И. Робонен, 1960, 1966).

Выяснение туфогенной природы кварцевых порфиров и плагиопорфиров важно не только для суждений о генетической природе колчеданных руд нижнего протерозоя Карелии.

В последнее время интерес к этим породам возрастает в связи с тем, что среди них выявились высококалиевые разновидности, которые являются хорошим сырьем для электрофарфоровой промышленности. При этом намечается, что именно интрузивные плагио- и кварцевые порфиры чаще обнаруживают повышенное содержание калия.

Охарактеризованные выше некоторые текстурные особенности лавовых потоков и туфовых пластов нижнего протерозоя Южной Карелии свидетельствуют о том, что отчетливые реликты строения сохраняются в вулканитах, несмотря на сильную степень метаморфизма и сложно-складчатое строение слагаемых ими толщ. Эти особенности являются вполне надежными критериями для расшифровки геологического строения немых докембрийских образований, где подчас даже установление первичной природы горной породы является довольно сложной задачей.

При этом особенно важны полевые методы изучения текстурных особенностей вулканитов, позволяющие уже на обнажениях судить о первичной природе пород, слагающих осадочно-вулканогенные толщи, а также об их истинном залегании (о положении кровли и подошвы пластов).

ЛИТЕРАТУРА

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. «Недра», М., 1965.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, 1963.

Робонен В. И. К стратиграфии протерозоя района Хаутаваара — Чалка (Южная Карелия). Тр. Кар. фил. АН СССР, вып. XXVI. Матер. по геол. Карелии, Каргосиздат, Петрозаводск, 1960.

Робонен В. И. К стратиграфии протерозоя района Парандово — Надвоицы (Восточная Карелия). В кн.: «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Карельск. книжн. изд-во, Петрозаводск, 1966.

Смирнов В. И., Т. Я. Гончарова. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1960.

Смирнов В. И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. В кн.: «Рудоносность вулканогенных формаций», «Недра», М., 1965.

Соколов В. А., Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, Ю. И. Сацук, А. П. Светов, К. И. Хейсканен. Новый вулканический комплекс в протерозое Карелии. ДАН СССР, 1965.

Устиев Е. К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Kinkel A. R. Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain and the relation to volcanism. Econ. geol., vol. 57, N 7, 1962.

Oftedahl Ch. A theory of exhalative sedimentary ores. Geol. foren. i., Stockholm forhanli, N 1, 1958.

А. И. Богачев

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИКЕЛЕНОСНЫХ, ТИТАНОСНЫХ И ХРОМИТОСНЫХ ИНТРУЗИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Никеленосные, титаносные и хромитосные интрузии основных и ультраосновных пород отличаются исключительно большим разнообразием петрографического состава, внутреннего строения, условий залегания и возраста.

В то же время, большинство исследователей отмечают для каждой рудоносной интрузии приуроченность оруденения (сульфидного, железотитанового или хромитового) к определенным породам или горизонтам.

В качестве типичного примера можно указать на приуроченность в Бушвельдском лополите хромитовых руд к перидотитам, никелевых сульфидных руд — к «риффу» Меренского, сложенного диаалловыми норитами, и титаномагнетитовых руд — к норитам и габбро (Дю Тойт, 1957).

Н. А. Елисеев и Э. Н. Елисеев (1966) пришли к выводу, что «магмы различных генетических типов интрузий базитов и гипербазитов (никеленосных, с титаномагнетитовым оруденением, безрудных и др.) характеризуются определенными пределами или соотношениями равновесных концентраций окислов и минералов».

Несколько ранее (А. И. Богачев, В. И. Кочнев-Первухов, 1965) были выявлены некоторые петрохимические отличия никеленосных и безрудных гипербазитов.

Определение различий в химическом составе для различного типа рудоносных интрузий имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение.

Объекты и методы изучения

Выяснение петрохимических особенностей рудоносных интрузий в основном производится с помощью различного типа диаграмм. Как указывал А. Н. Заварицкий, «задача петрохимии как части описательной петрографии — эмпирически установить закономерности в разнообразии химического состава горных пород для того, чтобы потом, на основании более общих законов физической химии, объяснить эти закономерности» (А. Н. Заварицкий, 1950).

Как показал опыт петрохимического изучения рудоносных интрузий, наиболее показательны те диаграммы, на которых можно показать взаимоотношения между отдельными окислами или группами окислов.

Для указанных целей применялись следующие диаграммы:

1. $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (атомный %) как показатель соотношений между основными группами катионов (А. И. Богачев, А. И. Кочнев-Первухов, 1965).

2. $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$. Силиций и алюминий объединены в одну группу из-за их сходной роли в построении структурной решетки силикатов. Графическое изображение произведено по методу А. Н. Заварницкого в виде двух проекций на развернутых сторонах прямоугольного тетраэдра. За основную характеристику принята величина атомных процентов $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$.

3. $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ как часть предыдущей четверной диаграммы.

4. $\text{SiO}_2 - \frac{\text{Si}}{\text{Si} + \text{Al}}$ (атомное количество) как показатель соотношений между кремнеземом и алюминием.

5. $\text{SiO}_2 - \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$ (весовой %) (по Осборну, 1959).

Петрохимическое изучение рудоносных (хромитоносных, никеленосных и титаноносных) интрузий проводилось в два этапа: сначала сопоставлялись между собой стандартные (эталонные) рудоносные интрузии, а затем все остальные интрузии с эталонными.

При составлении диаграмм использовались химические анализы по следующим интрузиям:

1) хромитоносным интрузиям Урала, Казахстана и Финляндии (р-н Кеми). Стандартный массив — Кемпирсайский;

2) никеленосным — массив Пилгуярви, никеленосные интрузии Аллареченского и Ловнозерского районов (Кольский п-ов), дайка Петолахти (Финляндия); Талнахская и Норильская интрузии (Северо-Запад Сибирской платформы). Стандартная интрузия — Норильск-1, как наиболее изученная;

3) титаноносным — массивы Еletzозерской (Северная Карелия), Гремяха — Вырмес и Цагинский (Кольский п-ов). Стандартная интрузия — Еletzозерская.

Краткая характеристика рудоносных массивов

Хромитоносные массивы Урала и Казахстана. Хромитовые месторождения Урала и Казахстана, как известно, связаны с массивами гипербазитовой и габбро-гипербазитовой магматических формаций. Хромитовые руды связаны с дунитами.

По особенностям химического состава наиболее хромитоносные массивы отличаются повышенной магнезиальностью (Г. А. Соколов, 1948; Н. В. Павлов, 1949). Наиболее благоприятными являются дифференцированные лецолито-дунито-гарцбургитовые массивы (Кемпирсайский массив). По А. Г. Бетехтину (1937), Г. А. Соколову (1948), А. Н. Заварицкому (1937), Д. С. Коржинскому (1966) и других хромитовые руды относятся к фузивному, гистеромагматическому типу.

Хромитовое месторождение района Кеми (Северная Финляндия) генетически связано со сложно дифференцированной интрузией, сложенной ультраосновными породами и анортозитами (Valto Veltheim). Хромитовые руды залегают в ультраосновных породах.

Никеленосные интрузии

Месторождения Норильского района. Месторождение Норильск-I детально описано в работах В. С. Соболева (1936), Н. Н. Урванцева (1958), М. Н. Годлевского (1959), И. А. Коровякова (1963), Г. Б. Роговера (1959), В. В. Золотухина (1964), Ю. Г. Старицкого, Е. В. Тугановой (1965) и др.

Большинство исследователей считает интрузию Норильск-I однофазной, образовавшейся в результате кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, происходившей в гипобиссальных условиях и идущей по схеме Боуэна.

Норильские никеленосные интрузии имеют однотипные разрезы (по Ю. Г. Старицкому, Е. В. Тугановой, 1965).

1. Кислые и средние гибридные породы и диорит-пегматиты, безоливиновые габбро-долериты с микропегматитом и кварцем, габбро-долериты со спорадическим оливином.

2. Оливиновые габбро-долериты.

3. Пикритовые габбро-долериты (с сульфидами) или троктолитовые габбро-долериты (с сульфидами).

4. Такситовые и контактовые габбро-долериты (с сульфидами).

По данным Г. Б. Роговера (1959) и В. В. Золотухина (1964), такситовые габбро-долериты являются несколько более поздними, чем пикритовые.

В пикритовых и такситовых габбро-долеритах преобладают сульфиды, в оливиновых и безоливиновых габбро-долеритах — магнетит.

Талнахское месторождение, помимо ряда сходных черт, имеет и ряд существенных отличий от месторождения Норильск-I (В. Н. Егоров, Е. И. Суханова, 1963). В отличие от месторождения Норильск-I границы между отдельными дифференциатами четкие до резких. Особенно резкие контакты высокомагнезиальных пород (пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов) с вышележащими оливиновыми габбро-долеритами. Переход к нижележащим породам постепенный, но довольно четкий. В. Н. Егоров и Е. Н. Суханова (1963) считают, что Талнахская интрузия образовывалась «в результате многофазного внедрения дифференцированной на глубине рудоносной магмы».

Сингенетическое сульфидное оруденение тесно связано с горизонтом высокомагнезиальных пород. Максимум сульфидов приходится на троктолиты и переходную зону от оливинитов и пикритовых габбро-долеритов к такситовым породам. С сульфидами ассоциируют хромит, магнетит, редко гематит.

В такситовых разностях преобладает сульфидное оруденение, но в значительно меньших количествах. Оливиновые и биотито-оливиновые габбро-долериты практически безрудные. В них наблюдается убогая сульфидная вкрапленность и магнетит. В габбро-долеритах рудные минералы представлены титаномагнетитом, халькопиритом, безникелевым пирротинном.

Месторождения Кольского полуострова и Финляндий. Месторождение Пилгуярви входит в группу Печенгских габбро-гипербазитовых интрузий, которые детально описаны в монографии Н. А. Елисеева, Г. И. Горбунова, В. И. Масленникова и др. (1961).

Месторождение сложено двумя группами пород: ранними ультраосновными (серпентинизированными перидотитами и оливинитами) и более поздними габброидными породами (пироксенитами, оливиновыми габбро и габбро). Контакт пироксенитов с нижележащими перидотитами

резкий, с габбро — постепенный. Каждой группе пород свойственен определенный тип оруденения: ультраосновным — сульфидный, медно-никелевый; габброидным — окисный, титаномагнетитовый.

Ловнозерское месторождение связано с рядом сравнительно небольших бескорневых тел габброидных пород, которые согласно залегают среди гранулитовой толщи архейского возраста. По данным Д. В. Полферова, габброидные тела сложены норитами, габбро-норитами, кварцевыми диоритами и плагиопегматитами. Оруденение вкрапленного (сингенетического) типа приурочено к норитам. Габбро-нориты, как правило, безрудны.

Рудоносные тела Аллареченского района (Е. К. Козлов, 1961; А. И. Богачев, В. И. Кочнев-Первухов, 1964) представлены согласными, бескорневыми гипербазитовыми интрузиями в породах кольской серии архейского возраста. Тела сложены метагарцбургитами и оливинитами. Намечается приуроченность оливинитов к центру массивов. Вкрапленное (сингенетическое) оруденение встречается во всех разновидностях пород, но распределено крайне неравномерно. Эпигенетические (массивные) руды отделены во времени от сингенетических периодом метаморфизма интрузий и внедрением плагио-микроклиновых гранитов.

Месторождение Петолахти (P. Egvamoo, 1962) расположено в Западной Финляндии (район Похьянмаа) и связано с дифференцированной дайкой диабазовых пород, предположительно ютнийского возраста. Вмещающие породы представлены слюдяными мигматизированными гнейсами ботнийской суперкрупной формации. Срединная часть дайки имеет линзообразную форму. Дайка сложена серией пород, которые залегают от краев к центру в следующей последовательности: мелкозернистая краевая зона, сульфидоносный оливинитовый диабаз, пироксеновый диабаз, кварцевый диабаз. Основность плагиоклаза уменьшается от краев к центру дайки. Как упоминалось выше, сульфиды приурочены к оливинитовым диабазам. По направлению к центру дайки количество сульфидов резко уменьшается, увеличивается количество ильменита и титаномагнетита, максимальное содержание которых в кварцевом диабазе составляет 4—8%.

Титаноносные интрузии

Массивы Елетьозерский (А. И. Богачев, С. И. Зак и др., 1963), Гремьяха — Вырмес (А. А. Полканов, Н. А. Елисеев, 1941) и Цагинский (Б. А. Юдин, 1961) являются сложно дифференцированными интрузиями, сложенными ультраосновными, габброидными, щелочными и гранитными породами. Железо-титановые руды генетически связаны с основными и ультраосновными породами и относятся, в своей преобладающей массе, к фузивному типу.

Каждый из массивов имеет и свои специфические особенности. В строении Елетьозерского массива выделяются три последовательных интрузивных фазы (А. И. Богачев, С. И. Зак и др., 1963):

I фаза — габброидные породы,

II фаза — дайки диабазов и спессартитов,

III фаза — щелочные и нефелиновые сиениты.

Среди габброидных пород выделяется пять комплексов пород (от ранних к поздним):

1. Комплекс мелкозернистого габбро — среднезернистого габбро.

2. Комплекс сидеронитовых пироксенитов.

3. Комплекс крупнозернистого габбро — среднезернистого полосчатого габбро.

4. Комплекс плагиоклазита — перидотита.

5. Комплекс слюдистого перидотита — слюдистого ортоклазового габбро.

В процессе формирования массива проявилось несколько направлений дифференциации: гранитное (в комплексе мелкозернистого габбро, где порядок кристаллизации происходил по схеме Боуэна), агапитовое (комплекс сидеронитовых пироксенитов, крупнозернистого габбро — среднезернистого полосчатого габбро, плагиоклазита — перидотита), монцонитовое (комплекс слюдистого перидотита — слюдистого ортоклазового габбро, дайки диабазов и спессартитов) и щелочное (щелочные и нефелиновые сиениты).

Наибольшая концентрация рудных минералов (магнетита, ильменита и титаномагнетита) устанавливается в меланократовых разностях пород комплексов крупнозернистого габбро — среднезернистого габбро и плагиоклазита — перидотита, в которых дифференциация происходила от лейкократового к меланократовому, от нерудного к рудному, от нерасслоенного к расслоенному (агапитовый порядок кристаллизации по А. Е. Ферсману).

Цагинский массив, по Б. А. Юдину (1960), сформировался в две интрузивные фазы. С первой (главной) интрузивной фазой связано образование краевого и центрального комплексов пород, во вторую фазу образовались основные породы дайкового комплекса, имеющие незначительное развитие.

Краевой комплекс сложен оливинитами, троктолитами, габбро-норитами, габбро и кварцевыми габбро-норитами; центральный комплекс — гигантозернистыми лабрадоритами и габбро. С краевым комплексом связано раннемагматическое (сегрегационное) титаномагнетитовое оруденение, с центральным — позднемагматическое железо-титановое оруденение фузивного типа (титаномагнетитовый комплекс).

Плутон Гремяха — Вырмес, по А. А. Полканову и Н. А. Елисееву (1941), сложен тремя комплексами пород:

1. Комплекс перидотит — пироксенитов — габбро-анортозитов и акерит-пуласкинов.

2. Комплекс нефелиновых сиенитов.

3. Комплекс щелочных сиенитов — щелочных гранитов.

В состав комплекса перидотитов — габбро-акеритов входят:

1) породы серии перидотита — габбро-анортозита;

2) породы серии перидотита — олигоклазового габбро-акерита-пуласкита;

3) жильные сиениты и пегматиты.

Титаномагнетитовое оруденение генетически связано с наиболее меланократовыми разностями габброидных пород. Рудные минералы кристаллизуются после силикатов и образуют типичные сидеронитовые структуры.

Петрохимические особенности рудоносных интрузий

На тройной диаграмме $MgO-FeO+Fe_2O_3-CaO+Na_2O+K_2O$ (рис. 1) эталонные рудоносные интрузии Кемпирсайская, Норильск-I и Елетьозерская образуют отдельные поля с различными направлениями эволюции составов пород.

Для пород Кемпирсайского массива, содержащих наибольшее количество магния, довольно четко устанавливается, что эволюция их составов идет в сторону увеличения содержаний окислов железа при незначительном увеличении суммы сильных оснований ($CaO+Na_2O+K_2O$).

Породы интрузии Норильск-I образуют непрерывное поле, расположенное параллельно стороне $MgO-CaO+Na_2O+K_2O$, что свидетельствует об относительном постоянстве содержания окислов железа. Пикритовые, оливковые и безоливиновые габбро-долериты образуют отдельные поля, смыкающиеся друг с другом. Составы такситовых и контактовых габбро-долеритов расположены более или менее равномерно по всему полю пород массива.

