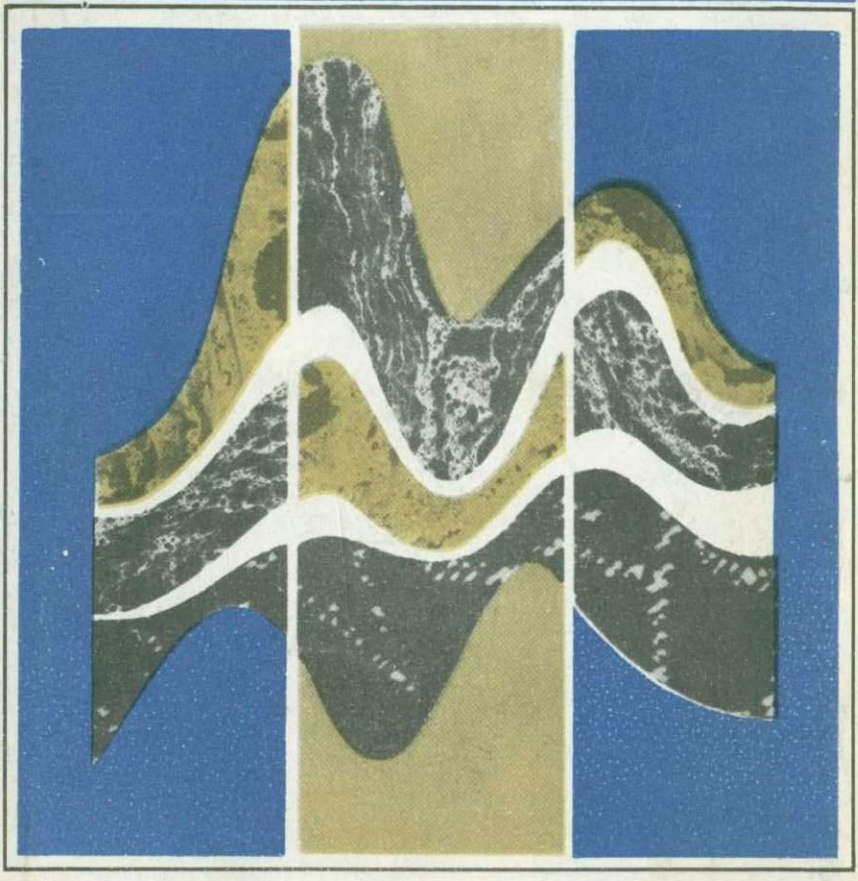
МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

НА ПРИМЕРЕ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт тектоники и геофизики

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

НА ПРИМЕРЕ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

3443

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1980

УДК 552.11+551.24 (571.6)

Магматические формации активных окраин континентов (на примере юга Дальнего Востока). М.: Наука, 1980.

Приводятся результаты исследований геологических ассоциаций и формаций изверженных пород Курильской и Алеутской островных дуг, Сахалинской складчатой области, Монголо-Охотской эвгеосинклинали, Буреинского массива, позднемезозойских и кайнозойских вулканических зон и поясов. Классификация магматических формаций основана на вещественных (петрохимических), структурных и морфологических признаках. Выделены ультрамафит-базитовые, базитовые, базит-салитовые и салитовые формационные районы. Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Библ. 138 назв. Илл. 12. Табл. 19.

Коллектив авторов:

В.А. ПОПЕКО, И.П. ВОЙНОВА, Д.Ф. СЕМЕНОВ, Ю.Л. НЕВЕРОВ, В.И. СУХОВ, В.В. ЗУЕНКО

Ответственные редакторы

доктор геол.-мин. наук Н.Л. ДОБРЕЦОВ, канд. геол.-мин. наук Л.М. ПАРФЕНОВ

М $\frac{20805-250}{055\,(02)-80}$ 232–80, кн. 2. 1904020000

© Издательство "Наука", 1980

ВВЕДЕНИЕ

Главная цель настоящей работы — показать на примере южной части Дальнего Востока возможности анализа магматических ассоциаций для тектонических исследований. Необходимость этого определяется повышением в последнее время внимания к магматическим образованиям, обусловленным, с одной сторны, наличием районов с резким преобладанием изверженных пород над осадочными и метаморфическими, с другой — исследованиями тектонических проблем — природы геосинклиналей, вулканических поясов, платформ, континентов и океанов, ряда вопросов плитной тектоники.

Южная часть советского Дальнего Востока представляет собой благоприятный для решения данной задачи район, так как существенную роль в его строении играют ассоциации магматических пород различного возраста и состава. Именно здесь представляется исключительная возможность проследить особенности строения разновозрастных магматических систем окраин континента и океана, закономерности изменения их свойств по латерали и вертикали. Континентальная окраина на границе с Тихим океаном характеризуется активным современным магматизмом, а в пределах континента на удалении до 2500 км в глубь его известны недавно сформировавшиеся ассоциации изверженных пород, начало образования которых совпадает с началом вулканизма Курильской островной системы. Вне зависимости от мобилистских или фиксистских концепций петрологическими методами возможно исследовать сиалические глыбы, субстрат геосинклиналей, эвгеосинклинальные и океанические комплексы и проследить связь между изменением состава магматических ассоциаций и пространственным размещением островных дуг, вулканических поясов, асимметрией их строения и зонами (и палеозонами) Беньоффа.

В настоящее время главным методом анализа магматических ассоциаций служит формационный метод. Однако недостатки формационного метода (Воронин, Еганов, 1969, 1972; Н.Л. и Г.Л. Добрецовы, 1972), в значительной степени обусловленные неясностью определения парагенеза и парагенетической ассоциации и совместным рассмотрением вещественных и структурных признаков с генетическими особенностями пород, эндо- и экзогенного минералообразования, не позволяют решать вопросы региональных петрологических исследований строго.

Нами были предприняты исследования магматических ассоциаций на основе однозначно устанавливаемых признаков, отображения формаций и их комплексов на карте в масштабе 1 : 1000000, сравнительного анализа строения и состава формаций, их последовательности и особенностей пространственного размещения. Эти работы начали Н.Л. и Г.Л. Доб-

рецовы в 1971 г. (Н.Л. и Г.Л. Добрецовы, 1972) в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР. Были сформулированы принципы классификации магматических формаций и предложен вариант классификации. В качестве однозначно устанавливаемых признаков выбраны петрохимический состав пород и группа структурных и морфологических характеристик пород и магматических тел, указывающая на фациальные условия их формирования. Однако важнейший вопрос формационного анализа — выделение формаций как сложной (составной) ассоциации пород не получил полного разрешения.

Под магматической формацией мы понимаем геологические тела магматических пород различной сложности и размеров, характеризующиеся сходным набором вещественных (петрохимических), структурных и морфологических признаков. Нами просмотрен практически весь накопленный за последние два десятилетия эмпирический материал по магматическим ассоциациям южной части Дальнего Востока. Он включает 6000 химических анализов изверженных пород, петрографические, петрологические описания, схемы корреляции. Обобщение его проводилось на основе геологических карт различных масштабов и статистических оценок состава (построение гистограмм, парных и треугольных диаграмм, корреляции окислов, их групп, вычисления статистических параметров). Статистическая обработка петрохимических материалов с целью их систематизации и последующего использования для формационных исследований геологических ассоциаций изверженных пород южной части Дальнего Востока выполнена в Новосибирском государственном университете В.В. Зуенко и Л.Б. Зозуленко под научным руководством доктора геолого-минералогических наук Н.Л. Добрецова. При этом для выделения формаций исследовались геологические ассоциации — вулканические комплексы и свиты, интрузивные комплексы и серии, отбраковывались сквозные признаки химического состава (MnO, SO_3) и структурные, морфологические признаки, не влияющие на решение задачи.

В результате выделены четыре петрохимических группы магматических формаций, подразделенных на вулканические, интрузивные гипабиссальные, мезоабиссальные и абиссальные структурно-морфологические классы.

Магматические формации по особенностям структурных отношений друг с другом сгруппированы в ряды формаций. Они характеризуют такие традиционно выделяемые в пределах южной части Дальнего Востока геологические структуры, как Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская, Хоккайдо-Сахалинская (Ниппонская) геосинклинальные системы, Буреинский срединный массив, Становая область, Охотский, Удский, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса, наложенные вулканические зоны мелового возраста в пределах срединных массивов, геосинклинальных систем и окраины платформы, Курильская и Алеутская островные дуги, вулканические зоны Южной Камчатки. Подчеркнута самостоятельность ранне- и позднемеловых вулканических поясов юга Дальнего Востока, горизонтальная неоднородность строения эвгеосинклиналей, вулканических поясов, специализированных в геохимическом отношении блоков, в пределах которых распространены существенно магнезиальные типы

вулканитов и ряд других закономерностей, важных для понимания особенностей строения континентальной окраины Азии, характера ее сочленения с океаническими блоками.

Работа состоит из восьми глав. В первой главе описаны использованные авторами методические приемы анализа геологических ассоциаций магматических пород, принципы классификации магматических формаций. В последующих шести главах рассматриваются основные черты геологического строения, магматические формации и их ряды Курильской и западной части Алеутской островных дуг, Сахалинской складчатой области, кайнозойских и мезозойских вулканических поясов и зон континентальной части, Монголо-Охотской эвгеосинклинали, Буреинского массива. При этом в классификацию вошли только формации рассмотренных в работе геологических районов. По этой причине не нашли отражения такие формации, как анортозитовая, эвкритовая, чарнокитовая и другие, широко распространенные на Дальнем Востоке. В заключительной главе приведен сравнительный анализ магматических формаций и их ассоциаций и на основании этого показана магматическая специфика рассмотренных геологических районов.

Глава 1

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ, ФОРМАЦИИ И МЕТОДИКА ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ

Одно из важнейших свойств различных геологических тел, выделяемых для описания, расчленения и анализа геологического пространства, — вещественный состав, определенный через минеральные либо химические характеристики образующих их пород. Из двух систем вещественных признаков пород, используемых для классификационных целей (Классификация и номенклатура . . . , 1975; Бейли, 1972), в настоящей работе предпочтение отдано химическому составу не только потому, что он определяет особенности состава минералов, однозначно и с достаточной точностью для физико-химического подхода передает состав пород, но и наиболее точно отражает особенности соотношений между магматическими (особенно вулканическими) породами. Несомненно, что классификации по минеральному составу из-за относительной простоты диагностики минералов приемлемы при полевых геологических исследованиях, просты и удобны в употребении, способствуют накоплению результатов полевых наблюдений и следуют историческим традициям геологии. Минеральные ассоциации имеют важнейшее значение при определении физико-химических условий кристаллизации. Однако сфера их приложения отличается от тех задач, которые поставлены и решаются в настоящей работе.

Классификации изверженных пород по химическому составу основаны на содержаниях 11 петрогенных окислов, на 95—99% определяющих состав породы. Наметились общие тенденции в подходе к анализу магматических пород с целью их классификации. Они выражаются в ассоциативном анализе материала для классификаций (серий, формаций, породных групп, геологических комплексов, геологических районов), в широком использовании вероятностно-статистических методов для сравнения магматических пород и различных ассоциаций и в применении расчетных коэффициентов (меланократовости, глиноземистости, щелочности, железистости) для выделения видов и разновидностей пород.

Толеитовые, известково-щелочные и щелочные базальты рассматриваются (Куно, 1964; Migashiro, 1972, 1974) как родоначальные для различных типов магматических пород. Соотношение между ними иллюстрирует обычно диаграмма системы Di — Fo— Ne — Qu. Для всех типов базальтов в области Ab — Di — Fo могут быть выделены высокоглиноземистые базальты с содержанием Al_2O_3 более 17%. С увеличением содержания нормативного нефелина до 5% и более щелочные базальты сменяются базанитами.

Содержание SiO_2, Na_2O, K_2O в дифференцированных сериях с различными типами родоначальных базальтов увеличивается и параллельно уменьшаются общие содержания CaO, MgO, Σ FeO. При этом замечено, что относительное содержание железа в щелочных расплавах уменьшается

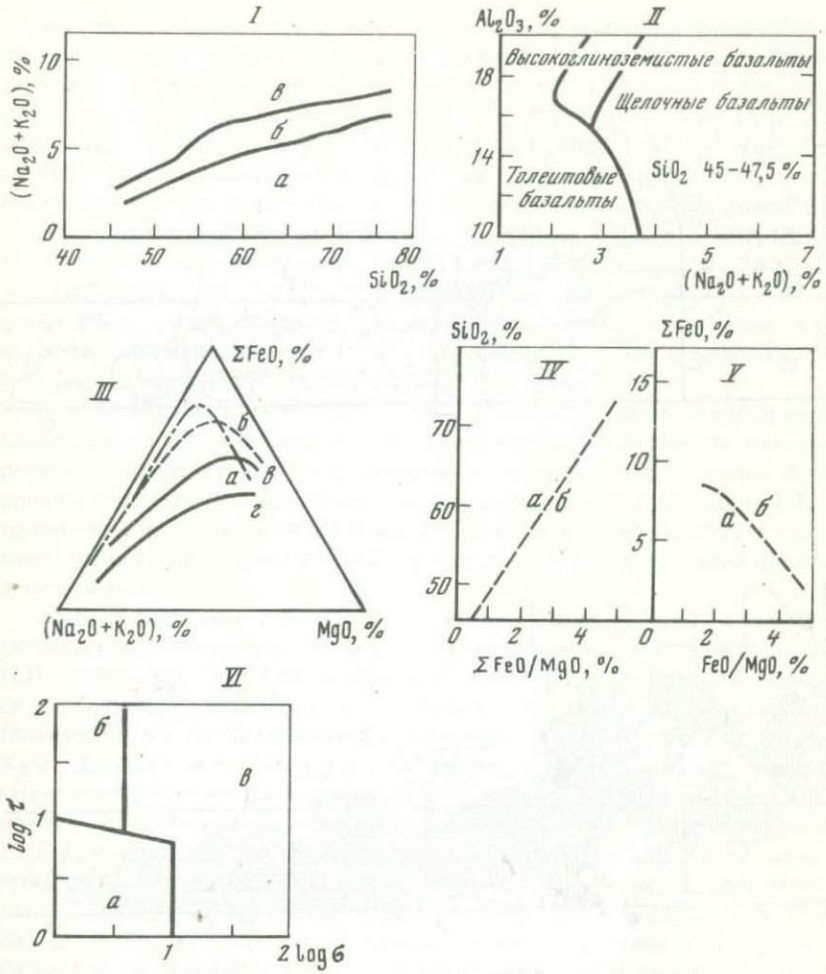
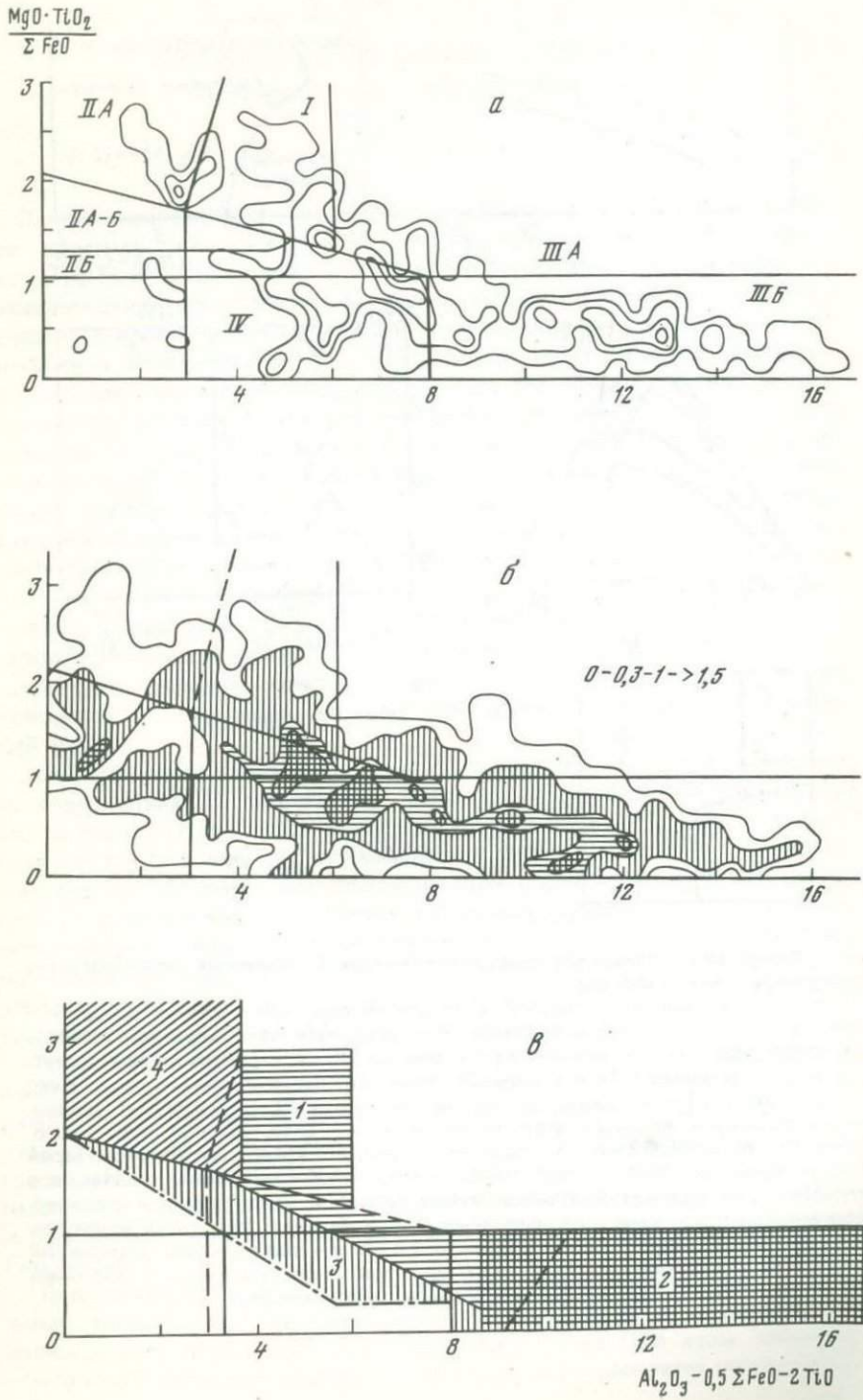