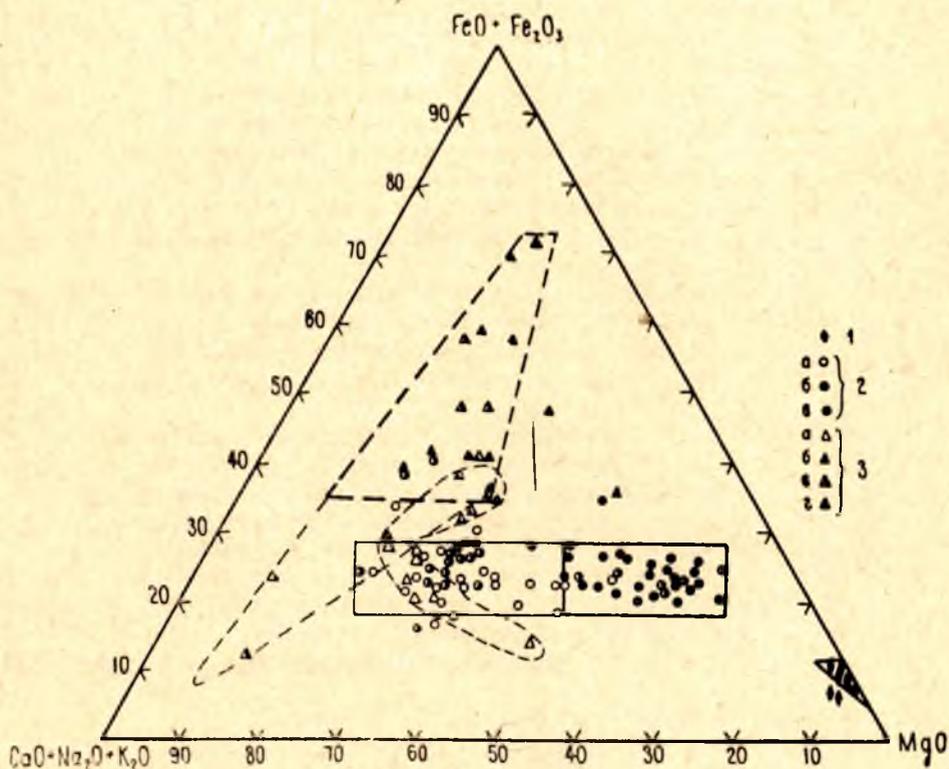


Рис. 1. Тройная диаграмма $MgO-FeO+Fe_2O_3-CaO+Na_2O+K_2O$ пород стандартных рудоносных интрузий:

1. Кемпирсайский хромитонесный массив. 2. Никеленосная интрузия Норильск-I: а — безоливиновые габбро-долериты с микропегматитом и кварцем, оливковые и биотито-оливковые габбро-долериты; б — такситовые и контактовые габбро-долериты; пикритовые габбро-долериты. 3. Еletzозерская титаносная интрузия: а — породы комплекса мелкозернистого габбро-среднезернистого габбро; б — породы комплекса крупнозернистого габбро-среднезернистого габбро; в — породы комплекса плагиоклазита-перидотита; г — породы комплекса слюдяного перидотита — слюдяного ортоклазового габбро. Утолщенными линиями выделены поля рудоносных пород

Породы комплексов Еletzозерского массива с различными направлениями дифференциации образуют и отдельные поля. Эволюция составов пород комплекса мелкозернистого габбро, идущая по схеме Боуэна, происходит от наиболее магниевых разностей к более железистым и с большими количествами сильных оснований. Для комплексов же крупнозернистого габбро и плагиоклазита — перидотита, с агпантовым порядком кристаллизации, составы пород меняются от наиболее обогащенных сильными основаниями к более железистым породам при относительном постоянстве содержаний магния. Породы комплекса слюдяного перидотита — слюдяного ортоклазового габбро с монцитовым направлением дифференциации имеют уже обратную тенден-

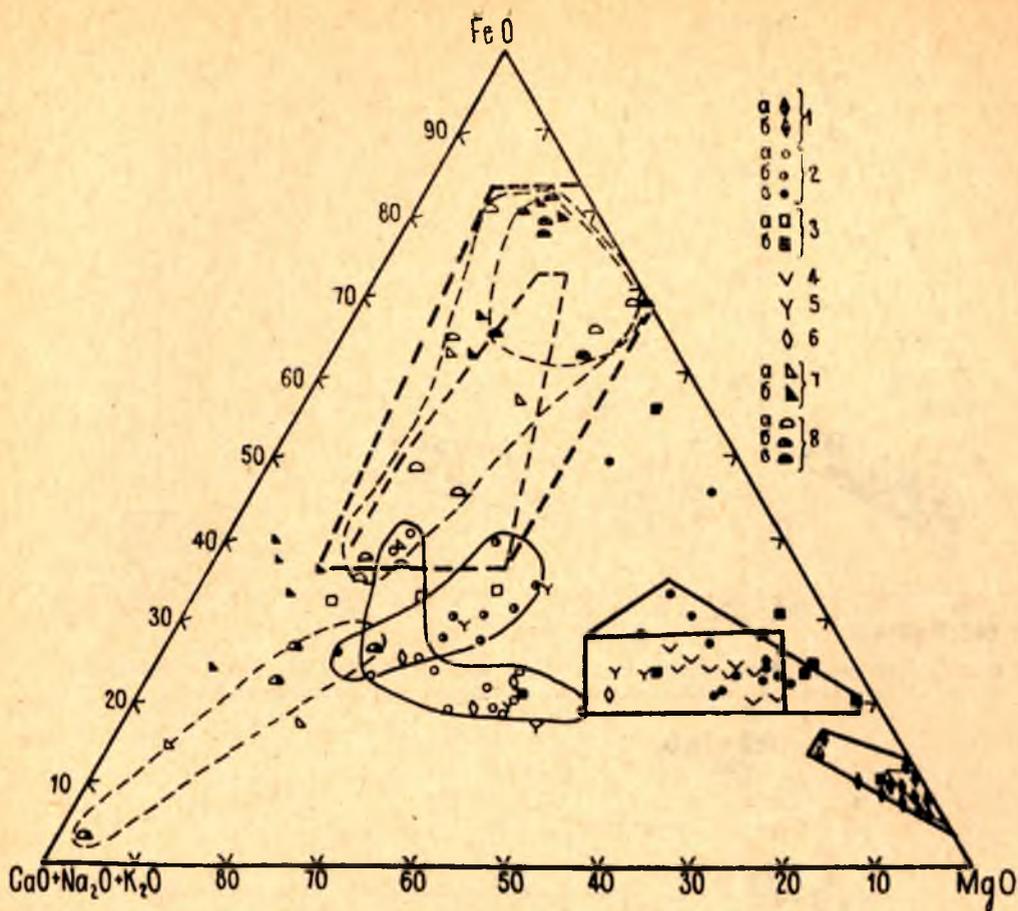


Рис. 2. Тройная диаграмма $MgO - FeO - Fe_2O_3 - CaO + Na_2O + K_2O$ пород рудоносных массивов:

1. а) — ультраосновные породы хромитоносных интрузий Урала и Казахстана; б) — ультраосновные породы хромитоносной интрузии р-на Кеми (Финляндия). 2. Талнахская никеленосная интрузия: а) — габбро-диориты, безоливиновые и оливиновые габбро-долериты; б) — такситовые и контактовые габбро-долериты; в) — пикритовые габбро-долериты, оливиниты, троктолиты. 3. Никеленосный массив Пилгуярви: а) — габброидные породы; б) — ультраосновные породы. 4. Никеленосные гипербазиты Аллареченского района. 5. Ловнозерское никелевое месторождение. 6. Никеленосная дайка Петолахти. 7. Титаносный плутон Гремьяха—Вырмес: а) — породы серии перидотита — габбро-анортозита; б) — породы серии перидотита — олигоклазового габбро-анкерита — пуласкита. 8. Титаносный Цагинский массив: а) — породы краевого комплекса (оливиниты, троктолиты, габбро-нориты); б) — породы центрального комплекса (гигантозернистые лабридориты и габбро); в) — породы титаномagnetитового комплекса

цию — от наиболее железистых пород к породам с большим содержанием сильных оснований.

Поля хромитоносных, никеленосных (сульфидсодержащих) и титаносных пород на диаграмме четко разграничены и сохраняют свою самостоятельность при нанесении фигуративных точек пород остальных рудоносных массивов (рис. 2).

Помимо этого, при рассмотрении данной диаграммы можно заметить следующее. Пикритовые, оливиновые и такситовые габбро-долериты Талнахского никеленосного интрузива, в отличие от интрузии Норильск-1, образуют отдельные поля с различными направлениями эволюции составов, что, по-видимому, подтверждает разновременность их образования. Кроме того, каждый из никеленосных массивов имеет свой тип изменения

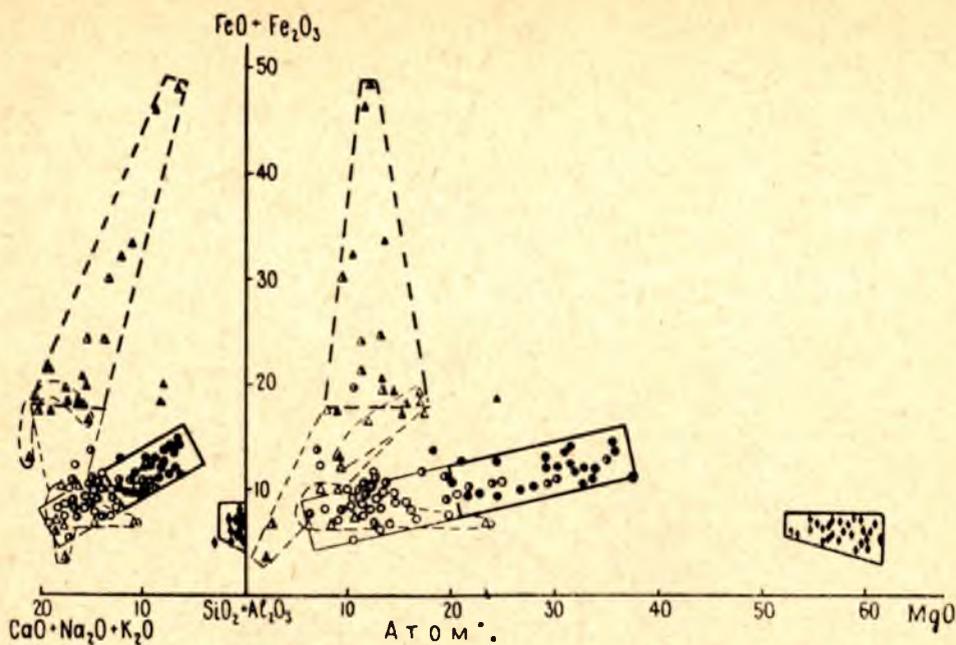


Рис. 3. Диаграмма $MgO - FeO + Fe_2O_3 - CaO + Na_2O + K_2O - SiO_2 + Al_2O_3$ пород стандартных рудоносных интрузий. Условные обозначения на рис. 1

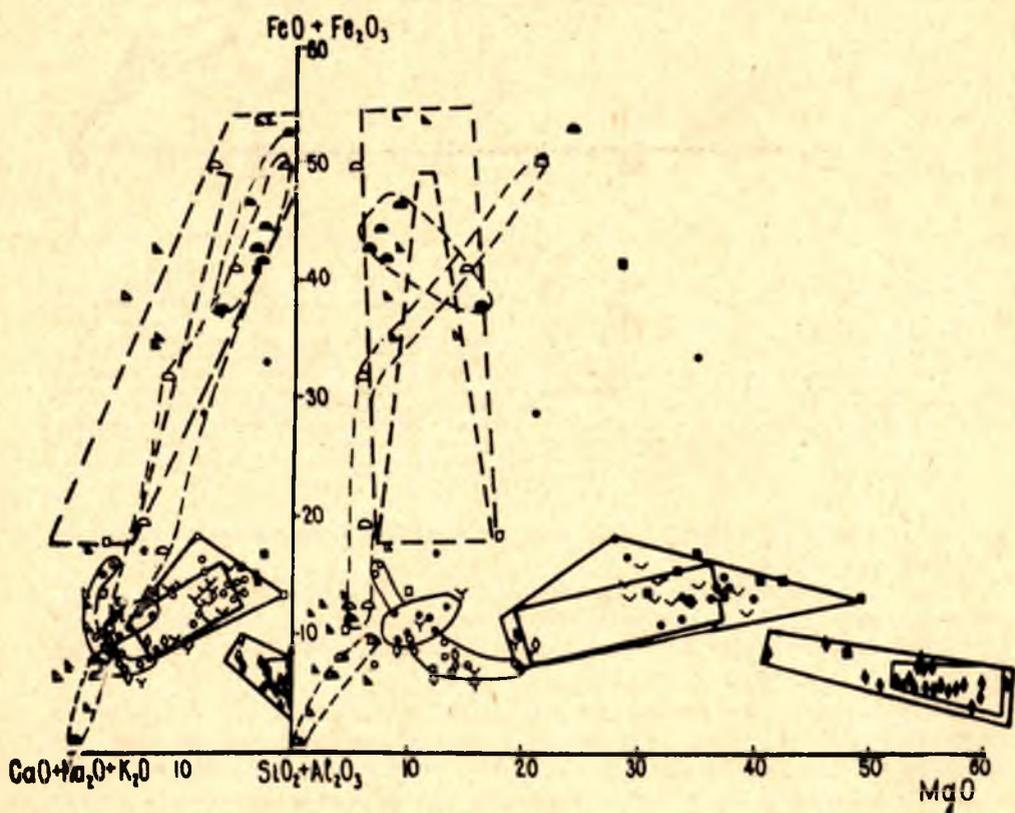


Рис. 4. Диаграмма $MgO - FeO + Fe_2O_3 - CaO + Na_2O + K_2O - SiO_2 + Al_2O_3$ пород рудоносных интрузий. Условные обозначения на рис. 2

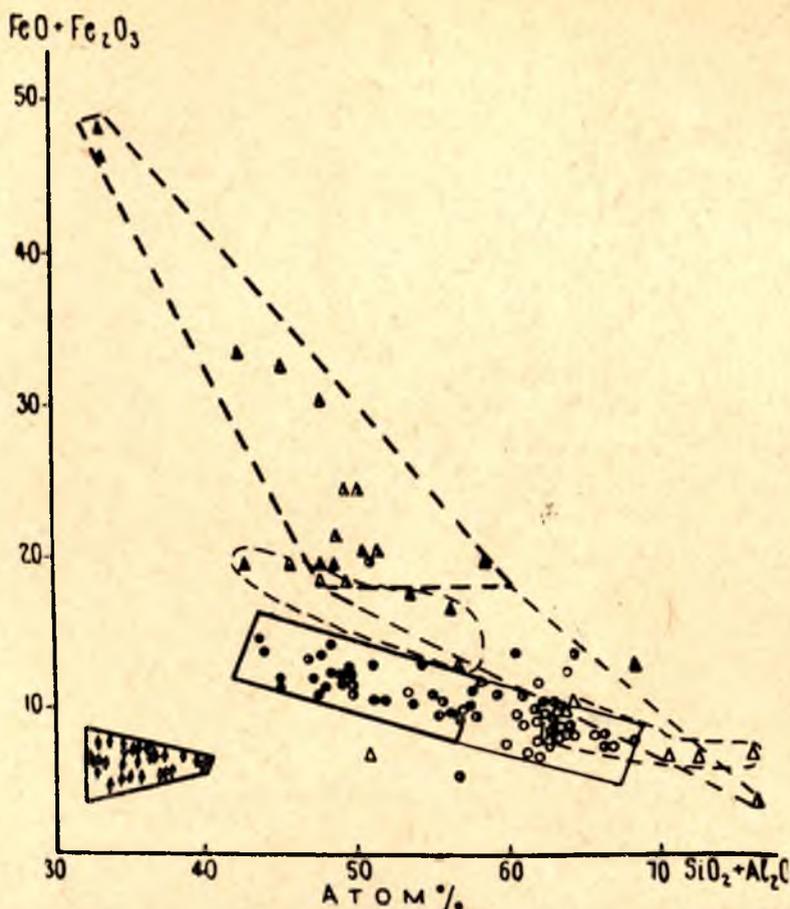


Рис. 5. Диаграмма $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ пород стандартных рудоносных интрузий. Условные обозначения на рис. 1

составов. Так, массив Пилгуярви отличен от Ловнозерского месторождения, Аллареченские гипербазитовые интрузии отличны от Талнаха и т. д. Изменяется в широких пределах и состав габброидных пород никеленосных интрузий. Помимо этого, в никеленосных интрузиях можно выделить одну (дайка Петолахти), две (Пилгуярви) или три (Талнах) группы различных по составу и направленности его изменения пород. Детальный анализ этих различий может послужить одним из факторов генетической классификации рудоносных интрузий.