Рис. 1. **Диаграммы, иллюстрирующие положение полей различных типов базальтов и ассоциированных с ними пород**

I – диаграмма щелочи – кремнезем, показывающая поля составов пород: *а* – толеитовых, *б* – известково-щелочных, *в* – щелочных серий; границы полей – по Х. Куно (1964); *II* – диаграмма глинозем–щелочи, показывающая поля толеитовых, высокоглиноземистых и щелочных базальтов; границы полей – по Х. Куно (Kuno, 1960); *III* – диаграмма щелочи–магний–железо ($FeO + 0{,}9\ Fe_2O_3$), показывающая положение кривых изменения составов: *а* – скаергардской серии феррогаббро, *б* – толеитовой серии, *в* – щелочной серии, *г* – известково-щелочной серии (Тернер, Ферхуген, 1961; Йодер, Тилли, 1965); *IV–V* – диаграммы А.Миаширо (Miyashiro, 1974); показана граница между породами толеитовых и известково-щелочных серий: *а* – известково-щелочные, *б* – толеитовые; *VI* – диаграмма Готтини–Ритмана (Ритман, 1975), показывающая поля: *а* – лав вулканов неорогенных регионов, *б* – лав вулканов орогенных поясов и островных дуг, *в* – щелочных дериватов тех и других лав (трахиты, фонолиты, тефриты и др.)


MgO·TiO2 / Σ FeO
а
IIA
I
IIA-б
IIб
IIIA
IIIб
IV
б
0-0,3-1->1,5
в
1
2
3
4
Al2O3-0,5 ΣFeO-2 TiO
0
4
8
12
16

с увеличением содержания SiO_2, а в толеитовых, если значительно не повышается содержание SiO_2, увеличивается. Таким образом, отношение железа к связанным с ним компонентам (MgO, TiO_2) возможно применять для разделения различных серий. А. Мияширо (Miyashiro, 1974) использует отношение Σ FeO/MgO, а Н.Л. Добрецов (1975) – $MgO \cdot TiO_2/\Sigma$ FeO. Поля составов различных типов породных ассоциаций с различными типами "исходных" базальтов в координатах окислов иллюстрируются также вариационными диаграммами $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (рис. 1, *I*), $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$ (*II*), треугольной диаграммой $(Na_2O + K_2O) - \Sigma FeO - MgO$ (*III*), $SiO_2 - \Sigma FeO/MgO$ (*IV*), $\Sigma FeO/MgO - \Sigma FeO$ (*V*), сериальным индексом А. Ритмана и логарифмами отношений между сериальным индексом $\sigma = (K_2O + Na_2O)^2/(SiO_2 - 43)$ и величиной $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$ (Ритман, 1975) (*VI*).

Ф. Чейс (Chayes, Velde, 1965) для разделения щелочных и субщелочных базальтов и В.А. Кутолин (1972) для разделения базальтов различных регионов и диагностики их формационно-петрохимических типов использовали дискриминантные функции. Дискриминантные функции А.А. Кутолина можно использовать также для сравнения между собой геологических районов по одному из свойств – особенностям ассоциаций базальтов этих районов.

Эффект дифференциации в вулканических ассоциациях с различными типами родоначальных базальтов учитывается и в классификации Н.Л. Добрецова (1975). Главное значение в этой классификации уделяется особенностям самих базальтов. Разные типы океанических и континентальных базальтов существенно различаются между собой по содержанию K_2O, Na_2O и в меньшей мере CaO. Однако в связи с тем, что именно содержания этих окислов подвержены изменению при различных вторичных преобразованиях пород, классификационная роль их ограничена. Поэтому Н.Л. Добрецов предлагает использовать комбинации только тех средних признаков, которые изменяются при метаморфизме в минимальной степени: TiO_2, Al_2O_3, Σ FeO, MgO (или $\Sigma FeO/\Sigma FeO + MgO$), или $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$ (рис. 2). Классификационное положение главных типов базальтов систематики В.А. Кутолина и базальтов систематики Н.Л. Добрецова в системе координат $MgO \cdot TiO_2/\Sigma FeO - Al_2O_3 - 0{,}5(FeO -$

Рис. 2. **Петрохимические типы базальтов по средним соотношений между окислами на диаграммах Н.Л. Добрецова (1975)**

а – петрохимические типы базальтов южной части Дальнего Востока (270 анализов) и поля петрохимических типов базальтов по Н.Л. Добрецову (1975): *I* – океанических базальтов (оливиновые толеиты гавайского типа), *IIA* – оливиновых щелочных базальтов; *IIA–Б* – промежуточных базальтов рифтовых зон; *IIБ* – оливиновых щелочных базальтов; *IIIA* – плагиобазальтов срединно-океанических хребтов, *IIIБ* – высокоглиноземистых базальтов андезитобазальтовых серий островных дуг; *IV* – континентальных толеитов (траппов и платобазальтов); *б* – петрохимические типы базальтов различных геологических районов; *в* – выделение петрохимических типов базальтов по средним соотношениям между окислами; границы между типами базальтов проведены по статистическим разрывам и минимумам распределений фигуративных точек на диаграммах *а* и *б*: *1* – толеитовые базальты, *2* – плагиобазальты, *3* – оливиновые щелочные базальты, *4* – трахибазальты

$-2TiO_2$) совпадают за исключением третьего типа океанических базальтов (плагиобазальты срединноокеанических хребтов), которые в классификации В.А. Кутолина не выделялись.

Анализ типов распределения петрогенных окислов, позволяющий устанавливать вероятностную зависимость между совокупностями признаков пород в любой геологической ассоциации, количественно оценить средние содержания и степень равномерности распределения окислов, границы между статистическими средними разновидностей пород занял особое положение в петрохимических исследованиях. Применение математических методов оправдано спецификой сонахождения изверженных пород, обусловленного особенностями их образования. Вычисление средних "математических" вероятностно-статистических типов пород не исключает, а наоборот, предполагает дополнительные возможности их сопоставления на диаграммах по различным параметрам и рассчетным коэффициентам (Кутолин, 1972; Добрецов, 1975; Белоусов, 1967; Кузнецов и др., 1976).

Для диагностики изверженных пород южной части Дальнего Востока, сравнения их друг с другом нами использовались вероятностно-статистические оценки и более простые, но наглядные графические методы или методы расчета различных коэффициентов. Использовались химические анализы с аналитической суммой окислов от 99 до 100,7%, с суммой потерь при прокаливании, H_2O, CO_2 не более 5%, с содержанием SiO_2 до 77%. Браковались также анализы вторично измененных (исключая спилитизацию) и миндалекаменных пород.

Чтобы избежать искусственных границ между группами пород, содержания окислов в которых изменяются непрерывно, были построены гистограммы распределений окислов и диаграммы парных корреляций между окислами. Каждая из выборок представляла собой группу пород с одномодальным распределением частот встречаемости окислов.

После этого весь петрохимический материал был подвергнут статистической обработке. На рис. 3 приведена блок-схема последовательности операций при статистической обработке исходной информации, а также использовавшиеся при этом программы к ЭВМ. На начальном этапе проводился предварительный анализ и отбраковывались (очищались) данные. В частности, проверялись число и порядок следования окислов, точность каждого анализа.

Формирование выборок различных типов пород для последующего анализа проводилось по геологическим районам и геологическим ассоциациям. Анализы по каждому из геологических районов были разбиты (по числу окислов) на группы (10, 11 или 12 окислов), которые обрабатывались в следующем порядке: рассматривались выборки с двенадцатью переменными, исключался двенадцатый признак, исследовались все материалы с одиннадцатью окислами и затем объединенные выборки с десятью признаками. Это давало возможность контролировать точность, устойчивость решений и получать информацию по MnO, P_2O_5 и SO_3, которые содержались не во всех анализах.

Статистическая обработка включала: проверку однородности магматических образований, поиск положения границ в случае неоднородности

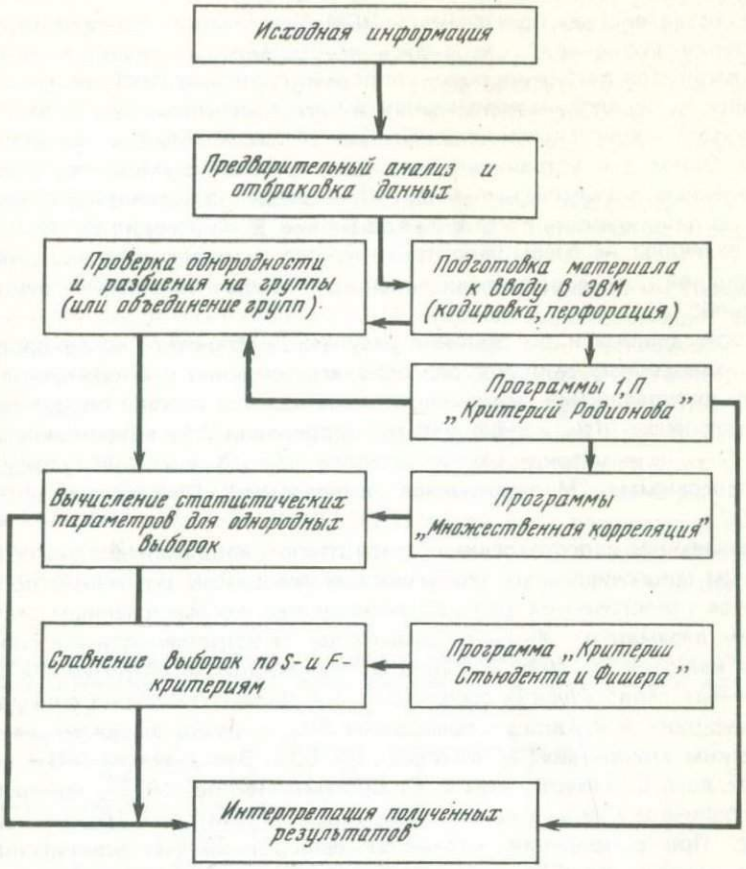


Рис. 3. **Блок-схема последовательности операций при статистической обработке исходной информации и использовавшиеся при этом программы к ЭВМ**

объекта и определение комплекса признаков, за счет которых возникает неоднородность, сравнение однотипных пород отдельных районов между собой и оценку статистических параметров распределения компонентов химического состава выделенных однородных выборок.

Для проверки однородности выборок использовался V^2-критерий Д.А. Родионова (1964). Этот критерий относится к случаю многомерной случайной величины и сводится к нахождению значений абсолютной разности между средними значениями двух групп, на которые мы разбиваем изучаемую совокупность. Изучаемая k-мерная совокупность может быть разбита в точке m на две части $(N-1)$ вариантом, где N — число проб. Для каждой точки разделения вычисляется величина V_i^2. Если ни одно из этих значений не превысит допустимое (при данном уровне значимости) значение, совокупность считается однородной. Величина V_m^2 имеет распределение χ^2, и ее значимость определяется по таблице χ^2-критерия при κ (число признаков объекта) степенях свободы. По этому алгоритму

были составлены две программы к ЭВМ. При помощи первой программы "критерий Родионова" находились все возможные границы, затем из $N-1$ вариантов разбиения совокупности на группы за наиболее вероятную границу выбиралось максимальное значение величины V_m^2. Вновь "образованные" совокупности аналогичным образом делились на две части и т.д. Затем для устранения "ложных" границ все смежные "участки", разделенные значимой величиной V_m^2, попарно объединялись и проверялись на однородность по второй программе. Если ни одно из $N-1$ значений величины не превышало критического значения, выборка считалась однородной, а проверяемая граница между смежными участками "ложной".

После анализа и определения результатов проверки на однородность для однородных выборок определялись основные статистические параметры распределения компонентов химического состава пород: среднее ($\bar{x}$), дисперсии (s), коэффициенты корреляции (r), в возможных случаях — асимметрии (A) и эксцесса (E). Вычисления проводились по программам "Множественная корреляция" (Программы к ЭВМ..., 1972).

Дальнейшее сопоставление состава групп пород исследованных таким образом многочисленных геологических ассоциаций различных по своей природе геологических районов проводилось по вычисленным статистическим параметрам. На гистограммах частот встречаемости вся совокупность выборок средних составов вулканических и интрузивных пород различных геологических ассоциаций юга Дальнего Востока описывается двухвершинной кривой распределения SiO_2 с резко выраженным статистическим минимумом в интервале 60—63%. Это значение SiO_2, подмеченное еще В. Ричардсоном и Г. Снисби (Петров, 1972), принимается как граничное между классами базитовых и салитовых (гранитоидных) пород. При расширении количества выборок за счет ультраосновных пород, широко представленных в мезозойских эвгеосинклиналях Дальнего Востока и в настоящей работе не рассматриваемых, приходим к трехвершинной модели распределения составов магматических пород (Белоусов, 1967) и выделению как самостоятельного класса ультрамафитовых пород. Выделение трех классов магматических пород соответствует представлениям об ультрамафитовом, базитовом и салитовом (гранитоидном) типах магм.

Это объяснение причин обособления петрохимических классов пород не исчерпывающее, что следует из анализа ассоциаций вулканических и тем более интрузивных пород юга Дальнего Востока.

Для сопоставления групп пород одного класса использовалось, помимо статистических параметров сравнение средних составов на диаграммах (рис. 1, 2 и 4, вкл.). Границы между петрохимическими разновидностями пород внутри классов нечеткие и приняты с учетом статистических распределений на гистограммах. Для дальнейшего анализа и разнообразных геологических построений магматические породы магматических зон юга Дальнего Востока сравнивали с породами различных районов современных океанов, вулканических дуг, а также внутриконтинентальных районов.

"Эталонными" объектами для сравнения вулканических базитов юга Дальнего Востока послужили средние составы базальтов различных формационных типов, охарактеризованные В.А. Кутолиным (1972), базальтоиды Урало-Монгольского пояса, а также базальты океанических областей, островных дуг, окраинно- и внутриматериковых орогенов, материковых плато и платформ (Шейнманн, 1968; Канн, 1973; Вулканические ассоциации докембрия..., 1976) (табл. 1).

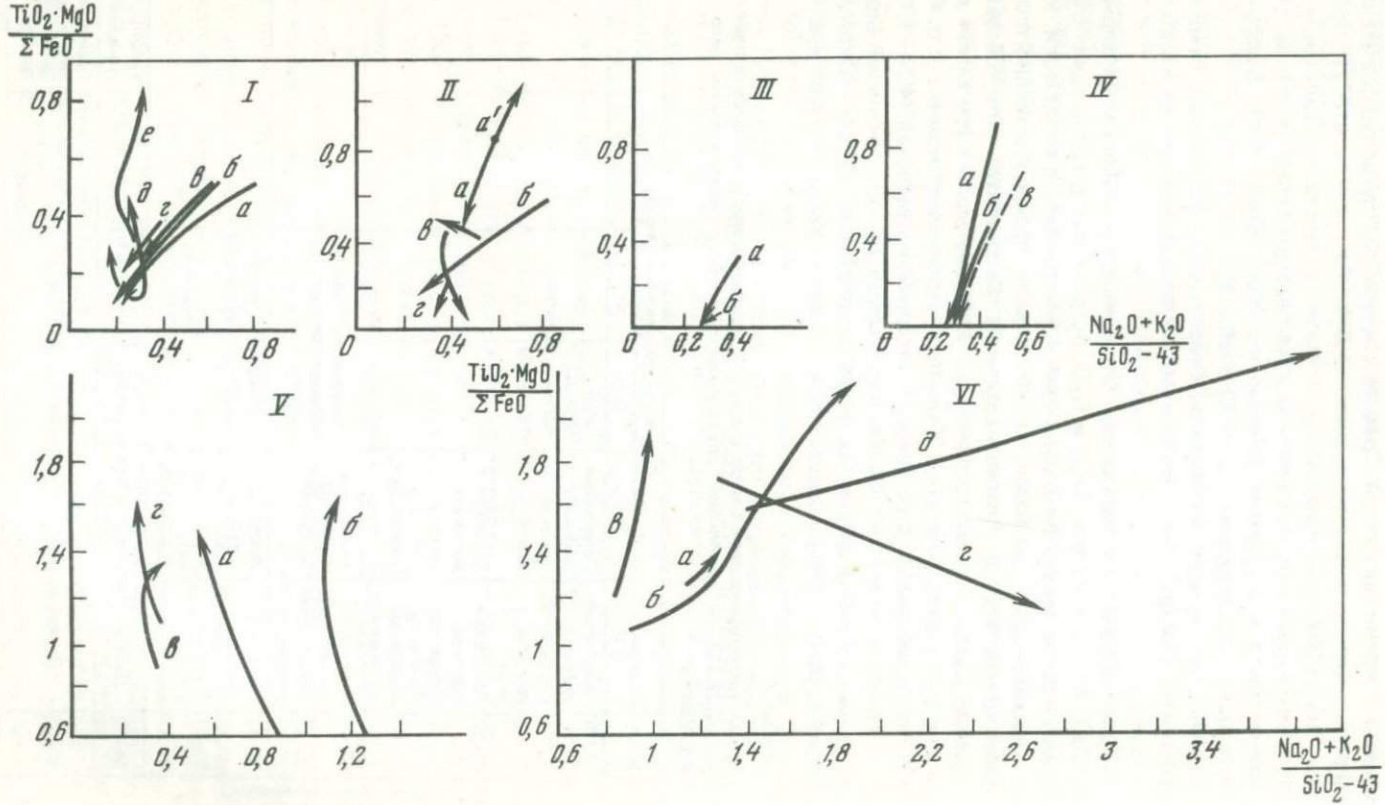
Выделяются четыре петрохимические группы базальтов, отчетливо обособляемые на рис. 2 и 4, вкл., которые подразделяются на несколько видов.