Титаноносные интрузии с фузивным типом оруденения полностью сохраняют свои особенности, характерные для Елетьозерского массива.

Так же четко все отмеченные выше различия сохраняются и на четверной диаграмме $\text{MgO} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 3, 4, 5, 6). Дополнительно отметим только некоторые особенности эволюции составов хромитоносных, никеленосных и титаноносных пород.

Хромитоносные породы отличаются наибольшими содержаниями магния, наименьшими железа и сильных оснований. Изменение составов идет в сторону уменьшения содержаний магния, сопровождаемое увеличением содержаний железа, сильных оснований и $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$. Никеле-

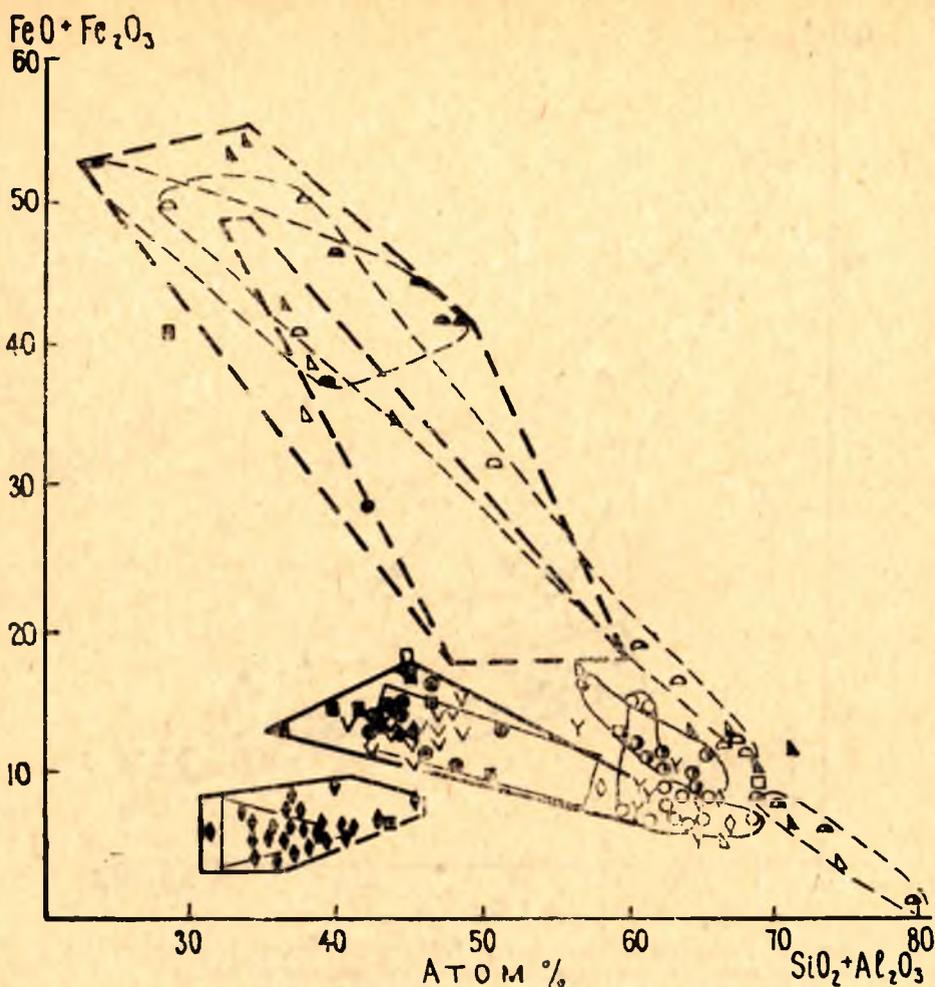


Рис. 6. Диаграмма $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ пород рудоносных интрузий. Условные обозначения на рис. 2

носные породы отличаются от хромитоносных меньшими содержаниями магния (но достаточно высокими), большими железа и сильных оснований. По содержанию $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ поля хромитоносных и никеленосных пород в значительной степени перекрывают друг друга. Для никеленосных пород изначально высокое содержание железа имеет тенденцию к последующему уменьшению, сопровождаемое уменьшением содержания магния и увеличением сильных оснований, $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$.

Для титаносных пород наибольшее для всех рудоносных интрузий увеличение содержания железа происходит при относительном постоянстве содержания магния, уменьшении сильных оснований и $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$.

На диаграмме $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} - \text{SiO}_2$ (рис. 7, 8) так же четко выделяются поля хромитоносных, никеленосных и титаносных пород, различающихся по величине коэффициента фракционирования. По содержанию SiO_2 поля хромитоносных и никеленосных пород в значительной

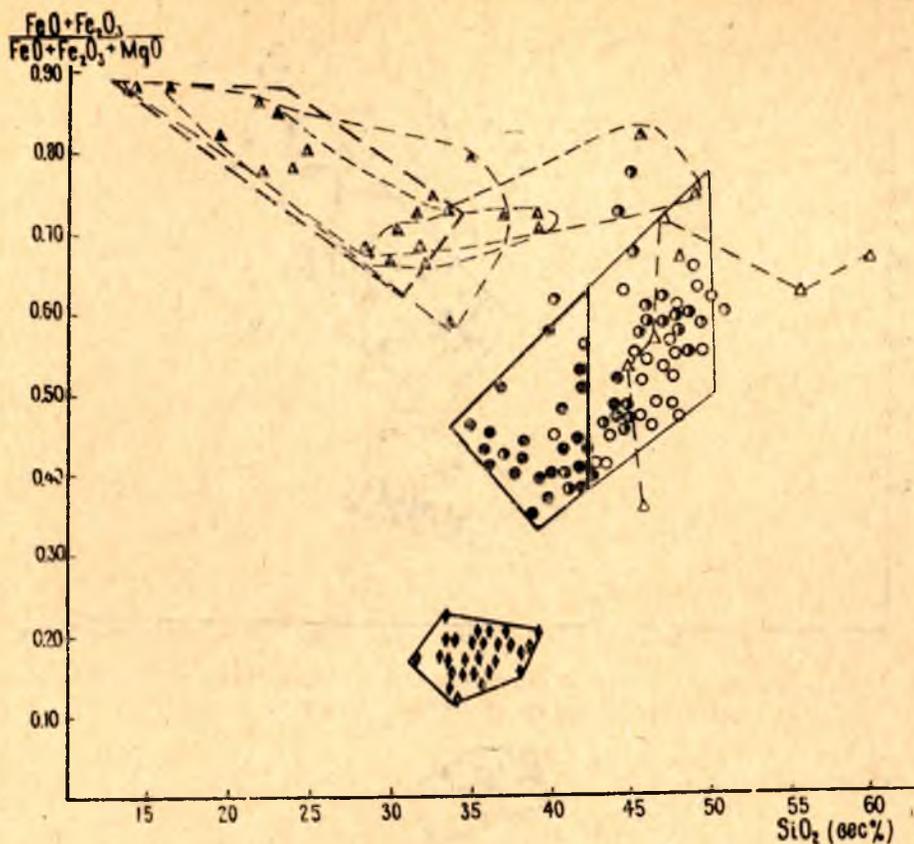


Рис. 7. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ пород стандартных рудоносных интрузий. Условные обозначения на рис. 1

мере перекрывают друг друга. Титаноносные породы содержат меньше SiO_2 , чем хромитоносные и никеленосные породы.

На данной диаграмме так же сохраняют свою самостоятельность поля различных групп пород и комплексов рудоносных интрузий. Петрологическое значение этих различий требует самостоятельного рассмотрения и выходит за рамки данной статьи.

Интересные данные можно получить из рассмотрения диаграммы $\frac{\text{Si}}{\text{Si} + \text{Al}} - \text{SiO}_2$ (рис. 9, 10).

Во-первых, величина $\frac{\text{Si}}{\text{Si} + \text{Al}}$ и характер ее изменения различны и характерны для различных типов рудоносных интрузий, отдельных групп пород и комплексов внутри каждой рудоносной интрузии.

Отметим только некоторые особенности. Хромитоносные интрузии отличаются наименьшими колебаниями и небольшими значениями (92—100) коэффициента $\frac{\text{Si}}{\text{Si} + \text{Al}}$, никеленосные породы — средними колебаниями и значениями (92—68), титаноносные породы — наибольшим размахом колебаний коэффициента (98—18).

Из сопоставления совместного и раздельного поведения кремнезема и алюминия для титаноносных интрузий (см. рис. 6, 10) вытекает интересное заключение.

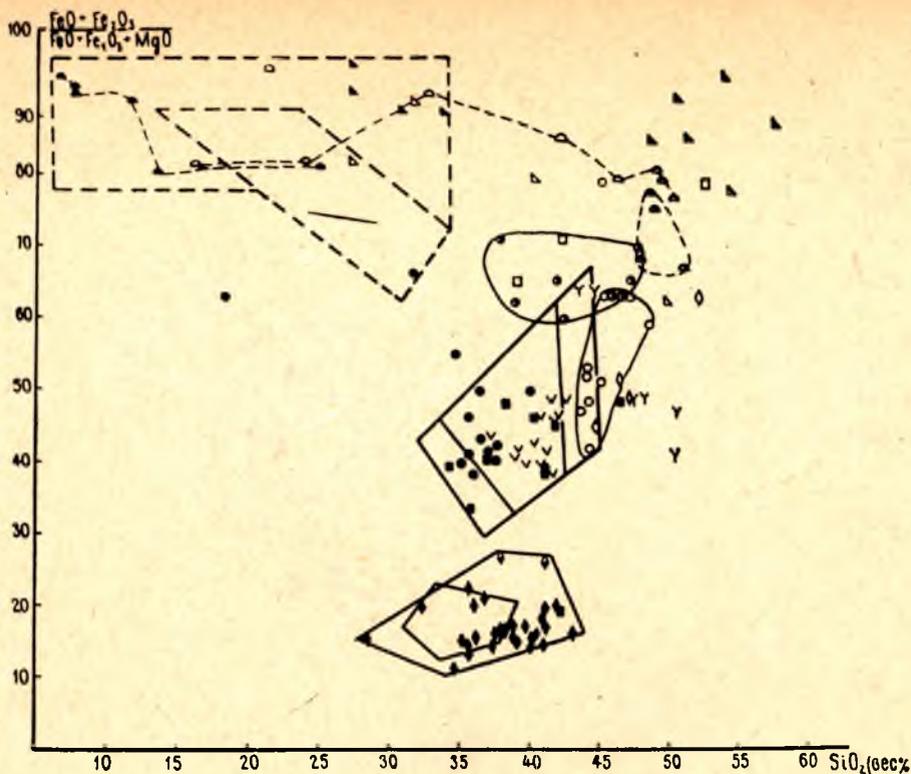


Рис. 8. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$ пород рудоносных интрузий. Условные обозначения на рис. 2

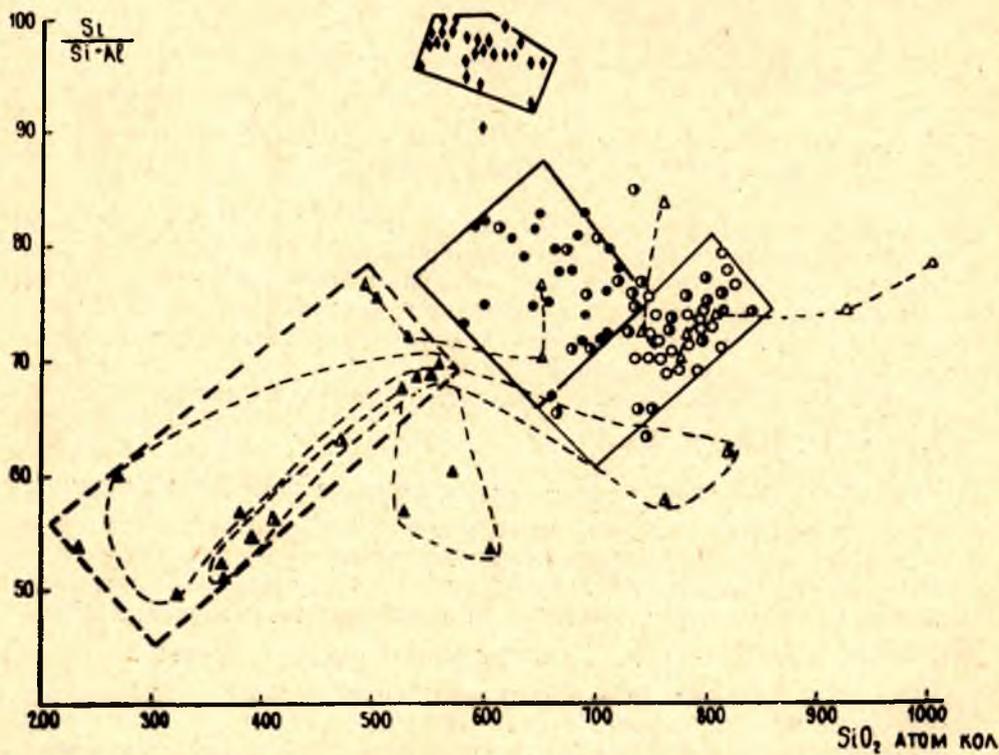


Рис. 9. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \frac{\text{Si}}{\text{Si} + \text{Al}}$ пород стандартных рудоносных интрузий. Условные обозначения на рис. 1

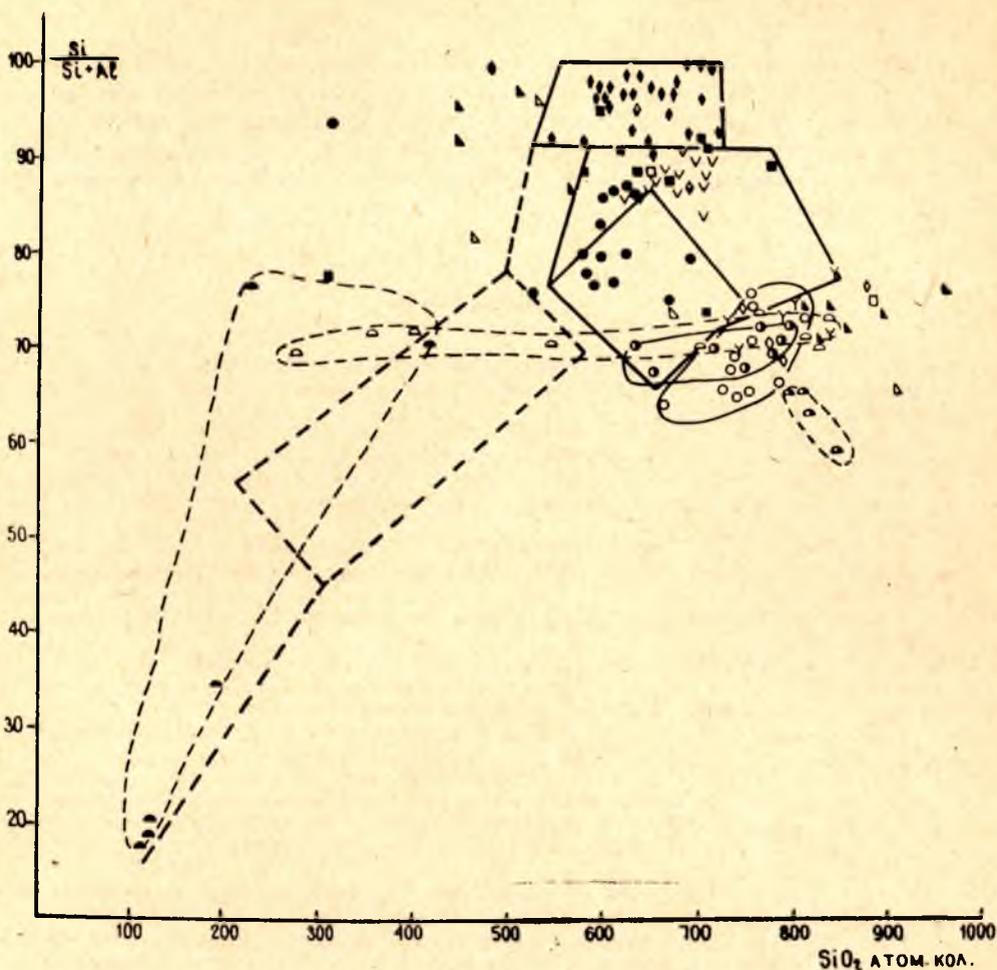


Рис. 10. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \frac{\text{Si}}{\text{Si} + \text{Al}}$ пород рудоносных интрузий. Условные обозначения на рис. 2

Титаноносные интрузии объединяет совместное поведение силиция и алюминия, отличает же раздельное их поведение. Так, на диаграмме $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ все фигуративные точки пород титаноносных интрузий образуют единое поле с четко выраженной эволюцией их составов. На диаграмме же $\frac{\text{Si}}{\text{Si} + \text{Al}} - \text{SiO}_2$ породы, ранее находившиеся совместно, попадают в противоположные части диаграммы (Ельтьозеро и Гремяха — Вырмес). Выяснение причин этого явления позволит выявить новые важные условия их формирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из рассмотрения всех предложенных диаграмм видно, что хромитоносные, никеленосные (сульфидсодержащие) и титаноносные породы четко различаются по содержаниям и характеру изменения следующих

групп окислов: MgO , $FeO + Fe_2O_3$, $CaO + Na_2O + K_2O$, $SiO_2 + Al_2O_3$.
 Это находит свое отражение и во взаимоотношениях параметров

$$\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot \frac{Si}{Si + Al}$$

Выявленные закономерности имеют в основном эмпирический характер. В будущих исследованиях, помимо их физико-химического обоснования, немаловажное значение будет иметь выяснение тех границ внешних и внутренних условий формирования месторождений, когда петрохимические критерии для них будут не только необходимыми, но и достаточными.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Шордждинский хромитовый перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромитового железняка вообще. Сб.: «Хромиты СССР», т. 1, изд. АН СССР, 1937.