1. Плагиобазальты известковые. Определяются высокими содержаниями CaO, Al_2O_3, низкими TiO_2 и K_2O. Встречаются в ассоциациях с андезитобазальтами, андезитами, дацитами и липаритами, а ассоциации, которые характеризуют эти базальты, образованы преимущественно плагиоандезитобазальтами и плагиоандезитами. Выделяются плагиобазальты с низкими содержаниями щелочей (до 3%) (Большая Курильская дуга, вулканическая зона Восточной Камчатки, сергеевский комплекс о. Сахалина) и плагиобазальты с умеренным содержанием щелочей (4,34–4,78%) (матакотанский комплекс Малой Курильской дуги, позднепалеогеновые комплексы Командорских островов, магейской свиты Охотского вулканического пояса, джелонской свиты Удского прогиба, тал-

Таблица 1

Рабочая классификация базитов и салитов, применяемая в настоящей работе для предварительного разбиения совокупностей пород геологических ассоциаций на выборки

<table>
<tr><td rowspan="2"></td><td rowspan="2">Вес. %</td><td colspan="6">Сумма щелочных окислов (вес. %)</td></tr>
<tr><td>0–4</td><td>4–5</td><td>5–6</td><td>6–7,5</td><td>7,5–8,5</td><td>8,5</td></tr>
<tr><td rowspan="9">Содержание кремнезема</td><td>45–48</td><td>Оливиновые щелочные базальты, габбро, анортозиты</td><td>Оливиновые щелочные базальты, габбро</td><td rowspan="2">Трахибазальты, габбромонцониты</td><td rowspan="3"></td><td rowspan="3"></td><td rowspan="3"></td></tr>
<tr><td>48–52</td><td>Толеитовые базальты, габбро, габбронориты, глиноземистые базальты</td><td>Оливиновые щелочные базальты, глиноземистые базальты</td></tr>
<tr><td>52–54</td><td rowspan="2">Андезитобазальты глиноземистые, габбродиориты</td><td rowspan="2">Андезитобазальты, габбродиориты</td><td colspan="2" rowspan="2">Трахиандезитобазальты, габбромонцониты, монцониты</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>54–56</td></tr>
<tr><td>56–61</td><td>Андезиты, диориты</td><td>Андезиты, диориты</td><td colspan="2">Трахиандезиты, сиенитодиориты, монцодиориты</td><td colspan="2" rowspan="2">Трахиты
Сиениты</td></tr>
<tr><td>61–64</td><td>Андезитодациты, гранодиориты</td><td>Андезитодациты, гранодиориты</td><td colspan="2">Монцониты</td></tr>
<tr><td>64–69</td><td colspan="3">Дациты, гранодиориты, плагиограниты</td><td colspan="2">Трахидациты, граносиениты</td><td>Трахиты, граносиениты</td></tr>
<tr><td>69–75</td><td colspan="4">Липариты, граниты, плагиограниты, тоналиты</td><td>Субщелочные липариты, граниты субщелочные</td><td>Трахилипариты аляскиты, щелочные граниты</td></tr>
</table>


$\frac{TiO_2 \cdot MgO}{\Sigma FeO}$
I
II
III
IV
V
VI
$\frac{Na_2O+K_2O}{SiO_2-43}$
0,8
0,4
0
0,2
0,4
0,6
0,8
1,2
1,8
1,4
1
0,6
1,8
2,2
2,6
3
3,4
а
б
в
г
д
е
а'

дано-буреинского комплекса северо-восточного края Буреинского массива, марийского комплекса о. Сахалина). Известковые плагиобазальты соответствуют типу высокоглиноземистых базальтов андезитобазальтовых серий островных дуг Н.Л. Добрецова (1975) и В.А. Кутолина (1972).

2. Толеитовые базальты. Определяются высокими содержаниями MgO и TiO_2 и более высокими, чем в плагиобазальтах известкового типа, содержаниями ΣFeO. Характеризуются также низкими содержаниями щелочей при невысоких содержаниях K_2O. В спилитизированных разновидностях содержание Na_2O повышается до 3–5%. Толеитовые базальты образуют однородные базальтовые ассоциации. Редко в составе таких ассоциаций обнаруживаются аналоги андезитобазальтов и андезитов, отличающиеся от сходных по кислотности пород других ассоциаций высокими содержаниями ΣFeO, TiO_2. По соотношению между MgO, CaO и ΣFeO выделяются: океанические толеитовые базальты, или собственно толеитовые базальты (позднедокембрийские-раннекембрийские и раннекембрийские комплексы Монголо-Охотской эвгеосинклинали); магнезиальные толеитовые базальты с отношением $MgO/CaO > 1$ (восточный фланг Монголо-Охотской эвгеосинклинали); железистые толеиты с отношением между $FeO/MgO = 0{,}55–0{,}35$ (позднепалеозойский комплекс западной части Монголо-Охотской эвгеосинклинали, орловский комплекс о. Сахалина).

3. Оливиновые щелочные базальты, в основном близкие по составу континентальным или промежуточным щелочным оливиновым базальтам. Характеризуются высокими и умеренно высокими содержаниями TiO_2, более низкими, чем в толеитовых базальтах, содержаниями MgO и CaO и более высокими ΣFeO, умеренным или повышенным содержанием щелочей. В ассоциации с этими базальтами встречаются трахибазальты, трахиты, андезиты (во внутриконтинентальных вулканических поясах). Липариты и трахидациты образуют пространственно обособленные тела с соотношениями, характерными для ассоциаций контрастного типа. По соотношению между MgO, CaO, TiO_2, ΣFeO и K_2O/Na_2O выделяются:

Рис. 5. **Соотношения между главными породообразующими окислами в ассоциациях различных по SiO_2 пород (стрелками показаны направления роста SiO_2 в ассоциациях)**

I – магматические комплексы Большой Курильской дуги: *а* – кунаширский вулканический, *б–в* – урупский интрузивный, *г* – плиоценовый вулканический, *д–е* – курильский вулканический (*д* – северные и центральные острова, *е* – южные острова); *II* – магматические комплексы Удского вулканического пояса: *а–а'* – джелонский вулканический (*а* – нижние части разрезов, *а'* – верхние части разрезов), *б* – удский интрузивный, *в* – джугджурский интрузивный, *г* – баконский; *III* – раннемеловые вулканические зоны восточного обрамления Буреинского массива: *а* – вулканический комплекс, *б* – интрузивный; *IV* – интрузивные комплексы Буреинского массива: *а* – биробиджанский, *б* – харинский, *в* – бирский; *V* – магматические комплексы Малой Курильской дуги: *а* – зеленовский вулканический, *б* – танфильевский интрузивный; магматические комплексы Баджальской вулканической зоны: *в* – вулканический, *г* – интрузивный; *VI* – вулканические комплексы Монголо-Охотской эвгеосинклинали: *а* – ононский, *б* – позднепалеозойский, *в* – кембрийский, *г* – силурийский, *д* – раннедевонский

собственно оливиновые щелочные базальты, магнезиальные оливиновые щелочные базальты (восточная часть Монголо-Охотской эвгеосинклинали, Восточно-Буреинский вулканический пояс) и калиевые оливиновые щелочные базальты (восточная часть Монголо-Охотской эвгеосинклинали). Последние две разновидности отличаются высокими содержаниями TiO_2.

4. Трахибазальты. Главные особенности химического состава — низкие содержания CaO, MgO, высокие SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, K_2O, Na_2O. Образуют ассоциации с трахиандезитами, трахилипаритами, трахитами, которые в ассоциациях обычно превышают по объемам трахибазальты.

Салитовые (гранитоидные) породы ассоциированы с известковыми плагиобазальтами, оливиновыми щелочными базальтами и трахибазальтами, но чаще образуют самостоятельные ассоциации, в которых базиты занимают ничтожно малые объемы.

Соотношения между главными породообразующими окислами в ассоциациях различных по SiO_2 пород с различными типами базальтов и самими ассоциациями иллюстрируют рис. 5 и табл. 1. Выделены три главных статистических типа салитовых пород:

1) плагиолипариты, которым соответствуют породы с максимумом содержаний SiO_2 70–72%, $CaO > 2\%$ и суммой щелочей менее 7,5% при низких содержаниях K_2O, практически всегда меньших, чем Na_2O;

2) собственно липариты, отличающиеся более высокими содержаниями SiO_2 со статистическим максимумом 73–75%, с правосторонней асимметрией на гистограммах, с $CaO < 2\%$ и суммой щелочей между 7,5 и 8,5; среди них выделяются наряду с натровыми и натрово-калиевыми разновидностями также калиевые разновидности липаритов;

3) трахилипариты или щелочные липариты, объединяющие группу пород с максимумом содержания SiO_2 73–75% и характеризующиеся левосторонней асимметрией на гистограммах, с низким (около 1%) содержанием CaO и $Na_2O + K_2O > 8{,}5\%$; по соотношению между Na_2O и K_2O выделяются калиевые, натрово-калиевые и редко встречающиеся натровые разновидности.

Соотношения MgO, TiO_2, Σ FeO, Al_2O_3 и в меньшей мере щелочных окислов позволяют сгруппировать различные по SiO_2 породы в петрохимические серии, названия которым даны по главным особенностям их химического состава.

1. Известковая петрохимическая серия объединяет породы с диапазоном колебаний SiO_2 от 48 до 73%: плагиобазальты, плагиоандезитобазальты, плагиоандезиты, плагиодациты и плагиолипариты. Типичны высокие содержания CaO, Al_2O_3, умеренное содержание TiO_2, щелочных окислов. Вариации отношения $TiO_2 \times MgO/\Sigma FeO$ при изменении σ слабые.

2. Толеитовая петрохимическая серия, представленная главным образом базальтами (редко андезитобазальтами и андезитами), охарактеризованными выше. Даже при небольшом диапазоне изменения содержания σ отношение $TiO_2 \times MgO/\Sigma FeO$ изменяется значительно.

3. Щелочная петрохимическая серия, представленная породами с диапазоном колебаний SiO_2 от 50 до 77%. Трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, трахидациты, трахилипариты отличаются низкими содержаниями MgO, CaO, Σ FeO и высокими — щелочей, TiO_2. В сложных ассоциациях пород высокая щелочность, обычная для базальтов, возрастает вплоть до трахиандезитов—трахитов и сохраняется на одном уровне в более кислых разновидностях пород.

4. Промежуточная (субщелочная) петрохимическая серия, представленная щелочными оливиновыми базальтами, андезитами, дацитами и липаритами, которые в отличие от сходных по содержанию SiO_2 пород известкового и щелочного петрохимического типов можно называть субщелочными. В ассоциациях этого типа от базальтов к андезитам (до 60% SiO_2) сохраняется соотношение между Σ FeO и MgO при уменьшении CaO, а далее быстро уменьшается.

Сходство составов структурно и в возрастном отношениях сопряженных тел вулканических и интрузивных пород неоднократно рассматривалось в литературе (Устиев, 1963; Болотников и др., 1975 и др.). Определенным петрохимическим типам вулканических пород соответствуют интрузивные породы сходного состава с вулканическими породами; таким образом, следует говорить о петрохимических сериях магматических пород. Широко представлены интрузивные породы известкового, щелочного и промежуточного типов.. Среди них в отличие от вулканических пород по объему преобладают гранитоиды над габброидами.

3443

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАМЕТРЫ КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Вторая группа классификационных параметров включает структурные и минералогические характеристики пород. Эти характеристики обусловлены особенностями физико-химических условий кристаллизации расплавов. Наиболее широко используются структурные признаки вместе с геологическими наблюдениями над формой залегания пород для выделения классов вулканических и интрузивных пород.

Вулканические породы включают излившиеся на поверхность (лавы) туфогенные (обломочные породы) и экструзивные (породы экструзивных тел с секущими отношениями к вмещающим породам). Интрузивные породы относятся к гипабиссальной (породы плутонов эпизоны А.Баддингтона, 1963), мезабиссальной (плутоны мезозоны) и абиссальной (плутоны катазоны) группам. Гипабиссальнные тела, базитовые и салические, нередко пространственно, структурно и в возрастных отношениях сопряжены с телами вулканических пород В этих случаях они рассматриваются в составе вулкано-плутонических ассоциаций (Устиев, 1963). Однако породы этих тел не имеют специфических структурных и минеральных признаков, и выделение самостоятельного класса тел — вулканоплутонов — для формационного анализа представляется излишним.

Приближенные оценки условий образования тел магматических пород основываются на материалах картирования их формы, внутренней структуры, соотношений с вмещающими породами. Расхождения в определении

глубин формирования интрузивных тел будут значительными из-за неопределенности физических условий вмещающих пород во время формирования интрузивных тел. Поэтому разделение интрузивных тел по глубинам образования в действительности является классификацией их по температурам и давлениям кристаллизации существовавших расплавов. Приуроченность интрузивных тел к фациям одновременных с ними зеленых сланцев рассматривается в качестве характерного признака мезозоны. Но эти условия достигаются на различных глубинах. Более достоверные суждения об условиях образования пород основываются на наблюдениях над фациями контактовых и метасоматических пород (Фации метаморфизма, 1970; Ревердатто, 1970).

Минералогические критерии разделения интрузивных пород по физическим условиям кристаллизации разработаны и продолжают совершенствоваться для базитовых и гипербазитовых пород и не достаточно разработаны для салитовых. Могут быть использованы как геологические термометры и барометры данные о составе сосуществующих минералов в породах, структура и упорядоченность полевых шпатов, состав биотита, роговых обманок, кордиерита, парагенез с гиперстеном, фаялитом, гранатом, силлиманитом, состав титансодержащих рудных минералов, температурные зависимости распределения изотопов серы и кислорода между различными равновесно сосуществующими минералами, упорядоченное распределение катионов по энергетически неэквивалентным структурным позициям в ряде минералов.

В действительности же глубины, на которых находились внедренные части плутонов, в геологической практике редко оцениваются на основании минералогических термометров и барометров из-за отсутствия соответствующей минералогической информации. Поэтому при анализе магматических ассоциаций южной части Дальнего Востока для суждения об условиях их образования мы будем основываться главным образом на геологических характеристиках интрузивных тел и наблюдениях над контактовыми породами.

АССОЦИАЦИИ ПОРОД И ФОРМАЦИИ

Изверженные породы, различные в вещественном и структурном отношениях, образуют геологические тела, свойства которых определяются их химическим составом, однородностью либо неоднородностью распределения состава, т.е. внутренней структурой, размерами, внешней геометрией и отношением к окружающим телам. Каждое из тел характеризуется преобладающей группой пород, второстепенной и редко встречающейся (акцессорной). Геологические карты отражают особенности строения геологических районов путем отображения геологических тел, выделенных по характеристикам: вещественный состав — структурные отношения между телами (серии, свиты, комплексы), вещественный состав — возраст (свиты, толщи, комплексы), возраст — структурные отношения между телами (интрузивные комплексы и серии). Однако геологически одновозрастные подразделения смежных геологических районов, различных в геологическом плане, обычно существено разли-

чаются по вещественным и структурным признакам. Среди геологических ассоциаций этих же районов на разных стратиграфических уровнях могут быть сходные по составу и морфологическим признакам геологические тела. Поэтому выделяемые на картах одновозрастные геологические тела и их ассоциации не пригодны для тектонических и региональных петрологических исследований. Более перспективны операции с телами магматических пород, обособляющимися по вещественным и структурным признакам, — магматическими формациями.

Под магматическими формациями понимаются различной сложности геологические тела, в которых сгруппированы однородные ассоциации пород, обладающие общими петрохимическими, минералогическими, структурными и морфологическими признаками, непрерывно изменяющимися между крайними их значениями.

Опорные единицы формационного анализа — геологические ассоциации пород, выделенные заведомо по различным признакам. Поэтому процедура их исследования для определения формационной типизации должна включать набор приемов исследования вещественного состава и структуры пород: 1) определение вещественного (петрографического и петрохимического) состава пород; 2) установление структурной близости всех составляющих компонентов ассоциации; 3) отделение пород данной ассоциации от других, расположенных здесь же и нередко слагающих вместе с первой сложные тела; 4) установление фациальной близости пород — особенности внутреннего строения, структуры, морфологии тел, контактовых зон интрузивных тел, особенности минералов как показателей температур и глубин кристаллизации расплавов; 4) количественную оценку площадей и объемов различных по вещественному составу пород; 5) проверку на однородность вещественного состава пород выделенной геологической ассоциации (построение гистограмм, парных диаграмм, вычисление статистических параметров); 6) сравнение состава пород данной ассоциации (особенно вулканических комплексов) с более молодыми и более древними.