Богачев А. И., С. И. Зак, Г. П. Сафронова, К. А. Иннина. Геология и петрология Елетьеозерского массива габброидных пород Карелии. Изд. АН СССР, 1963.

Богачев А. И., В. А. Горелов, В. И. Кочнев-Первухов. Основные черты строения и сульфидного оруденения междуречья Печенги — Лотты. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 19, 1964.

Богачев А. И., В. И. Кочнев-Первухов. О некоторых петрохимических критериях никеленосных гипербазитовых интрузий (на примере Аллареченского района). Советская геология, № 11, 1965.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959.

Дю Тойт А. Геология Южной Африки. Изд-во иностр. лит., 1957.

Егоров В. Н., Е. Н. Суханова. Талнахский рудоносный интрузив на северо-западе Сибирской платформы. Разведка и охрана недр, № 1, 1963.

Елисеев Н. А., Г. И. Горбунов, Е. Н. Елисеев и др. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 10, 1961.

Елисеев Н. А., Э. Н. Елисеев. Генетические типы базитов и гипербазитов и связанные с ними рудоуправления и месторождения. Сб.: «Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы». Изд-во «Наукова думка», Киев, 1966.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.

Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. Изд-во АН СССР, «Наука», М., 1964.

Козлов Е. К. Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова. В кн.: «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон (Докл. 2-й Всесоюзной объединенной сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам)», ч. 1, Киев, 1960.

Козлов Е. К. Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове. В кн.: «Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова», Мурманское книжное изд-во, 1961.

Коржинский Д. С. Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов. Геология рудных месторождений, № 2, 1966.

Коровяков И. А., А. Е. Нелюбин, З. А. Райкова, Л. К. Хортова. Происхождение Норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. Госгеолтехиздат, 1963.

Осборн Е. Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. В кн.: «Химия земной коры», т. II, «Наука», 1964.

Павлов Н. В., И. И. Чулырина. Некоторые итоги изучения процессов формирования хромитовых месторождений Кемпирсайского ультраосновного массива. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 1, 1966.

Поляканов А. А., Н. А. Елисеев. Петрология плутона Гремяха — Вырмес. Изд. Лен. гос. ун-та, 1941.

Роговер Г. Б. Месторождение Норильск-1. Госгеолтехиздат, 1959.

Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Арктического ин-та, 43, 1936.

Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распределения. Тр. ИГН, вып. 97, Изд. АН СССР, 1948.

Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В. Генетические типы медно-никелевых руд Сибирской платформы. Геология рудных месторождений, № 1, 1965.

Урванцев Н. Н. Енисейское рудное поле. Тр. НИИГА, 80, вып. 5, 1958.

Юдин Б. А. Титаномагнетитовое оруденение в Цагинском массиве габбро-лабродоритов. Сб.: «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 3. Изд. АН СССР, 1960.

Erva m a a P. The Petolahti Diabase and Associated Nicuel-copper-Pjrrhotite ore, Finland. Bull. Comis. Vol. Finlande. N. o. 199. Helsinki. 1962.

Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Amer. J. Sci., 257, N 9, 1959.

Ю. К. Калинин, Г. А. Лебедева

ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ ПРИ МЕТАСТАБИЛЬНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОСНОВНЫХ РАСПЛАВОВ И ИХ ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Кристаллизационные свойства расплавов основных пород: последовательность кристаллизации, фазовые соотношения в продукте кристаллизации не могут быть истолкованы однозначно, как функция валового химического состава. На эту связь накладывается сильное влияние термических условий: «теплого прошлого», «тепловой истории» (В. А. Флоринская, 1965), температуры и времени плавления, режима охлаждения. Изменение параметров термического режима на какой-либо из стадий может привести к отклонению от равновесных условий кристаллизации, вызвать иное направление минералообразования.

В. А. Николаев (1955) высказал мнение, что «...понятие о термодинамически равновесном процессе является весьма полезной абстракцией. Будучи «предельным» понятием оно исключает возможность считать природные или лабораторные процессы равновесными в строгом смысле. В лучшем случае некоторые (и, по-видимому, в природных условиях лишь немногие) процессы приближаются к равновесным». Считают, что составы расплавов основных пород относятся к четверной системе магнетит — оливин — пироксен (авгит) — плагиоклаз.

Согласно данным Г. С. Йодера и К. Э. Тилли, при равновесной кристаллизации любая из главных силикатных фаз может выделиться в качестве первичной. Магнетит образовывается в большинстве случаев при более высоких температурах, чем силикатные фазы (Йодер и Тилли, 1965). При равных температурах плавления удаление от условий равновесности отмечается при увеличении скорости охлаждения ниже температуры ликвидуса, то есть в температурном интервале 1280—1040°.

Так, согласно литературным данным, в гипотетической системе магнетит — оливин — авгит — плагиоклаз границы между фазовыми объемами кристаллизации при неравновесной кристаллизации начинают существенно перемещаться. Особенно заметно происходит смещение границ объема первичной кристаллизации пироксена в сторону объема плагиоклаза (Г. А. Рашин, 1963; Н. Ф. Челищев и др., 1963).

Увеличение скорости охлаждения в интервале температур 1240—1040° вызывает задержку кристаллизации плагиоклазов (более сложных, каркасных структур) и способствует большему выделению пироксенов (более простых, цепочечных структур), за счет чего и происходит расширение объема первичной кристаллизации пироксенов. Естествен-

но напрашивается вопрос — происходит ли постоянное смещение фазовых границ во всем интервале скоростей охлаждения: от бесконечно малых, приближающихся к нулю до больших, приводящих к образованию гомогенного стекла.

В лабораторной практике для получения характеристик равновесной кристаллизации обычно выдерживают расплав при выбранной температуре кристаллизации от нескольких сот часов до часа (Йодер и Тилли, 1965). Иначе говоря, равновесные условия кристаллизации в лаборатории могут быть получены при охлаждении со скоростью от 0 до нескольких сотых градуса в минуту.

С другой стороны, при скоростях охлаждения 30—50°/мин (в интервале температур жидкого состояния расплава), что имеет место в практике петрургии, добиваются предельного расширения фазовой границы пироксенов. Дальнейшее увеличение содержания в отливке пироксенов достигается изменением состава, подшихтовкой.

Б. Х. Хан (1966), проводивший изучение влияния скорости охлаждения основных расплавов на фазовый состав камня, пришел к выводу, что камень с максимальным содержанием пироксеновой фазы получается при скоростях охлаждения свыше 30—40°/мин.

Таким образом, есть основания считать, что существуют предельные положения фазовых границ в системе магнетит — оливин — пироксен — плагиоклаз. Одно предельное положение достигается при равновесной кристаллизации. Оно характеризуется максимальной величиной объема плагиоклазов. Все фигуративные точки составов лежат в объеме первичной кристаллизации магнетита. Другое предельное положение фазовых границ достигается в лабораторных условиях при скоростях охлаждения 30°/мин и более.

Фазовая диаграмма для этих условий кристаллизации характеризуется максимальным развитием объема пироксенов за счет фазового объема плагиоклазов. Неравновесные режимы охлаждения, при которых могут быть достигнуты вторые предельные положения фазовых границ, назовем метастабильными.

Наибольшие смещения фазовых границ, следовательно, будут отмечаться в интервале скоростей охлаждения от нескольких сотых °/мин ~ до 30°/мин. При этих скоростях охлаждения имеет место также неравновесная кристаллизация, которая названа нами лабильной.

Если признать, что при метастабильной кристаллизации фазовые границы имеют определенное устойчивое положение, то из этого следует, что можно однозначно определить зависимость кристаллизационных свойств расплава от его химического состава. Фазовые отношения в системе магнетит — оливин — пироксен — плагиоклаз не могут быть охарактеризованы диаграммой состояния, так как все компоненты относятся к ряду твердых растворов.

Исходя из предпосылки, что условия кристаллизации в данной системе с достаточной полнотой и точностью могут быть определены несколькими главными окислами-модификаторами, мы попытались проследить зависимость кристаллизационных свойств от соотношения и содержания этих окислов. Согласно выводам Н. В. Белова (1960, 1961), основным «формфактором» в процессе образования структуры стекла и силикатов являются не кремнекислородные тетраэдры, а катионы. Катионы, особенно крупные Ca^{2+} и Na^+ , определяют деформируемость кремнекислородной сетки. Н. В. Белов указывает на инертность кремнезема в определении структуры силикатов, «приспосабливаемость его к обстановке, создаваемой катионами». Нами в группу пассивных стеклообразовате-

лей отнесены окислы стеклообразователи SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 . Шесть оставшихся окислов были сгруппированы в 4 группы:

I группа	Fe_2O_3 — окислы	$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$
II	" MgO — "	MgO
III	" CaO — "	CaO
IV	" R_2O — "	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

Объединение окислов в группы ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) и ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) может быть оправдано следующими моментами. По группе Fe_2O_3 отношение между FeO и Fe_2O_3 в расплаве и закристаллизованном материале, изготовленных в одинаковых газовых средах, колеблется в небольших пределах, определяясь в основном термодинамическим равновесием реакции $4\text{FeO} + \text{O}_2 \rightleftharpoons 2\text{Fe}_2\text{O}_3$. Отношение $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$ в наших расплавах изменялось от 0,17 до 0,32.

При подобных пределах соотношений между FeO и Fe_2O_3 существеннее будет, очевидно, влияние на кристаллизацию их суммарного содержания, а не различий в соотношениях.

Минералообразующая роль Na_2O и K_2O в данной системе одинакова. Оба окисла образуют структурные группы с близкими координационными

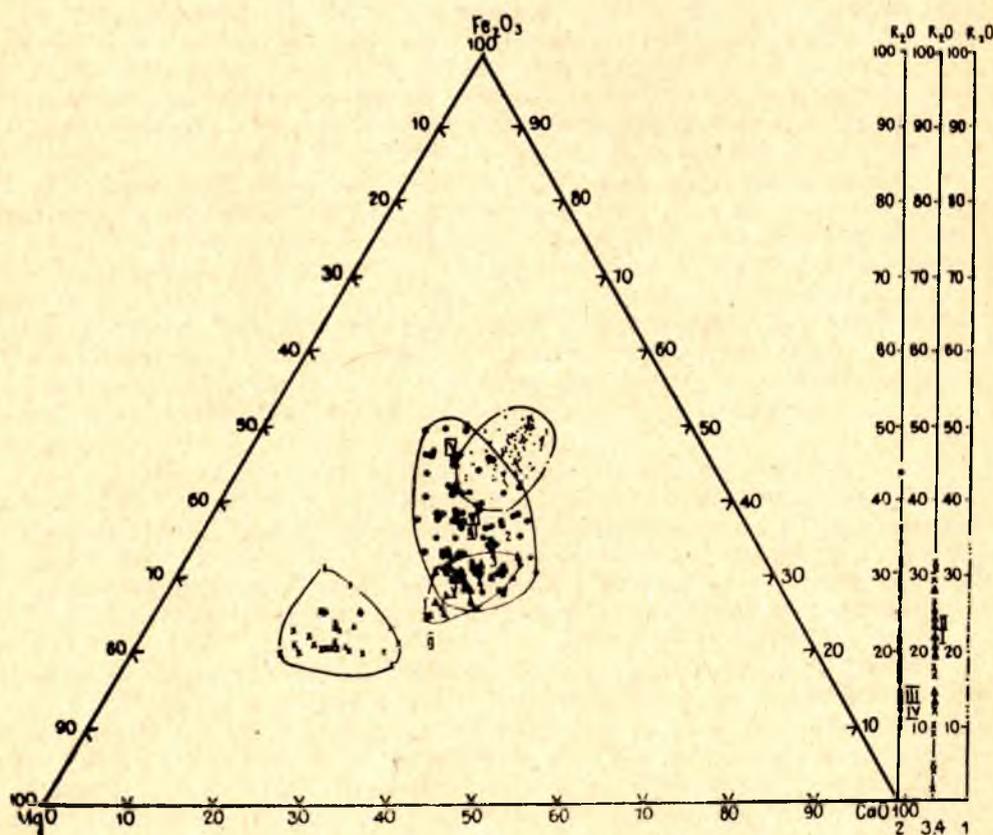


Рис. 1. Диаграмма химических составов верхне- и среднепротерозойских основных пород Южной Карелии:

1—верхнепротерозойские (иотнийские) габбро-диабазы; 2—среднепротерозойские (заонежские) породы; 3—пироксеновые порфиристы хавуозерского типа; 4—пикритовые порфиристы (средний протерозой, Суйсарская свита)

ми числами, допускают изоморфные замещения, участвуют в формировании полевых шпатов. По этой причине отнесение их в одну группу не искажает существенно взаимоотношения в системе.

Четыре названные группы катионов положены в основу четверной диаграммы $MgO-CaO-Fe_2O_3-R_2O$ (рис. 1).

Ось R_2O на рисунке 1 следует рассматривать как высоту тетраэдра. Фигуративные точки характеризуют атомные отношения компонентов в камне (расплаве).

Объект исследований

Нами были исследованы основные породы, залегающие среди осадочных образований Заонежской свиты онежской серии и суйсарской серии среднего протерозоя и верхнего протерозоя (иотния). Они развиты в Южной Карелии, в пределах Прионежского и Кондопожского районов.

Изученные породы Заонежской свиты представлены эффузивными и интрузивными образованиями; эффузивы (диабазы, миндалекаменные диабазы, диабазовые порфириды) встречаются в районе заливов Ялгубы и Пиньгубы Онежского озера, Кончезера, на острове Суйсари, близ г. Кондопоги. Они образуют потоки и покровы мощностью от нескольких метров до 100 метров, переслаивающиеся с туфогенными образованиями. Эффузивы Заонежской свиты имеют мелко- и среднезернистую структуру, миндалекаменную текстуру. Распределение миндалин внутри потоков неравномерное. Обычно их количество и размер постепенно увеличиваются при переходе от нижних частей потоков к верхним. Породы сильно изменены, содержат 30—50% вторичных минералов: хлорит, карбонат, серицит, лейкоксен. Интрузивные породы (диабазы и габбро-диабазы) образуют пластовые тела мощностью 30—60 м, лежащие в ядрах антиклинальных структур. Наиболее крупные силлы — Западно-Кондопожский, Кондопожский. Интрузии, как правило, сложены несколькими разновидностями пород, отличающимися текстурой, структурой, степенью изменения. По данным А. И. Кайряка (1963), обычно средне- и крупнокристаллические разности диабазов перемежаются с мелкозернистыми, в приконтактных частях наблюдаются миндалекаменные диабазы.

Петрографическая неоднородность заонежских образований отражается в их химической неоднородности. Наблюдаются колебания состава как для свиты в целом, так и в пределах одной интрузии или потока. Неоднородность химизма настолько значительна, что не удается выделить разности с выдержанным составом (табл. 1).