По морфологическим и структурным признакам выделяются четыре типа формаций: эффузивные, гипабиссальные, мезоабиссальные и абиссальные, установленные для всех четырех петрохимических типов формаций. Практически не известны геологические ассоциации, образованные только одной разновидностью пород. Обычны сочетания из двух, трех и более петрохимических разновидностей пород, обладающих сходными структурно-морфологическими признаками. При количественном подсчете соотношений между породами в такой однородной ассоциации выделяется только одна преобладающая разновидность пород, а также второстепенные и редкие. Эмпирически установлено, что при расчете состава неоднородных в петрохимическом отношении тел существенно содержание пород свыше 15% объема этих тел. Эта величина отражает также точность оценки количественного состава геологических ассоциаций.

Название формации дается по разновидности и типу породы, которая резко преобладает и определяет состав магматических тел: андезитовая, андезитобазальтовая, либо по наиболее распространенным разновидно-

Таблица 2

Петрохимические и структурно-морфологические серии, классы и группы магматических формаций южной части Дальнего Востока

Морфологические типы формаций	Петрохимические серии, классы и группы формаций						
	Толеитовая серия	Известковая серия		Субщелочная (промежуточная) серия		Щелочная серия	
	Базитовый и ультрамафит-базитовый классы	Базитовый и ультрамафит-базитовый классы	Салитовый класс	Базитовый и ультрамафит-базитовый классы	Салитовый класс	Базитовый и ультрамафит-базитовый классы	Салитовый класс
	$SiO_2 < 56\%$, $CaO > 6{,}5\%$, $Na_2O+K_2O < 4\%$, $\leq FeO \geq CaO \geq MgO$, $Na_2O \gg K_2O$, $KO_1 = 0{,}5-0{,}3$, $KO_2 = 4-8{,}6$	$SiO_2 < 62\%$, $CaO > 6\%$, $Na_2O+K_2O < 6{,}5\%$, $Na_2O > K_2O$ $KO_1 = 0{,}03-1$, $KO_2 = 8{,}6-16$	$SiO_2 > 63\%$, $CaO \geq 2\%$, $Na_2O+K_2O < 7{,}5\%$, $Na_2O \geq K_2O$, $KO_1 > 0{,}2$	$SiO_2 < 62\%$, $CaO < 8\%$, $Na_2O+K_2O < 7{,}5\%$, $Na_2O \geq K_2O$, $KO_1 > 1{,}6$ при $KO_2 < 4$, $KO_1 = 0{,}4-2$ при $KO_2 < 8$	$SiO_2 > 62\%$, $CaO < 2\%$, $Na_2O+K_2O < 8{,}5\%$, $Na_2O \leq K_2O$, $KO_1 = 0{,}1-3$	$SiO_2 < 60\%$, $CaO < 5{,}2\%$, $Na_2O+K_2O > 8{,}5\%$, $Na_2O \geq K_2O$	$SiO_2 > 60\%$, $CaO < 1\%$, $Na_2O+K_2O > 8{,}5\%$, $Na_2O < K_2O$
Вулканический	Толеитовых базальтов (с подформациями магнезиальных и богатых титаном толеитовых базальтов)	Плагиобазальтовая	Плагиолипаритовая	Оливиновых щелочных базальтов (с подформациями магнезиальных оливиновых щелочных базальтов, калиевых, железистых базальтов)	Липаритовая	Трахибазальтовая	Трахилипаритовая
	Полеитовых базальтов-андезито-базальтов	Плагиоандезито-базальтовая группа формаций: плагиоандезитобазальтовая, плагиоандезит-плагиобазальтовая, плагиобазальт-плагиоандезито-базальтовая, плагиобазальт-плагиоандезитовая	Плагиодацитовая		Липарит-дацитовая, липарито-дацитовая	Трахиандезит-трахибазальтовая, трахибазальт-трахиандезитовая, трахиандезито-базальтовая	Трахидацитовая
			Плагиодацит-плагиолипаритовая, плагиолипарит-плагиодацитовая				
		Плагиоандезитовая, плагиоандезит-плагиоандезито-дацитовая		Базальт-андезито-базальтовая		Трахиандезитовая	
				Базальт-андезитовая			
				Андезитовая			
		Плагиоандезитодацит-плагиолипаритовая		Андезит-липаритовая			
		Андезит-дацитовая		Андезитодацитовая			
		Дацит-андезитовая					

Интрузивный	Гипабиссальный	Дунит-гарцбургитовая	Эвкритовых габбро	Плагиогранитовая	Габбровая	Гранитовая (граносиенит-гранитовая)	Щелочноультрамафит-карбонатитовая	Аляскитовых гранитов
		Троктолит-верлит-пироксенитовая	Габбровая (с подформацией габброноритовой)	Гранодиорит-плагиогранитовая			Габбросиенит-габбромонцонитовая	Сиенито диорит-граносиенитовая (гранитовая щелочная)
		Диорит-габбровая						
		Верлит-габбровая	Габбродиоритовая группа формаций: габбродиоритовая, габбро-диоритовая, габбродиорит-плагиогранитовая	Плагиогранит-гранодиоритовая				
			Диоритовая	Гранодиоритовая				
			Габбро-плагиогранитовая			Гранодиорит-гранитовая		
			Диорит-гранодиоритовая					
			Плагиогранит-диоритовая		Монцодиорит-гранодиоритовая			
	Мезоабиссальный		Диорит-габбровая	Плагиогранитовая (гранитовая известковая)		Гранитовая		Граносиенитовая
						Граносиенитовая		
			Габбродиоритовая	Гранодиоритовая		Гранодиорит-гранитовая		
	Абиссальный			Мигматит-гранодиоритовая		Мигматит-гранитовая		

стям пород в порядке возрастания их роли в строении тел: габбро-диоритовая, гранодиорит-гранитовая. В простых случаях формации сложены породами только одной группы (липаритовая, базальтовая, гранитовая).

В наиболее сложных случаях в единых по структурным признакам ассоциациях обнаруживаются наборы пород от габбро до гранитов, от базальтов до липаритов. Кривые частот встречаемости пород в них имеют нередко два максимума. В таких случаях возможно предположить совмещение или взаимодействие различных магм (основной и кислой), разные условия выплавления этих магм (Н.Л. Добрецов, Г.Л. Добрецов, 1972), одновременное существование различных типов магм в пределах одного геологического района на различных участках по его простиранию.

В подобных случаях вероятны два варианта: 1) конкретная ассоциация представляет собой сложную (составную) формацию, с широкими вариациями химического состава пород — от базитов до салитов; бимодальность кривой не отражает истинного соотношения между породами различного класса в ассоциации и такие случаи требуют проверки; 2) геологические ассоциации представляют собой совмещение двух простых формаций, объединяемых общностью их структурно-морфологических позиций (урупский интрузивный комплекс Большой Курильской гряды, магейская свита Ульинского прогиба Охотско-Чукотского вулканического пояса, кузнецовская свита Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, некоторые четвертичные вулканические комплексы Камчатки и др.). В первом случае предусматривается выделение формаций базит-салитового класса: плагиоандезит-плагиодацитовая (с подформацией плагиодацит-плагиоандезитовой; позднемиоценовый-раннеплиоценовый вулканический комплекс Большой Курильской дуги; позднемеловые комплексы наложенных вулканических зон Северного Сихотэ-Алиня, Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и др.); монцонит-граносиенитовая, габбро-сиенитовая (раннемеловые интрузивные комплексы северо-западной части Буреинского массива, позднемеловые интрузивные комплексы северной части Сихотэ-Алиня). Общая классификация и номенклатура магматических формаций южной части Дальнего Востока (применительно к рассматриваемым в работе районам) отражают резкое преобладание простых формаций над составными (табл. 2).

Для гипабиссальных салических и базитовых ассоциаций нередко указывается пространственная, временная и вещественная близость с эффузивами. Парагенез вулканитов и интрузивных пород при принятом способе выделения и классификации формаций легко читается, поэтому выделение вулкано-плутонических формаций считается излишним.

Среди гранитоидных формаций докембрия выделяются базитовые, ультрабазитовые и гранитоидные формации, часть которых формировалась в условиях больших глубин и характеризуется рассеянным на значительной площади проявлением относительно небольших по площади тел мигматизации. Для таких формаций приняты сложные названия — мигматит-гранитовая, мигматит-диоритовая.

Другая часть формаций докембрия обнаруживает все признаки нормальных интрузивных формаций, обладающих признаками как глубинных образований (анортозитовая, пироксенит-эклогитовая), так и мезо-

абиссальных и гипабиссальных, позднее метаморфизованных. Для них принята такая же номенклатура, как и для формаций неогея. Еще раз подчеркнем, что при классификации магматических формаций мы используем только однозначно устанавливаемые признаки: вещественные (химический состав) и структурно-морфологические (структуры пород, структуры образуемых ими тел и отношение их к окружающим телам). Такие признаки, как тектоническая позиция магматических формаций, их металлогеническая специализация, историко-геологические, генезис магм, типы магматических очагов (коровые, подкоровые, мантийные), в классификации не использовались. Это позволило нам избежать нахождения одной и той же формации в разных группах, выделяемых по распространенности, тектоническому и различным генетическим признакам (Карта магматических формаций, 1971).