Исследованные нами образования суйсарской серии представлены несколькими разновидностями эффузивов: плагио- и плагиопироксеновыми порфиритами, пироксеновыми и пикритовыми порфиритами. Они протягиваются в виде полосы шириной 2—5 км от острова Суйсари до Ялгубы, развиты на берегах Укшезера и Кончезера, в районе г. Кондопоги. Эффузивы образуют ряд потоков и покровов, сопровождаемых туфами и туфобрекчиями. Мощность потоков колеблется от нескольких метров до нескольких сот метров. Наблюдается определенная последовательность образования пород: в основании разреза эффузивов лежат наиболее кислые породы — плагиопорфириды, которые постепенно сменяются переходными к ультраосновным — пикритовыми порфиритами (табл. 1). Для суйсарских эффузивов характерна порфиридная структура, миндалекаменная текстура. Вкраплениями являются альбит, авгит, псевдоморфозы по оливину. Основная масса всегда мелко-

Колебания химического состава изученных пород

Окислы	Породы Заонежской свиты	Эффузивы Суйсарской свиты				Иотнийские габбро-диабазы
		плагиопорфи- риты	плагиопирок- сеновые пор- фириты	пироксеновые порфириты	пикритовые порфириты	
SiO ₂	48,5—53,0	50,0—55,0	49,7—53,3	48,0—51,0	44,0—52,0	47,0—51,0
TiO ₂	1,0—2,5	1,5—1,9	1,3—2,5	1,5—2,0	1,2—1,8	1,5—2,5
Al ₂ O ₃	13,0—15,0	12,4—14,0	10,8—15,7	11,8—13,5	8,4—11,0	12,5—14,5
Fe ₂ O ₃	1,5—6,0	1,3—4,7	1,3—4,07	1,3—2,9	1,0—3,8	3,0—5,0
FeO	6,0—14,0	6,5—11,6	7,0—9,0	8,3—10,9	7,6—10,6	12,0—13,5
FeO + + Fe ₂ O ₃	9,5—14,0	7,8—13,4	8,8—12,3	10,5—11,7	9,0—13,0	15,0—17,0
MgO	4,7—7,0	4,8—8,5	5,3—10,2	5,5—10,8	13,0—16,0	4,0—5,5
CaO	5,5—10,0	1,9—6,9	6,6—9,1	8,6—12,2	6,0—11,0	7,5—8,8
Na ₂ O	1,0—4,0	0,2—3,5	2,3—5,00	1,7—2,8	0,8—1,6	1,2—4,4
K ₂ O	0,1—1,5	0,2—3,4	0,2—2,1	0,45—1,2	0,05—0,7	0,88—1,6
R ₂ O	3,0—5,0	3,6—5,0	3,7—4,4	2,5—4,0	0,8—2,2	2,5—6,0

зернистая, состоит главным образом из вторичных минералов хлорита, цоизита, лейкоксена, карбонатов.

Среди суйсарских эффузивов нами был выделен тип пород, наиболее однородных по химическому составу—пироксеновые порфириты, названные хавчезерскими, т. к. впервые были выявлены в районе Хавчезера.

Аналогичные породы встречены в Ялгубе, а также известны на Ветреном поясе (г. Голец), где они относятся к серии Ветреного пояса, которая синхронизируется с Суйсарской свитой. Образцы порфиритов г. Голец были переданы нам В. С. Куликовым.

Особенностью пород этого типа является близость химического состава при различном петрографическом составе (см. табл. 2).

Особенности петрографического состава пироксеновых порфиритов различных районов, связанные с различными условиями их образования, обсуждаются ниже.

Таблица 2

Петрографическая характеристика пород „хавчезерского“ типа

Участок	Структура	Петрографический состав
Хавчезеро	Порфиroidная с бластооофитовой структурой основной массы	Амфибол (ряда тремолит—актинолита) ≈ 50%, альбит ≈ 20% авгит ≈ 3%, хлорит, лейкоксен, цоизит, кварц
Ялгуба	Порфиroidная с бластоинтерсертальной структурой основной массы	Авгит ≈ 50%, альбит ≈ 10%, хлорит, цоизит, лейкоксен, карбонат, кварц
Ветренный пояс	Сноповидная	Пироксен ряда пижонит—авгит 30—70%. Измененное стекло.

Иотнийские габбро-диабазы слагают пластовую интрузию мощностью от нескольких десятков до 200 м. Они обнажаются на западном побережье Онежского озера от ст. Деревянка до села Вознесенье в виде массивов в несколько километров длиной при ширине 1—1,5 км. Вмещающими породами являются иотнийские кварцито-песчаники. Все массивы имеют одинаковое строение (К. О. Кратц, 1950).

В габбро-диабазе наблюдается первичная расслоенность, обусловленная процессами магматической дифференциации (К. О. Кратц, 1950). Нижний горизонт сложен среднезернистыми габбро-диабазами, верхний — крупнозернистыми кварцевыми габбро-диабазами. Отношение мощности верхнего горизонта к мощности нижнего 1 : 5, 1 : 7.

Габбро-диабазы имеют габбро-офитовую структуру, мало изменены. Главные минералы: плагиоклаз (андезин-лабрадор), пироксен (пижонит).

Петрографический состав габбро-диабазов на всей площади их развития очень однороден, что находит отражение в однородности их химического состава (табл. 1). Отклонение среднего состава по отдельным массивам от среднего состава для всего комплекса по всем компонентам составляет не более 1%.

Химические составы изученных пород нанесены на диаграмму $\text{CaO}—\text{MgO}—(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)—\text{R}_2\text{O}$ (рис. 1).

Диаграмма характеризует составы с ограниченным содержанием стеклообразователей: $\text{SiO}_2—48—52\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3—12—15\%$, $\text{TiO}_2—1—2\%$. Исключения составляют пикритовые порфиры, в которых содержание SiO_2 падает до 44%, а Al_2O_3 до 8—11%. Всего было пересчитано 450 химических анализов. На диаграмме выделяются 4 объема, характерные для пород различного типа.

По положению каждого объема на диаграмме можно определить особенности пород данного типа. Так, например, иотнийские габбро-диабазы (объем 1) обогащены окислами железа в ущерб содержанию CaO и MgO . Положение поля 3 пироксеновых порфиритов говорит о равных молекулярных и наиболее высоких среди рассматриваемых пород, содержаниях MgO и CaO и малых содержаниях железа.

Пикритовые порфиры обогащены MgO и имеют самое низкое содержание железа (объем 4). Заонежские диабазы занимают наибольший объем (2), что указывает на значительные колебания в соотношении окислов. Объем, свойственный заонежским диабазам, частью перекрывает объем иотнийских габбро-диабазов, а частью объем пироксеновых порфиритов. То есть среди заонежских диабазов можно обнаружить породы, аналогичные по химизму иотнийским габбро-диабазам и суйсарским пироксеновым порфиритам.

Такая аналогия по химизму пород различных серий позволяет проследить влияние на кристаллизационные свойства не только химического состава, но при одинаковом химическом составе — влияние минералогического состава, генетического типа породы.

Методическая часть

Стекла варились из порошка размолотого до тонины 0,25 мм в корундовых тиглях емкостью 150—200 мм. Температура варки 1350°, время выдержки при температуре варки — 2,5—3 часа. Качество варки оценивалось по отсутствию узлов на нити стекла. Часть расплава после варки сливалась в воду и использовалась для термографических исследований. Стекла для термоанализа растирались в порошок до прохождения через сито 4900 отв/см². Тигель с оставшимся расплавом переносился на тем-

пературу 900° и выдерживался при этой температуре 30 мин., а затем охлаждался вместе с печью. Материал, прошедший такую термообработку, далее подвергался термографическому изучению. Различие в термограммах закаленного и термообработанного стекла позволяет судить о склонности расплава данного состава к кристаллизации или о способности его к переохлаждению.

В шлифе из термообработанного материала определялись новообразования и их фазовый состав.

Рентгенографическое исследование фазового состава закристаллизованных материалов было проведено на порошке аппаратом УРС-70 с железным излучением. Для вычисления межплоскостных расстояний $\frac{d}{n}$ использовались таблицы А. К. Болдырева и В. И. Михеева. Условия съемки: $I = 12 \text{ ма}$; $V = 35 \text{ кв}$; экспозиция — 4 часа.

Кристаллизационная способность расплавов пород оценивалась по стеклу методом термографии. Нагрев стекол проводился до 1000°, то есть до температур, достаточных для полного выделения наиболее простых по структуре минералов: магнетита, оливина, пироксена, но недостаточных для перекристаллизации пироксенов и полного выделения плагиоклазов. Доля магнетита и оливина в искусственном камне из базальтов и диабазов обычно невелика — суммарно в среднем 10% (Н. Ф. Челищев и др., 1963).

Таким образом, по термограмме представляется возможность оценить кристаллизационную способность состава по пироксену и на различных составах оценить кристаллизационную способность сравнительно.

Нераскристаллизованное стекло имеет плагиоклазовый состав, причем количество стекла будет тем больше, чем меньше величина экзоэффектов. Очевидно, что метод термографии на стекле позволяет оценить максимальную кристаллизационную способность стекла, поскольку при нагреве последовательно проходит сначала интервал зарождения центров кристаллизации и затем интервал роста кристаллов. Поскольку температурные интервалы зарождения центров и роста кристаллов, как правило, не совпадают полностью, то максимальная кристаллизационная способность при охлаждении сверху не реализуется. Кристаллизационная способность состава, выявленная на стекле, является потенциальной кристаллизационной способностью для расплава. Структура материала, закристаллизованного сверху, обычно более грубозернистая, что также свидетельствует о меньшей плотности центров кристаллизации. Соответственно может иметь место случай, когда в температурном интервале роста кристаллов не образуется центров кристаллизации, тогда в расплаве не проходит кристаллизация, расплав переохлаждается, застывает в виде стекла.

Результаты экспериментов

На рисунке 2 (а, б, в) представлены термограммы стекол пород, относящихся к различным геологическим сериям, типам и участкам. Экзоэффекты на термограммах делятся на 2 группы: низкотемпературные — в интервале — 330—670° и высокотемпературные — 670—950°; низкотемпературные эффекты на 330—470° отражают процессы, происходящие на поверхности стекла, эффект на 620—670° связан с окислением закисного железа. При использовании грубозернистых порошков (0,8—1,6 мм) эти эффекты на термограмме не выявляются. При оценке кристаллизационной способности стекла низкотемпературные эффекты по этой при-

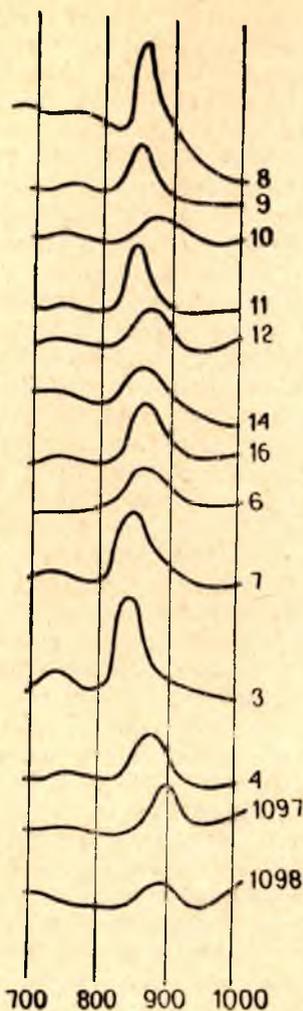


Рис. 2а. Термограммы стекол из основных пород

Иотнийские габбро-диабазы участков: 8, 9, 10—Гирека; 11, 12—Каскесручей; 3, 4—Педасельга; 1097, 1098—Голодай Гора

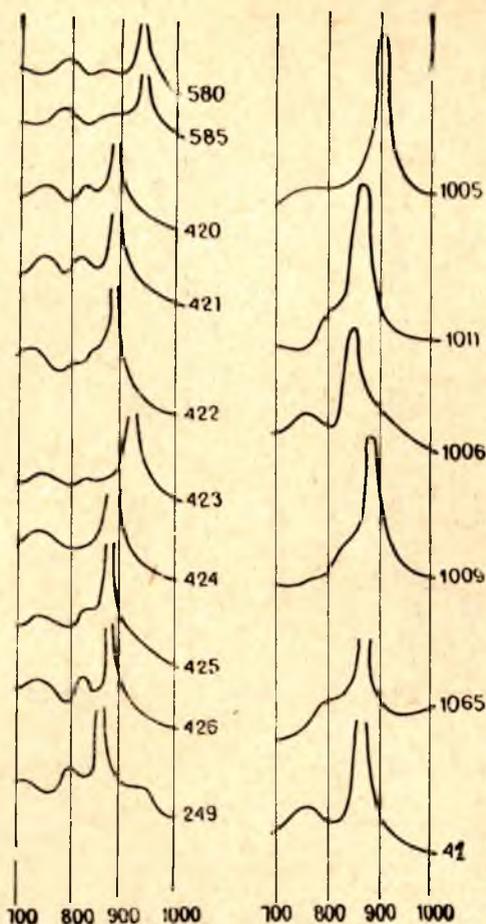


Рис. 2б. Термограммы стекол из основных пород

Порфириды Суйсарской серии: пироксеновые порфириды: 580, 585—Ветреного пояса; 420—426, 249—Хавчезера; 1005, 1006, 1011, 1009—Ялгуба; плагио-пироксеновые порфириды: 1065—о. Суйсари; пикритовые порфириды: 41—о. Суйсари

чине в учет не принимались. Кристаллизационная способность стекол оценивалась по величине экзоэффектов в температурном интервале 700—930°. Смещение эффекта в этом температурном интервале объяснено изменением вязкости стекол, зависящей от состава. Иотнийские габбро-диабазы разных участков немного различаются по кристаллизационной способности, но все они обладают малой кристаллизационной способностью, о чем свидетельствует небольшая высота пика экзоэффекта.

Пределы колебаний кристаллизационной способности проб внутри одного участка и между пробами разных участков невелики.

Пироксеновые порфириды (суйсарской серии) участков Хавчезера, Ветреного пояса имеют высокий пик экзоэффекта, на основании чего можно сделать вывод о значительном количестве выкристаллизовывающегося из этих стекол пироксена. Пироксеновые порфириды участка

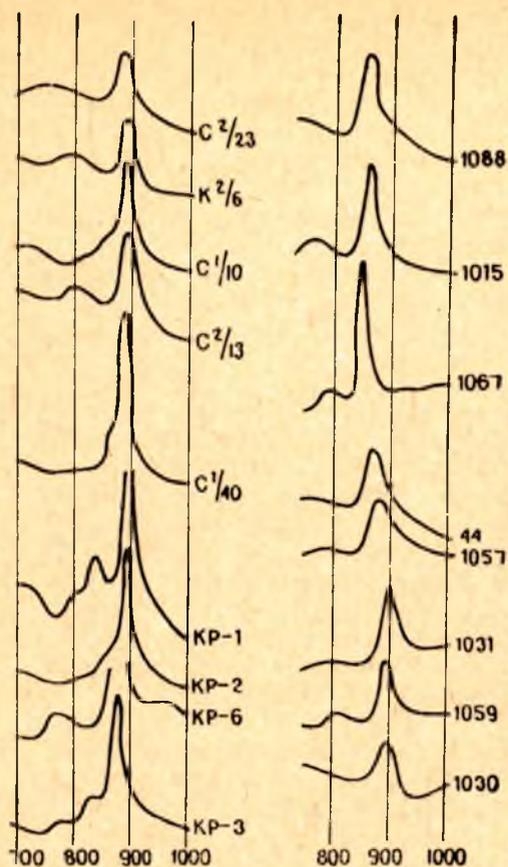


Рис. 26. Термограммы стекол из основных пород

Миндалекаменные диабазы и диабазовые порфириды заонежской серии: левый ряд — диабазы Западно-Кондопожского месторождения; правый ряд — 1088 — о. Пикшин; 1015, 1030, 1031 — Ялгуба; 44, 1059 — о. Суйсари; 1067 — Кончезеро

ри колеблется в широких пределах. Пробы С1/10, КР-1, КР-2, КР-3, КР-6 (Западно-Кондопожское месторождение) по кристаллизационной способности являются аналогами порфиритов хавчезерского типа. Пробы К2/6, С2/2,5; С2/13 (то же месторождение), пробы интрузивных миндалекаменных диабазов и диабазовых порфиритов заонежской серии с других участков показывают невысокую кристаллизационную способность.

На диаграмме (рис. 3) представляется возможным проследить зависимость кристаллизационных свойств от химического состава и соотношения окислов.

Высокой кристаллизационной способностью обладают составы, лежащие ближе к линии $MgO-CaO$ (пикриты, порфириды типа хавчезерских, некоторые пробы заонежских диабазов КР-1, КР-2, С1/10. По мере удаления от стороны $MgO-CaO$ к углу Fe_2O_3 кристаллизационная способность уменьшается. Объем пород с высокой кристаллизационной способностью проектируется на плоскость $MgO-CaO-Fe_2O_3$ в части, где молекулярное содержание Fe_2O_3 менее 40%.

Ялгуба имеют меньшую кристаллизационную способность, чем хавчезерские, но значительно большую, чем иотийские. На этом основании мы объединяем в одну группу по кристаллизационной способности эти три группы пироксеновых порфиритов и в дальнейшем будем именовать их хавчезерским типом. На рисунке 3 пироксеновые порфириды хавчезерского типа лежат в одном объеме. Различия в кристаллизационной способности стекол, принадлежащих к одной части диаграммы, то есть являющихся аналогами по химическому составу, обуславливается, очевидно, минералогическим составом исходного сырья. Пикритовые порфириды о. Суйсари также имеют высокую кристаллизационную способность, причем пик кристаллизации у них чаще всего сдвинут в сторону более высоких температур — 900—915°.

Плагиопироксеновые порфириды о. Суйсари (рис. 26) имеют большие колебания кристаллизационной способности. Близкая по составу к пироксеновым порфиритам проба 1065 имеет высокий пик экзоэффекта.

Кристаллизационная способность пород заонежской се-

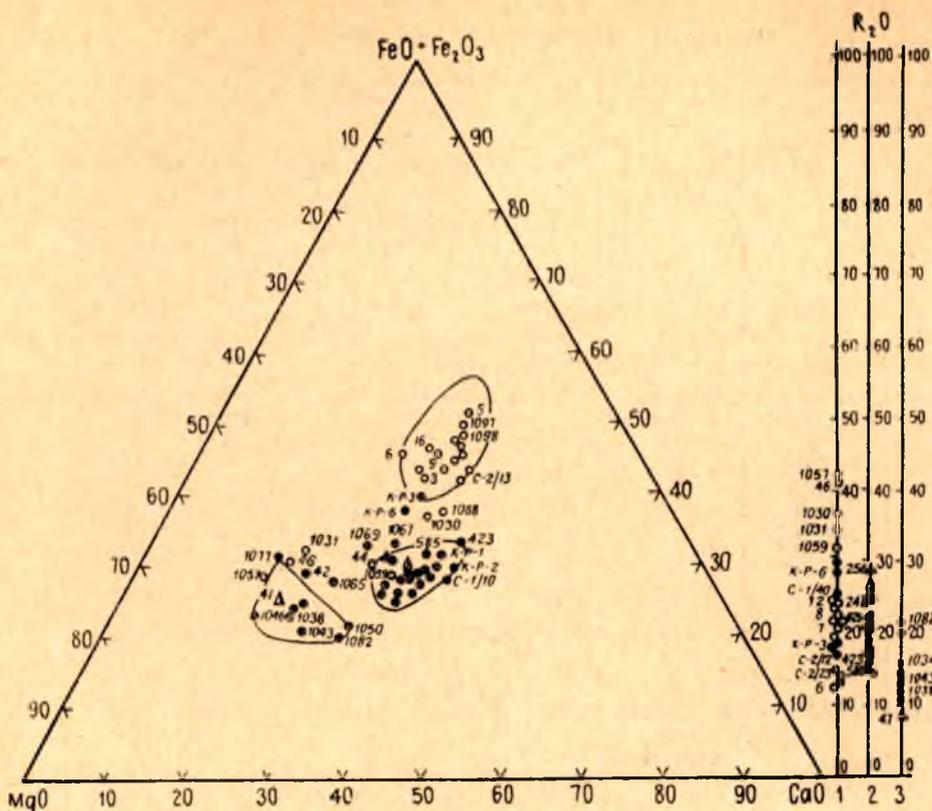


Рис. 3. Диаграмма кристаллизационных свойств стекол:

1 — иотнийские габбро-диабазы и ятулийские (звонезские) диабазы; 2 — пироксеновые порфиристы хавчерезского типа; 3 — пикриты суйсарские

Диаграмма позволяет проследить также зависимость кристаллизационной способности от содержания щелочей. Так, пробы 1030, 1031, 1059 в плоскости $MgO-CaO-Fe_2O_3$ лежат в поле хорошо кристаллизующихся пород, но имеют низкую кристаллизационную способность. Это, на первый взгляд, несоответствие объясняется положением точек по оси R_2O . (Содержание щелочей в этих пробах наибольшее. В четверной диаграмме эти пробы лежат высоко, ближе к углу R_2O). Следовательно, щелочи снижают кристаллизационную способность.

Можно отметить, что стекла из пород, различных по генезису, возрасту, принадлежащих к разным участкам, но находящихся на диаграмме в одних объемах, обладают близкой кристаллизационной способностью. То есть кристаллизационная способность, в первую очередь и в основном, определяется химическим составом исходной породы и в меньшей степени ее минералогическим составом.

Способность к переохлаждению оценивалась на материалах, прошедших термообработку: охлаждение со скоростью $\sim 30^\circ/\text{мин}$ в интервале $1280-1000^\circ$ и выдержанных при 900° в течение от 20 минут до 1 часа и затем охлажденных в печи до комнатной температуры — визуально, в ряде случаев под микроскопом (по прозрачным шлифам) и методом

Результаты кристаллизации расплавов при $t=900^{\circ}$

№ п/п	Стратиграфическое положение пробы	Название породы	№ пробы	Местоположение	Время кристаллизации	Характеристика материала
1	Иотный	Габбро-диабаз	16	Ропручей	15 мин.	Тонкокристаллический материал
2	"	"	1096	Голодай Гора	1 час	Неравномернозернистый материал
3	"	"	1097	"	1 час	Тонкокристаллический у поверхности тигля
4	"	"	1098	"	1 час	Крупнокристаллический внутри тигля
5	Средний протерозой	Пикритовый порфирит	41	о. Суйсари	15 мин.	Стекло с редкими сферолитами
6	"	"	1034	"	1 час	"
7	Суйсарская свита	"	1035	"	1 час	"
8	"	"	1043	"	1 час	"
9	"	"	1046	"	1 час	"
10	"	"	1082	ЮВ берег оз. Кончезера	20 мин.	"
11	"	Пироксеновый порфирит	1005	Ялгуба	1 час	Стекло
12	"	"	1006	"	1 час	"
13	"	"	1007	"	1 час	"
14	"	"	1009	"	1 час	"
15	"	"	1011	"	1 час	"
16	"	"	1012	"	1 час	"
17	"	"	1020	"	1 час	"
18	"	"	426	Хавчезеро	1 час	"
19	Суйсарская свита	Плагнио-пироксеновый порфирит	1065	о. Суйсари	1 час	Тонкокристаллический материал
20	"	"	1069	уч. Кончезеро	1 час	Стекло
21	"	"	1089	уч. Укшезеро	1 час	Тонкокристаллический материал
22	"	"	1026	Ялгуба	1 час	Стекло
23	Серия Ветреного пояса	Пироксеновый порфирит	580	Ветренный пояс, г. Голец	1 час	Стекло
24	Заонежская свита	Миндалекаменный диабаз	300	Южно-Кончезерское месторождение	1 час	Стекло с мелкими сферолитами
25	"	"	303	"	1 час	"
26	"	"	309	"	1 час	Стекло с отдельными закристаллизованными участками

№ п/п	Стратиграфическое положение пробы	Название породы	№ пробы	Местоположение	Время кристаллизации	Характеристика материала
27	Заонежская свита	Мидалекаменный диабаз	1057	о. Суйсарн	20 мин.	Тонкокристаллический материал
28	"	Диабазовый порфирит	1059	"	1 час	Стекло
29	"	"	1087-1	уч. Кончезеро	1 час	Тонкокристаллический материал
30	"	"	1030	Ялгуба	1 час	Тонкокристаллический материал
31	"	Диабаз	1015	"	1 час	"
32	Среднепротерозойские (Заонежские интрузивные диабазы)	Метадиабаз	КР-1	Западно-Кондопожское месторождение	1 час	"
33	"	"	КР-2	"	1 час	"
34	"	"	КР-3	"	1 час	Тонкокристаллический материал
35	"	"	КР-6	"	1 час	Стекло с отдельными сферолитами
36	"	"	С2 2,5	"	20 мин.	Тонкокристаллический материал
37	"	"	С2/23	"	20 мин.	Тонкокристаллический материал с отдельными крупными сферолитами
38	"	"	С1/40	"	20 мин.	Стекло
39	"	"	1100	"	1 час	Тонкокристаллический материал
40	"	"	1088	о. Пикшин (Кончезеро)	1 час	"

термографии. Результаты термообработки по данным визуального наблюдения приведены в таблице 3.

Из таблицы следует, что переохлаждаются расплавы всех пироксеновых порфиритов Ялгубы, Хавчезера, Ветреного пояса, некоторые расплавы плагиопироксеновых порфиритов (№ 20, 22, табл. 3), диабазовых порфиритов (№ 28, табл. 3), метадиабазов (32, 33, табл. 3). Пикритовые порфириты, отдельные пробы мидалекаменных диабазов (№ 24, табл. 3) образуют в результате выбранной термообработки частично закристаллизованный материал. Иотнийские габбро-диабазы, часть среднепротерозойских метадиабазов кристаллизуются в тонкокристаллический продукт. В материале, оцененном визуально как стекло, не было обнаружено кристаллических образований и под микроскопом. Структура материала, закристаллизованного частично, иллюстрируется на рисунке 4

(микрофото). Вокруг редких центров кристаллизации растут радиально-лучистые образования пироксена. Микрофотографии полностью закристаллизованного материала получить не удалось, так как шлиф оказался очень темным из-за большого содержания магнетита. Звездчатые образования магнетита создают центры кристаллизации, вокруг которых образуются игольчатые кристаллы пироксена. В небольших количествах содержится оливин. Материал имеет сферолитовую или радиально-лучистую структуру.

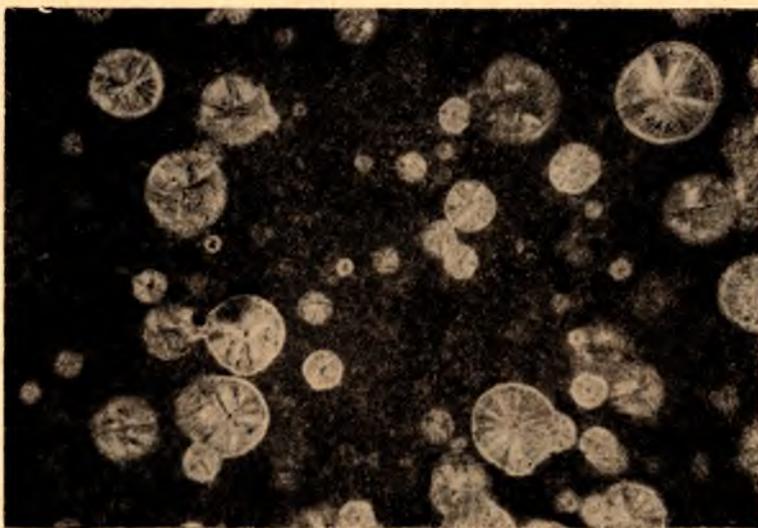


Рис. 4. Микрофото. Частично закристаллизованный состав (проба 41). Сферолиты (светлые) в стекле (темный фон). Инколи \times , увел. 35

На рисунке 5 представлены термограммы материалов, охлажденных сверху с выдержкой на 900° . Причем были отобраны различные по способности к переохлаждению материалы по визуальному определению. Сравнение данных визуального наблюдения и термографии показывает хорошую согласованность. Так, пробы 16 и КР-3, визуально закристаллизованные полностью, не дают на термограмме эффектов в области $800-900^{\circ}$. Это указывает на полноту кристаллизации при термообработке. Пробы 1030, КР-6, оцененные визуально как частично закристаллизованные, дают на термограммах хорошо выраженные пики, но меньшей величины по сравнению с термограммами их стекол. Наконец, пробы 1005, 1006, 1009, 426 дают термограммы, совершенно аналогичные термограммам стекол. Подобное обстоятельство является указанием на то, что в процессе термообработки в расплавах названных проб не произошло никаких изменений.

Тот факт, что в любую из групп по способности к переохлаждению (переохлаждающиеся, частично кристаллизующиеся, полностью кристаллизующиеся) могут войти породы, различные по генезису, возрасту, минералогическому составу свидетельствует об отсутствии связи между этими характеристиками и способностью к переохлаждению. Связь между способностью к переохлаждению и химическим составом можно проследить на предложенной четверной диаграмме (рис. 6).

На диаграмме (рис. 6) составы пород, способные к переохлаждению, лежат в объеме 3, то есть в части диаграммы, где содержание Fe_2O_3 меньше 40%. Как было показано ранее, составы этой части диаграммы обладают максимальной кристаллизационной способностью. Следовательно, способность к переохлаждению есть не факт стабильного стеклообразования, а отсутствие способности к зародышеобразованию при потенциальной высокой способности к росту кристаллов. По-видимому, при метастабильной кристаллизации содержание окислов Fe в этих составах не превышает количества, необходимого для образования надэвтектического магнетита. Не происходит образования центров кристаллизации магнетита. Напротив, составы пород, лежащие в части диаграммы, где содержание Fe_2O_3 свыше 40% (поле 1), не способны к переохлаждению, дают при выбранных режимах термообработки тонкокристаллический материал. Высокое содержание окислов железа в этих составах, превышающее содержание окислов железа в эвтектике, магнетит — силикатные фазы, обуславливает первичное выделение магнетита. Составы, обеспечивающие частичную кристаллизацию, лежат на диаграмме либо между полями 1 и 3 (№ 300, 309, 303), либо в поле 4 с повышенным содержанием MgO . Это обстоятельство позволяет предположить, что центры кристаллизации в расплаве данных пород образуются оливином.

Фазовый состав частично и полностью закристаллизованных образцов, как было показано, определен микроскопически.

Составы поля 3, переохлаждающиеся при выбранных режимах термообработки, были закристаллизованы при введении в шихту в качестве затравки 1% окиси хрома, а также при повторном нагреве стекла до температуры 900° . Материалы, особенно полученные вторичным нагревом, имели тонкую структуру, определить фазовый состав на которой было под силу лишь рентгену. Рентгенографический анализ закристаллизованных сверху и снизу материалов показал, что их фазовый состав практически не различается: основными фазами в порядке убывания являются авгит, плагиоклаз (битовнит), магнетит. При этом последние 2 фазы

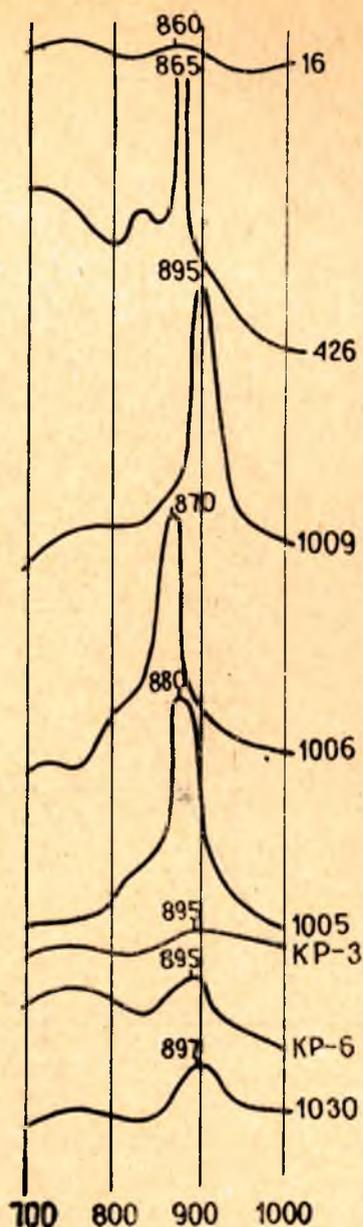


Рис. 5. Термограммы материалов, полученных при охлаждении расплавов с 1350 до 900° и выдержке на 90° :

16 — иотнийский габбро-диабаз; 426 — пироксеновый порфирит Хаячезера; 1009, 1006, 1005 — пироксеновый порфирит Ялгубы; KP-6 — метадиабазы Западно-Кондопожского месторождения; 1030 — диабазовый порфирит Ялгубы

В ряду магнетит — оливин — пироксен — плагиоклаз способность к образованию центров кристаллизации резко убывает при переходе от магнетита к силикатам. Эта способность магнетита обусловлена относительной простотой структуры магнетита. Образование зародышей магнетита идет быстро, практически не завися от скорости охлаждения (А. А. Леонтьева, 1947), что и объясняет отсутствие склонности к переохлаждению (при данных режимах) расплавов фазового объема магнетита.

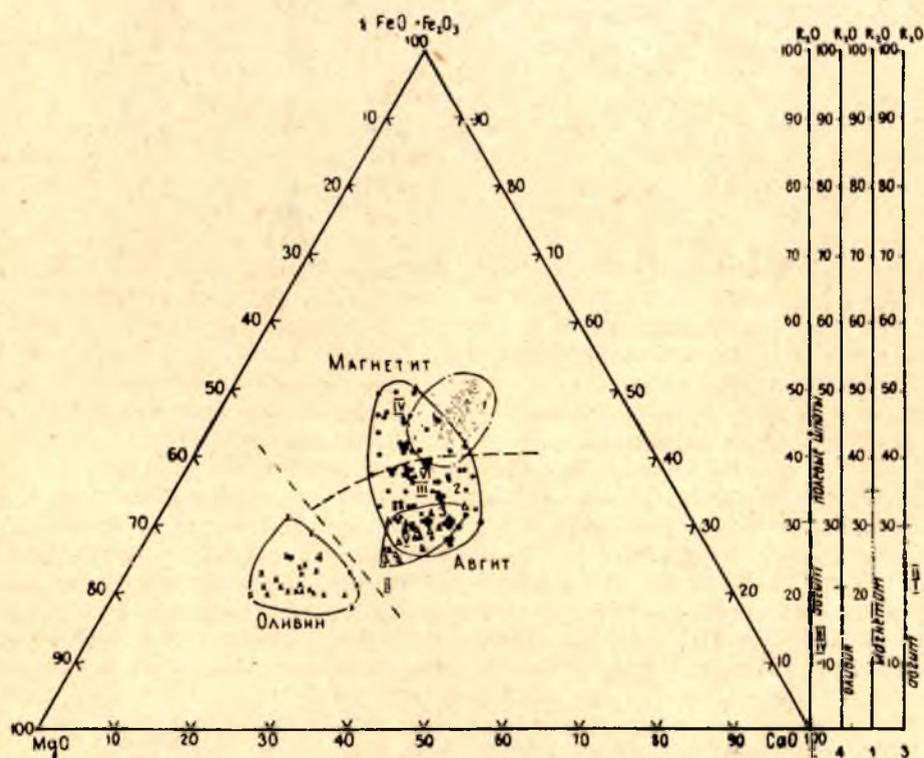


Рис. 7. Фазовые границы в диаграмме $MgO - CaO - Fe_2O_3 - R_2O$

Основной структурной единицей силикатов является тетраэдр $[SiO_4]$, существующий изолированно в оливинах, объединенный в цепочки $[SiO_3]_{\infty}$ в пироксенах или образующий трехмерную структуру в плагиоклазах. Усложнение строения структуры силикатного комплекса затрудняет его передвижение в расплаве и создание зародыша кристаллизации. Способность к зародышеобразованию падает от оливина к пироксену и далее к плагиоклазу.

Это положение объясняет способность к полному или частичному стеклованию составов, лежащих на диаграмме в поле с содержанием окислов железа менее 40% — из этих расплавов не происходит выделения магнетита. Частичная кристаллизация составов поля 4 обусловливается образованием редких оливиновых центров кристаллизации. По данным рентгена, в камне составов поля 4, полученном при кристаллизации снизу, отсутствует магнетит, а основной составляющей является оливин.

При введении в расплавы составов поля 3 минерализатора (Cr_2O_3) наблюдали кристаллизацию пироксена вокруг зародыша. Основной кристаллической фазой, по данным рентгена, является авгит, кроме того присутствуют плагиоклаз, кремнекислота и магнетит. На этом основании мы определяем объем, примыкающий к стороне $\text{MgO}-\text{CaO}$, принадлежащим силикатным фазам, и приближенно проводим границу между полями кристаллизации магнетита и силикатными фазами (рис. 7).

В закристаллизованном материале из стекол составов фазовых объемов силикатных фаз рентгеном также отмечены магнетит и полевые шпаты.

Высокая кристаллизационная способность стекол составов, способных к переохлаждению, свидетельствует о том, что стекла в отличие от расплавов имеют высокую способность к образованию зародышей. Данное обстоятельство может быть объяснено изменением очередности выпадения фаз. В образовании центров кристаллизации участвует фаза, способная к интенсивному зародышеобразованию, то есть магнетит. Неравновесное выделение магнетита может быть следствием микрорасслоений в стекле, вероятность образования которых увеличивается по мере понижения температуры (А. Г. Pinkus, 1940; В. Н. Филипович, 1965). Возникающие в результате расслоения поверхности раздела аморфных фаз могут служить местом накопления стехиометрических групп магнетита, концентрация которых на поверхности может превысить эвтектическую. В шлифах материалов составов силикатных объемов, полученных длительной термообработкой, можно было видеть, что концентрация кристаллических образований растет по мере понижения температуры, а центры кристаллизации образованы магнетитом. То есть при низких температурах может иметь место неравновесное выделение магнетита, обеспечивающее формирование тонкокристаллических структур.

Из расплавов фазового объема магнетита в качестве последующих фаз могут выделяться, очевидно, в любом порядке пироксен, плагиоклаз или оливин в зависимости от положения фигуративной точки в объеме магнетита. Малая кристаллизационная способность составов объяснена тем, что после выделения из расплава магнетита состав остаточного расплава становится кислее. А как известно, кислые расплавы имеют склонность к стеклованию даже при наличии в расплаве центров кристаллизации.

Таким образом, констатируем, что Mgt_1 может кристаллизоваться первым как в фазовом объеме первичной кристаллизации Mgt , так и в фазовом объеме первичной кристаллизации силикатных фаз. Этот вывод согласуется с литературными данными (Йодер и Тилли, 1965) по кристаллизации основных расплавов. Напомним, что согласно выводам Йодера и Тилли, магнетит выделяется в качестве первичной фазы в большинстве случаев, а по Вольдану и Копецки всегда.

С этой позиции можно объяснить различие структур природных объектов, принадлежащих фазовому объему пироксена, различными температурными условиями образования.

Образцы эффузивов г. Голец с Ветреного пояса, описанные и переданные нам В. С. Куликовым, характеризуются сноповидной, иногда радиально-лучистой структурой и состоят на 30—70% из кристалликов пироксена ряда пижонит — авгита, погруженных в измененное стекло, полевые шпаты отсутствуют (рис. 8). На четверной диаграмме $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{F}_2\text{O}_3-\text{R}_2\text{O}$ составы этих проб попадают в поле первичной кристаллизации пироксена. Наличие в породе редких и крупных кристаллов пироксена, высокий процент стекла указывают на отсутствие при кристаллизации достаточного числа центров кристаллизации, на высокую

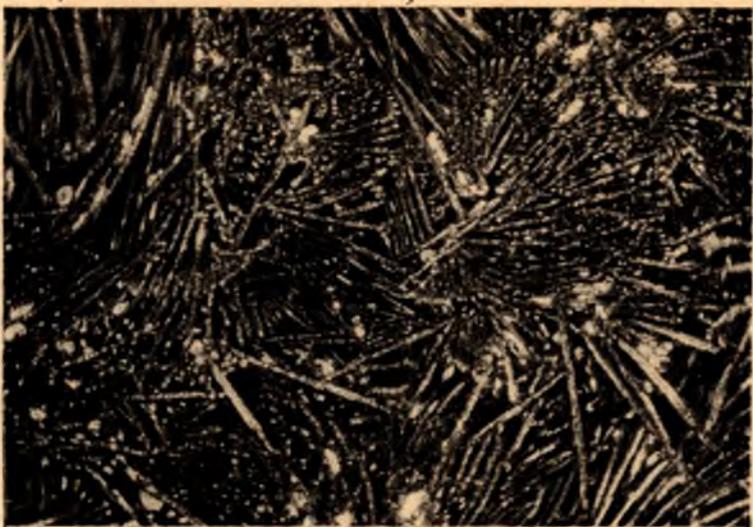


Рис. 8. Микрофото. Пироксеновый порфирит г. Голец. Без анализатора, увел. 15

кристаллизационную способность состава и способность расплава к переохлаждению. (Высокая кристаллизационная способность пород с г. Голец подтверждена нами термографически.)

Подобный тип кристаллизации не может быть объяснен с позиции первичного равновесного выделения магнетита. Очевидно, частичная кристаллизация расплава прошла при высоких температурах, а затем имело место быстрое охлаждение магмы.

Другим диагностическим признаком метастабильной кристаллизации является отсутствие в породе первичных полевых шпатов. Кристаллизация в условиях быстрого нарастания вязкости и ограничения

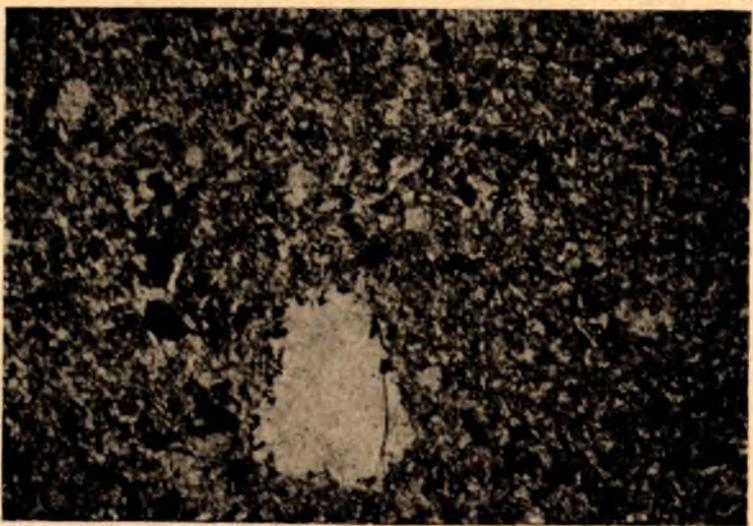


Рис. 9. Микрофото. Пироксеновый порфирит Хавчезера. Без анализатора, увел. 50

возможности передвижения в расплаве (вязком стекле) сложных субтаксических групп, характерных для плагиоклазов, почти нацело тормозит их кристаллизацию и сохраняет в виде стекла. В условиях лабильной кристаллизации плагиоклазы появляются соответственно тем в большем количестве, чем медленнее происходит изменение вязкости магмы.

Образование равномерной тонкозернистой структуры пироксеновых порфиринов Хавчезера (рис. 9), имеющих аналогичный с эффузивами Ветреного пояса химический состав и попадающих с ними в одно поле, объяснено нами тем, что их кристаллизация происходила в неравновесных лабильных условиях. Формирование тонкозернистой структуры, очевидно, имело место в условиях насыщения расплава центрами кристаллизации, что возможно при значительном переохлаждении расплава, то есть кристаллизация шла в условиях низких температур.

Наличие в хавчезерских породах плагиоклазов (см. табл. 2), является вторым признаком, отличающим эти породы от эффузивов Ветреного пояса и указывающим на неравновесные лабильные условия их кристаллизации.

Отмеченные особенности кристаллизации расплавов основных пород в неравновесных условиях позволяют объяснить имеющие место различные варианты минералообразования в природе и в искусственных условиях и с большей детальностью интерпретировать условия образования эффузивных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н. В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Белов Н. В. Строение стекла в свете кристаллохимии силикатов. Сб.: «Стеклообразное состояние», М.—Л., 1960.
- Йодер Г. С., К. Э. Тилли. Происхождение базальтовых магм. «Мир», М., 1965.
- Кобеко П. П. Аморфные вещества. Изд. АН СССР, М.—Л., 1952.
- Кратц К. О. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Л., 1950.
- Леонтьева А. А. Кристаллизация двух оливиновых базальтов. Зап. Всерос. минер. об-ва, 1947, ч. 76, вып. 3.
- Николаев В. А. Равновесные процессы и вариантность закрытых и открытых систем. Сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», изд. АН СССР, М., 1955.
- Рашин Г. А. Гетероморфизм и неравновесные состояния минералообразования при кристаллизации базальтовых расплавов. Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1963.
- Флоринская В. А. Сб.: «Стеклообразное состояние». «Наука», М.—Л., 1965.
- Хан Б. Х., И. И. Быков, Э. А. Никулина. Влияние тепловых условий на кристаллизацию пироксенового каменного литья. Сб.: «Эксперимент в технической минералогии и петрографии». VII совещание по эксперимент. и технической минералогии и петрографии. М., 1966.
- Челищев Н. Ф., В. А. Кузнецов, Ю. П. Диков. Экспериментальное исследование процесса кристаллизации силикатных расплавов, отвечающих по составу основным горным породам. ДАН СССР, т. 152, № 3, 1963.
- Филипович В. Н. О связи между структурами расплава, стекла и продуктов их кристаллизации. Сб.: «Стеклообразное состояние», изд. АН СССР, 1965.
- Warren B. E., A. G. Pinkus. J. Amer. ceram. soc. 23, 10, 301, 1940.

А. И. Богачев, С. И. Зак,
В. И. Кочнев-Первухов

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ РУД НЕКОТОРЫХ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Считается общепризнанным, что эпигенетические сульфидные медно-никелевые руды не только пространственно, но и генетически связаны с ультраосновными и основными интрузиями, в процессе консолидации которых происходило рудоотложение. Для объяснения формирования руд выдвигается ликвационная гипотеза, относящая руды к высокотемпературным образованиям ($800-1000^{\circ}$), и гидротермальная постмагматическая, согласно которой сульфиды кристаллизовались из растворов при температуре $250-350^{\circ}$. Как в том, так и в другом случае рудные расплавы или растворы рассматриваются как непосредственные производные основных магм на ранних либо поздних этапах дифференциации. Исходя из такого понимания рудогенеза следует, что разрыв между застыванием и дифференциацией интрузии, сопровождавшийся ликвацией или отделением гидротермальных растворов, был невелик. В связи с этим при поисковом прогнозировании главнейшее внимание обращается на изучение состава интрузий, условий их залегания и структуры, петрохимических особенностей и т. д.

Между тем многочисленные материалы по месторождениям Канады и Кольского полуострова указывают на значительный перерыв во времени между становлением интрузивных базитовых и гипербазитовых массивов, с одной стороны, и формированием руд, с другой.

Так, на месторождении оз. Линн в северной Манитобе (Г. Ратан, 1964) рудная минерализация приурочена к сложной системе сбросов и зон брекчирования, пересекающих тела основных пород. Сульфиды моложе не только главного периода талько-актинолитового изменения, но и поздних даек гранитов и полевошпатовых порфиров, секущих основные породы. Иными словами, между становлением основных пород и рудной минерализацией существует значительный разрыв во времени. Количество никеля и меди, заключенное в рудах, не пропорционально объемам массивов основных пород, имеющих небольшие размеры. Вблизи массивов основных пород в осадочных и вулканических отложениях залегают медно-цинково-золоторудные месторождения. Г. Ратан предполагает, что минералы, содержащие никель, медь, кобальт, цинк и золото образовались из одного источника. Медь, цинк и золото

отлагались в осадочных и вулканогенных породах, в кислой среде, а никель, медь и кобальт — в основных интрузиях, где существовала нейтральная и щелочная среда.

История геологического развития района месторождения Линн представляется в следующем виде:

1. Вулканические и осадочные отложения серии Вейсикивон.
2. Складчатые и разрывные нарушения, древние граниты.
3. Внедрение основных массивов.
4. Меридиональные разрывные нарушения, меридиональные пликативные дислокации и широтные зоны брекчий, надвиг с запада.
5. Внедрение поздних гранитов и связанных с ними кислых даек, гидротермальное изменение и талькообразование в массивах основных пород.
6. Продолжающиеся или повторяющиеся подвижки по существующим разрывам вследствие давления с запада.

7. Оруденение по трещинам и брекчированным зонам вблизи разрывов: никелево-медно-кобальтовое в массивах основных пород и золото-медно-цинковое в осадочных и вулканогенных отложениях.

Аналогичная картина, говорящая о значительно более позднем формировании богатых эпигенетических руд, по отношению к серпентинитам устанавливается на месторождении Томпсон (Patterson, 1963). Крупное тело богатых руд залегает здесь в биотитовых сланцах. Лишь на юго-западном фланге месторождения известна небольшая интрузия серпентинитов. Сланцы и серпентиниты пересекаются гранитами и пегматитами, которые в свою очередь секутся рудами. Брекчированные сульфидные медно-никелевые руды содержат обломки сланцев и пегматитов. По данным региональных исследований, формированию гранитов и пегматитов предшествовало образование гранодиоритовых гнейсов, являющихся более молодыми, нежели рудоносные серпентиниты озер Моук и Мистери.

Последовательность образования пород в районе оз. Томпсон следующая:

1. Серпентиниты озер Моук и Мистери с рассеянным сингенетичным сульфидным оруденением.
2. Гранодиоритовые гнейсы.
3. Граниты и связанные с ними пегматиты.
4. Богатые руды месторождения Томпсон.

Степень метаморфизма вмещающих серпентиниты пород на оз. Мистери соответствует верхней зеленосланцевой или нижней амфиболито-альмандиновой фации, в то время как на месторождении Томпсон окружающие биотитовые сланцы метаморфизованы в верхней амфиболито-альмандиновой фации. Таким образом, намечается зависимость между интенсивностью метаморфизма и качеством руд.

В ряде месторождений рудного поля Седбери также выявляется разрыв во времени между формированием основных пород и эпигенетических руд. На месторождении Фруд-Стоби (Х. Зербригг, 1964) рудоносные кварцевые диориты наиболее сильно минерализованы вдоль поздних зон скальвания. На месторождении Харди (Дж. Митчелл, А. Мати, 1964) после внедрения никелепосных норитов произошло образование посленоритовых брекчий, проникновение аплитовых даек и рудной минерализации. Руда, по-видимому, отложилась одновременно или немного позднее времени формирования гранитной брекчии и аплитовых даек. По мнению главного геолога «Интенешенел Никел компани» Б. Изйтса (1948), генезис месторождений Седбери определяется следующими фактами:

«1. Граниты Муррея интродуцируют норит (несмотря на самые различные умственные упражнения, направленные к тому, чтобы перепрыгнуть через этот барьер).

2. Брекчии Фрудского типа не только прорывают дайки и отрезают их от того же гранита, но в них самих найдены... обломки гранита.

3. Дайки оливинового диабазы прорезают как гранит, так и брекчии.

4. Сбросовая деятельность разрывает оба типа даек.

5. ...руда замещает матрицу брекчии; в граните руда находится как в виде замещений, так и в виде жил и по возрасту она более позднего происхождения, чем дайки и результаты сбросовой деятельности».

На Кольском полуострове гипотеза о гидротермальном происхождении богатых вкрапленных и сплошных руд в Печенгском и Мончегорском районах разработана Н. А. Елисеевым (1956, 1961). По мнению Н. А. Елисеева, «...весь никель концентрировался в остаточных продуктах кристаллизации ультраосновных и основных магм — гидротермальных растворах... источником гидротермальных растворов являются сами дифференцированные интрузии». Однако и здесь период формирования руд отделен от застывания ультраосновных магм тектоническими нарушениями или внедрением даек, что противоречит выводу о генетической связи оруденения с гидротермальными растворами, возникшими при консолидации интрузива, в котором они залегают.

На Печенгских месторождениях руды располагаются в гидротермально измененных породах, пространственно приуроченных к единой зоне тектонических нарушений, прослеженной как в интрузиях ультрабазитов, так и между ними. Несогласное залегание рудовмещающей тектонической зоны по отношению к туфогенно-осадочной толще и пластовым интрузиям перидотитов особенно ярко выражено на участке Каула, где филлиты и пластовые интрузии наклонены к югу под 55—60°, а тектоническая зона при аналогичном простирании имеет падение на юг под 38—40°. На Печенгских месторождениях широко распространены рудные брекчии, в которых обломки представлены филлитами и ультрабазитами, а цемент сульфидами, которые иногда в виде тонких прожилков рассекают обломки. По данным Н. А. Елисеева, после застывания интрузий имели место тектонические нарушения, а затем следовало рудоотложение. Процессы рудоотложения происходили в спокойной обстановке при отсутствии тектонических движений.

Если в Печенгском рудном поле перерыв между рудоотложением и становлением интрузий выявляется на основании залегания эпигенетических руд в секущей тектонической зоне и оценить его продолжительность трудно, то в расположенном южнее Аллареченском районе этот разрыв, по геологическим данным, весьма значителен (А. И. Богачев, В. А. Горелов, А. С. Динкевич, Я. Х. Еселев, В. И. Кочнев-Первухов, 1966).

Подобно месторождениям Линн и Томпсон, ультрабазиты с вкрапленным сингенетичным оруденением в Аллареченском рудном поле прорываются жилами гранитов, возникших в результате регионального гранитообразования, а последние прорываются сплошными сульфидными рудами. Основная масса эпигенетических руд концентрируется в зоне смятия и брекчирования, проходящей вдоль западного фланга интрузии ультраосновного состава. Аналогичные взаимоотношения между рудами и перидотитами наблюдаются и на близ расположенном Восточном участке, где сульфидные руды слагают матрицу брекчии, цементируя обломки измененных ультраосновных пород, гранитов и их контактово-измененных разностей. Нельзя не обратить внимания на то обстоятельство, что вмещающие породы в Аллареченском рудном поле.

где развиты богатые руды, представлены амфиболитами и гранитами, относящимися к амфиболитовой фации метаморфизма, а в Печенгском районе с его сравнительно более бедными рудами — филлитами, принадлежащими к фации зеленых сланцев. Следовательно, и в данном случае интенсивность оруденения возрастает с увеличением степени метаморфизма.

Даже в Мончегорском плутоне, характеризующемся слабой степенью метаморфизма интрузивных пород, отчетливо проявляется наложенный характер эпигенетических жильных и гнездовых руд, отделенных во времени от кристаллизации вмещающих основных и ультраосновных пород (Н. А. Елисеев, Э. Н. Елисеев, Е. К. Козлов, П. В. Лялин, В. А. Масленников, 1961). Рудные гнезда здесь концентрируются часто в зонах рассланцевания, свидетельствуя о том, что их формирование происходило после того как вмещающие породы подверглись деформациям с образованием зон рассланцевания и брекчий. Вертикальные жилы сплошных эпигенетических руд приурочены к зонам поздней трещиноватости, занимая секущее положение относительно первичной пологой расслоенности интрузий. В местах пересечения рудных жил с рвущими Мончегорский массив дайками наблюдается либо мощное утолщение жилы, либо разветвление ее на сеть прожилков, секущих диабазовые дайки. Иногда в результате пропитывания даек густой сетью сульфидных прожилков образуется рудная брекчия. В сульфидных жилах присутствуют ксенолиты диабазов. Разнообразие поздних дайковых пород в Мончегорском плутоне, случаи их взаимного пересечения говорят о длительности и сложности процесса формирования дайкового комплекса, который происходил до образования рудных жил.

Таким образом, на рассмотренных месторождениях геологические наблюдения неопровержимо свидетельствуют о перерыве во времени между рудоотложением и становлением интрузий ультраосновных и основных пород. Продолжительность периода, разделяющего их образование, до разработки точных методов определения абсолютного возраста в узких диапазонах оценить невозможно. Тем не менее на месторождениях Линн, Томпсон, Седбери и Аллареченских данный перерыв, устанавливаемый наличием промежуточных гранитов, очевидно, довольно велик. Следовательно, гипотеза о связи эпигенетического рудообразования с кристаллизацией магм, давших породы, вмещающие руды, независимо от того происходило ли формирование эпигенетических сульфидов в ранне-, поздне- или постмагматическую стадию, должна быть критически пересмотрена. Вряд ли можно допустить, что рудные расплавы или растворы, возникшие при кристаллизации магмы на месте, могли замещать поздние граниты и другие породы, сформировавшиеся много позже основных и ультраосновных интрузий.

Причины процессов, приведших к образованию богатых эпигенетических руд, по-видимому, надо искать в метаморфических преобразованиях, протекавших после полного застывания основных и ультраосновных интрузий. Четкая пространственная связь эпигенетических руд с массивами основных и ультраосновных пород специфического химического состава (см. статью А. И. Богачева на стр. 25 в настоящем сборнике) и повышенными содержаниями серы и никеля, вероятнее всего свидетельствует о том, что источником никеля для эпигенетических руд явились сами массивы основных и ультраосновных пород. Таким образом, решение вопросов генезиса эпигенетических никелевых руд лежит, в основном, в изучении процессов метаморфизма, протекавших после становления рудоносных интрузий.

Поскольку изучение процессов рудообразования с точки зрения поздней метаморфогенной природы гидротермальных растворов, не связанных с магматической стадией кристаллизации базитов и ультрабазитов, по сути дела, нигде не проводилось, то предложить какую-либо стройную гипотезу, объясняющую условия их возникновения, состав, источники серы и меди и другие вопросы, напрашивающиеся при такой постановке проблемы, не представляется возможным. Однако, в порядке постановки вопроса, можно наметить следующие аспекты этой проблемы:

- 1) зависимость между степенью метаморфизма и качеством руд;
- 2) роль различных стадий регионального метаморфизма (включая процессы ультраметаморфизма) в переносе и концентрации никеля;
- 3) роль гранитов и связанных с ними последующих конкатово-метасоматических процессов в образовании эпигенетических никелевых руд. В этой связи следует подчеркнуть, что рассмотрение затронутой проблемы под этим углом зрения позволит связать эпигенетические руды с другими гидротермальными месторождениями.

В заключение следует сказать, что широко распространенная методика оценки потенциальной перспективности основных пород в отношении нахождения богатых никелевых руд, базирующаяся на изучении собственно интрузий: их петрографического состава, внутренней структуры, расслоенности и т. д. не может быть признана достаточной. Для объективного прогнозирования совершенно необходимо познание геолого-структурной истории района в целом, в частности, закономерной взаимосвязи магматизма, тектоники, регионального метаморфизма и рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Богачев А. И., В. А. Горелов, Я. Х. Еселев, В. И. Кочнев - Первухов, Л. С. Динкевич. О генезисе медно-никелевых руд северо-западной части Кольского полуострова. Сб.: «Вопросы геологии и закономер. размещ. полезн. ископаемых Карелии», Петрозаводск, 1966.
- Елисеев Н. А., Э. Н. Елисеев, Е. К. Козлов, П. В. Лялин, В. А. Масленников. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Тр. Лаборатории докембрия, вып. 3, изд. АН СССР, 1956.
- Елисеев Н. А., Г. И. Горбунов, Э. Н. Елисеев, В. А. Масленников. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Изд. АН СССР, 1961.
- Структурная геология рудных месторождений Канады. Сборник, перевод с английского, «Мир», 1964.
- Patterson J. M. Geology of the Thompson-Moak lake area. Winnipeg., 1963.
- Structural geology of Canadian ore deposits. Montreal, 1948.

Памяти **Г. О. ГЛЕБОВОЙ-КУЛЬБАХ**

Гунхильд Освальдовна Глебова-Кульбах родилась 19 июня (нов. ст.) 1911 года в семье Освальда Леоновича Кульбаха, уроженца Эстонии, горного инженера, исследователя-маркшейдера, работавшего последние годы жизни главным маркшейдером Донугля.



После окончания средней школы Гунхильд Освальдовна в 1930 году поступила в Ленинградский горный институт, который окончила в 1936 году по специальности рудной разведки. Темой ее дипломного проекта, получившего отличную оценку, была «Предварительная и детальная разведка глубоких горизонтов Зырянского месторождения».

С 1936 по 1942 год Гунхильд Освальдовна работает в Ленинградском геологическом управлении геологом полевых геолого-съемочных и поисковых партий на Кольском полуострове и в Карелии. В 1940—1941 годах ею совместно с мужем, геологом С. М. Глебовым, было открыто близ ст. Кочкома Парандовское месторождение серного колчедана.

В 1941—1942 годах Гунхильд Освальдовна оставалась в Ленинграде, участвовала в оборонных работах. После кончины мужа в 1942 году была эвакуирована в Кузбасс.

В 1942—1946 годах работала в г. Прокопьевске ассистентом на кафедре геологии в эвакуированном Донецком индустриальном институте, а после реэвакуации института, — в Прокопьевском горном техникуме и Кузнецком научно-исследовательском угольном институте. В этот период она сдала кандидатский минимум в Томском политехническом институте.

Весной 1946 года Гунхильд Освальдовна по вызову Министерства геологии возвращается в Ленинградское геологическое управление. С 1946 по 1949 год под ее руководством была проведена разведка Парандовского серноколчеданного месторождения, в результате которой был установлен весьма крупный промышленный его масштаб. Гунхильд

Освальдовой с сотрудниками был составлен капитальный отчет по разведке, содержащий подсчет запасов и оценку месторождения.

С августа 1949 года по 1954 год Гунхильд Освальдовна работала во вновь организованном Северо-Западном геологическом управлении в г. Петрозаводске сначала старшим инженером производственно-геологического отдела, а затем старшим геологом Хаутаваарской экспедиции, проводившей разведку второго крупного серноколчеданного месторождения. Составление первого отчета по разведке и оценке этого месторождения также возглавляла Гунхильд Освальдовна.

27 июня 1950 года на основе диссертации на тему, посвященную геологии Парандовского серноколчеданного месторождения, Совет Карело-Финского государственного университета присуждает Гунхильд Освальдовне ученую степень кандидата геолого-минералогических наук.

В 1954—1956 годах Гунхильд Освальдовна продолжает работать в переведенном в Ленинград Северо-Западном геологическом управлении. В этот период она занимается составлением и редактированием сводных работ по полезным ископаемым КФССР, всегда тщательно разрабатывая вопросы геологических закономерностей их образования.

9 июня 1956 года по приглашению академика А. А. Полканова Гунхильд Освальдовна переводится на работу в Лабораторию геологии докембрия, которая заключалась во всестороннем изучении геологии и петрографии гранитоидов Карелии, а также связанной с ними рудной минерализации. С 1956 по 1964 год Гунхильд Освальдовна ежегодно проводила полевые исследования как исполнитель и руководитель темы. За этот же период ею был опубликован ряд работ, посвященных геологии гранитоидов Карелии, внесших ценный вклад в решение сложной проблемы гранитов.

В 1964 году обостряется тяжелая болезнь, которой Гунхильд Освальдовна страдала с 1961 года, и 8 сентября 1965 года она скончалась.

Особенностью Гунхильд Освальдовны, как геолога, является совмещение ею глубоких познаний в области рудной геологии, петрографии и региональной геологии Балтийского кристаллического щита, основанных на личных полевых исследованиях. Вместе с тем Гунхильд Освальдовна являлась выдающимся геологом-разведчиком, сыгравшим решающую роль в создании крупной серноколчеданной сырьевой базы Карелии.

Гунхильд Освальдовна отличалась большим трудолюбием, исключительно тщательно проводила и обрабатывала геологические наблюдения. Ее высокая теоретическая подготовка и большой опыт полевых работ снискали ей заслуженный авторитет среди геологов. Она была награждена медалью «За трудовые заслуги», а за выполнение работ неоднократно получала благодарности от руководства Северо-Западного геологического управления и Лаборатории геологии докембрия АН СССР.

Сердечное отношение ко всем окружающим, готовность оказать помощь в работе и в жизненных трудностях, так характерные для Гунхильд Освальдовны, вызывали глубокое уважение к ней со стороны всех, кто встречался с ней в жизни.

Память о Гунхильд Освальдовне Глебовой-Кульбах, выдающемся геологе и замечательном человеке, никогда не изгладится в сердцах знавших ее людей.

Группа товарищей.

**Основные опубликованные работы
Г. О. Глебовой-Кульбах**

Новое месторождение серного колчедана в Карелии. Разведка недр, № 5, 1947.

Типы нижнепротерозойских гипабиссальных гранитоидов Южной Карелии. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 11, 1960.

Интрузии средних и кислых пород района горы Ялонвары в Юго-Западной Карелии (совместно с С. Б. Лобач-Жученко). Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9, 1960.

Новые данные по геологии и геохронологии района Гормозеро в Южной Карелии (совместно с Н. И. Пинаевой). Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 12, 1961.

Граниты Южной Карелии совместно с С. Б. Лобач-Жученко, Н. И. Пинаевой, К. Д. Борисовой). Редактор и автор. Монография «Граниты Кольского полуострова и Карелии». Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 15, 1963.

Новые данные по геохронологии докембрия Карелии (совместно с Э. К. Герлингом и др.): Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. Лаборатория докембрия АН СССР. Изд. «Наука», 1965.

Г. О. Глебова-Кульбах, С. Б. Лобач-Жученко. Гранитоиды в зонах карелид Южной Карелии. Вопросы геологии размещения полезных ископаемых Карелии. Карельское книжное издательство. Петрозаводск, 1966.

СОДЕРЖАНИЕ

А. И. Богачев, В. С. Куликов, А. В. Пекуров, В. Д. Слюсарев. Новые данные по геологии и магматизму синклинойной зоны Ветреного пояса.	5
В. А. Соколов, А. П. Светов. Геология ятулийского вулканического комплекса Южной и Центральной Карелии.	26
М. Г. Попов. Магматические формации района Хюрсюля — Кивач.	60
М. М. Лавров. Нижнепротерозойские магматические формации гипербазитов и дифференцированных габбро-норитовых интрузий Северо-Карельской структурной зоны.	74
М. М. Стенарь. О нижне-протерозойском вулканизме в Западной Карелии.	88
В. М. Чернов, К. А. Инина. Лептиты и лептитоподобные породы Западной Карелии.	99
А. П. Светов. Некоторые петрохимические особенности ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии.	137
В. Д. Слюсарев. К вопросу о классификации магматических образований синклинойной зоны Ветреного пояса.	151
В. И. Кочнев-Первухов. Ультраосновные интрузии Аллареченского района.	181
В. И. Кочнев-Первухов, В. А. Горелов. Амфиболиты Аллареченского района.	200
В. И. Шмыгалев. Интрузии основных и ультраосновных пород Олангской группы.	209
А. И. Богачев, М. Г. Попов. Некоторые геологопетрохимические особенности массива Хюрсея.	220
В. А. Соколов, А. П. Светов. О некоторых типах текстур течения в основных лавах ятулия.	231
В. И. Робонен, С. И. Рыбаков. О текстурных особенностях вулканитов нижнего протерозоя района Чалка — Хаутаваара (Южная Карелия).	240
А. И. Богачев. Некоторые петрохимические особенности никеленосных, титаноносных и хромитосных интрузий.	251
Ю. К. Калинин, Г. А. Лебедева. Фазовые соотношения при метастабильной кристаллизации основных расплавов и их петрологическое значение.	266
А. И. Богачев, С. И. Зак, В. И. Кочнев-Первухов. О происхождении эпигенетических руд некоторых сульфидных медно-никелевых месторождений.	285
Памяти Г. О. Глебовой-Кульбах.	290