Более крупные, чем формация, подразделения выделялись путем группирования структурно сопряженных формаций, последовательно сменяющих друг друга по вертикали и латерали. В качестве таких подразделений Н.С. Шатским (1965) названы вертикальные и латеральные ряды формаций.

Глава 2

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Курильская островная дуга — наиболее молодая среди геологических структур Дальнего Востока. Она образована Большой и Малой Курильскими островными дугами, разделенными Южно-Курильским прогибом, и сопряженными с ними глубоководными Курило-Камчатским желобом и тыловой глубоководной Южно-Охотской впадиной. По данным океанологических исследований (Удинцев, 1960, 1961), острова дуг представляют собой выступающие над поверхностью воды вершины двух подводных хребтов шириной 100—200 км, разделенных депрессионной зоной. В тектоническом отношении Курильская островная дуга рассматривается чаще как современная геосинклиналь (Власов, 1958; Геологическое строение . . . , 1966; Марков, 1969; Сергеев, 1970; Пущаровский, 1972; Удинцев, Яншин, 1966 и др.).

В последнее время островные дуги окраин континентов рассматриваются как следствие взаимодействия океанической и континентальной плит (Miyashiro, 1972, 1974).

Главные критерии параллелизации Курильской островной дуги и геосинклинальных систем современных континентов — динамические и морфологические: линейность структур при огромной протяженности, контрастность рельефа, положение между глубоководными впадинами, высокая подвижность, выражающаяся в значительных по амплитудам перемещениях земной поверхности, сейсмическая и вулканическая активность. В глубоководных желобах установлены (Безруков, Мурдмаа, 1971) слоистые турбидитные толщи, очень редкие тела базальтов, а также действующие вулканы. Однако ряд особенностей геологического строения отличают эту дугу от эвгеосинклиналей. Среди них наиболее существенно наличие кислых вулканитов известковой серии при преобладании основных—средних пород, а среди осадочных образований (песчаников и конгломератов) — большое количество несогласий между толщами при незначительных по времени перерывах в осадконакоплении, прерывистость в размещении комплексов осадочных и вулканических пород, практически полное отсутствие пликативных дислокаций.

В основании вскрывающегося разреза на Большой Курильской гряде проявляются признаки эвгеосинклинального типа формаций (алевролиты, граувакковые песчаники, базальты с шаровой отдельностью). При этом нижнемиоценовые (и предположительно верхнеплиоценовые) отложения на севере о. Хоккайдо (Геологическое развитие Японских островов, 1970) и, очевидно, на о. Кунашире и севернее лежат на юрско-раннемеловых дислоцированных образованиях. Не исключается гнейсовый, гнейсово-сланцевый и гранитно-гнейсовый фундамент для ряда островов по ре-

зультатам наблюдений над составом ксенолитов в вулканических породах, включая вулканиты Тихоокеанского побережья о. Шикотан (Родионова, Федорченко, 1971), палеогеографических реконструкций для островов Итуруп, Кунашир, Шикотан (Стрельцов, 1970).

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

По строению разреза Малая Курильская дуга противопоставляется Большой Курильской дуге, и каждая из них рассматривается как тектоническая зона. Граница между ними проводится по разлому, фиксируемому по измерениям геофизическими методами.

На Малой Курильской гряде как наиболее древние образования рассматриваются базальты (до 1000 м) тихоокеанского побережья о. Шикотана. Они подстилают верхнемеловые морские (матакотанская свита) и нижненеогеновые субаэральные (зеленовская свита)) вулканические, осадочные и эффузивные образования мощностью до 1500 м. Конгломераты, брекчии, туфы, песчаники преобладают над лавами базальтов.

Матакотанская свита согласно, местами с размывом и угловым несогласием, перекрывается верхнемеловой малокурильской свитой, образованной песчаниками, алевролитами и аргиллитами, туфами, конгломератами, шаровыми базальтами. Мощность свиты возрастает с севера на юг от 250 до 3270 м (п-ов Немуро, о. Хоккайдо). Вулканиты матакотанской свиты и подстилающие базальты объединяются в матаконтанский вулканический комплекс, а малокурильской — в юрьевский.

В центральной и юго-восточной частях о. Шикотана верхнемеловые комплексы перекрыты андезитобазальтами—андезитами (ноторо-томаринский комплекс) мощностью до 300 м, которые датируются как верхнемеловые (Стрельцов, 1970) или неогеновые (Неверов, 1970). Сами горы Ноторо и Томари представляют собой отпрепарированные экструзивные тела андезитов, сопровождаемые мелкими потоками. По составу андезиты близки нижненеогеновым вулканитам зеленовской свиты и миоценовым вулканитам островов Юрий и Полонского (Васильев, 1974). Поэтому вулканические породы гор Ноторо и Томари объединяются с вулканитами зеленовской свиты и миоценовых вулканитов южных островов дуги в нижненеогеновый зеленовский комплекс.

На восточном побережье о. Шикотана обнажаются габбродиориты-диориты, прорванные многочисленными дайками базитов, по составу сходных с породами матакотанского, малокурильского и зеленовского комплексов. Эти древнейшие образования острова выделены в димитровский интрузивный комплекс[1].

Пластовые интрузивные залежи (силлы) трахидолеритов, анальцимовых трахидолеритов и трахибазальтов, монцодолеритов, авгитовых сиенитов среди пород малокурильской свиты выделяются в танфильевский интрузивный комплекс. Штокообразные тела, дайки и силлы габбро-норитов, габбро-диоритов, прорывающие все вулканические комп-

[1] Димитровский комплекс здесь не рассматривается из-за недостаточной изученности.

лексы, в том числе и зеленовский, относятся к шикотанскому интрузивному комплексу.

На Большой Курильской дуге установлены только кайнозойские осадочные и вулканические образования, прорванные интрузивными и экструзивными телами основного, среднего и кислого составов. Они образуют ряд комплексов, разделенных несогласиями с базальными конгломератами. Однако большинство этих несогласий на разных островах и даже на одном острове асинхронны. Отчетливо фиксируется несогласие внутри миоцена и на границе миоцена и плиоцена.

Наиболее древний нижне-среднемиоценовый комплекс (средне-парамуширская и курильская серии) представлен алевролитами, аргиллитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, граувакковыми песчаниками, гравелитами, туфами, лавами. При этом базальты вверх по разрезу сменяются более кислыми породами, в том числе липаритами. На южных и центральных Курильских островах, включающих острова Симушир, Итуруп и Уруп, Черные Братья и Броутона, кислые вулканиты составляют до 50% объема комплекса, а на о. Парамушир — 20—30%. На северных островах центрального звена (Симушир, Кетой, Ушишир, Расшуа, Матуа, Райкоке и ряд мелких островов) кислые вулканиты составляют около 40% от общего объема вулканитов. Древний комплекс прорван интрузивными телами габбро, габбро-диоритов, диоритов, плагиогранит-порфиров, известными на северных и южных островах. В целом объем гранитоидов растет с севера на юг и достигает максимума на о. Кунашире.

Нижне-среднемиоценовый комплекс вулканических и осадочных пород вместе с прорывающими его интрузивными телами на островах северной и южной частей дуги перекрыт верхнемиоценовым комплексом алевролитов, аргиллитов, кремнистых пород, песчаников, туфов с отдельными потоками базальтов и андезитобазальтов. В верхах комплекса часты пемзы среднего и кислого состава, липариты, дациты, туфы.

На всех островах дуги распространен плиоцен-четвертичный комплекс, образованный главным образом вулканическими породами базитового, в меньшей мере салитового ряда, а также грубообломочными породами. В основании комплекса несогласие отмечается только при налегании его на нижне-среднемиоценовом комплексе.

Таким образом, только на флангах Большой Курильской дуги распространены породы всех стратиграфических подразделений, в то время как на островах центральной части ее из разреза выпадают толщи верхов нижнего миоцена—среднего миоцена. Мощности дочетвертичных комплексов на южных островах 3,5—5,0 км, на центральных 1,5—2,0 км и на северных 7—7,5 км, что согласуется с измерениями мощностей земной коры геофизическими методами.

Разломы определяют границы между толщами, свитами, комплексами, границы дочетвертичных вулканотектонических структур и хорошо выражены в комплексах фундамента современных вулканических построек. Повсеместно развиты сбросы, редки взбросы. Пликативные дислокации чрезвычайно просты. Обычно отмечаются простая синклиналь о. Шикотана (Стрельцов, 1976), мелкие складки вблизи интрузивных тел и зон разломов. Отчетливые складки в обнажениях практически отсутствуют.

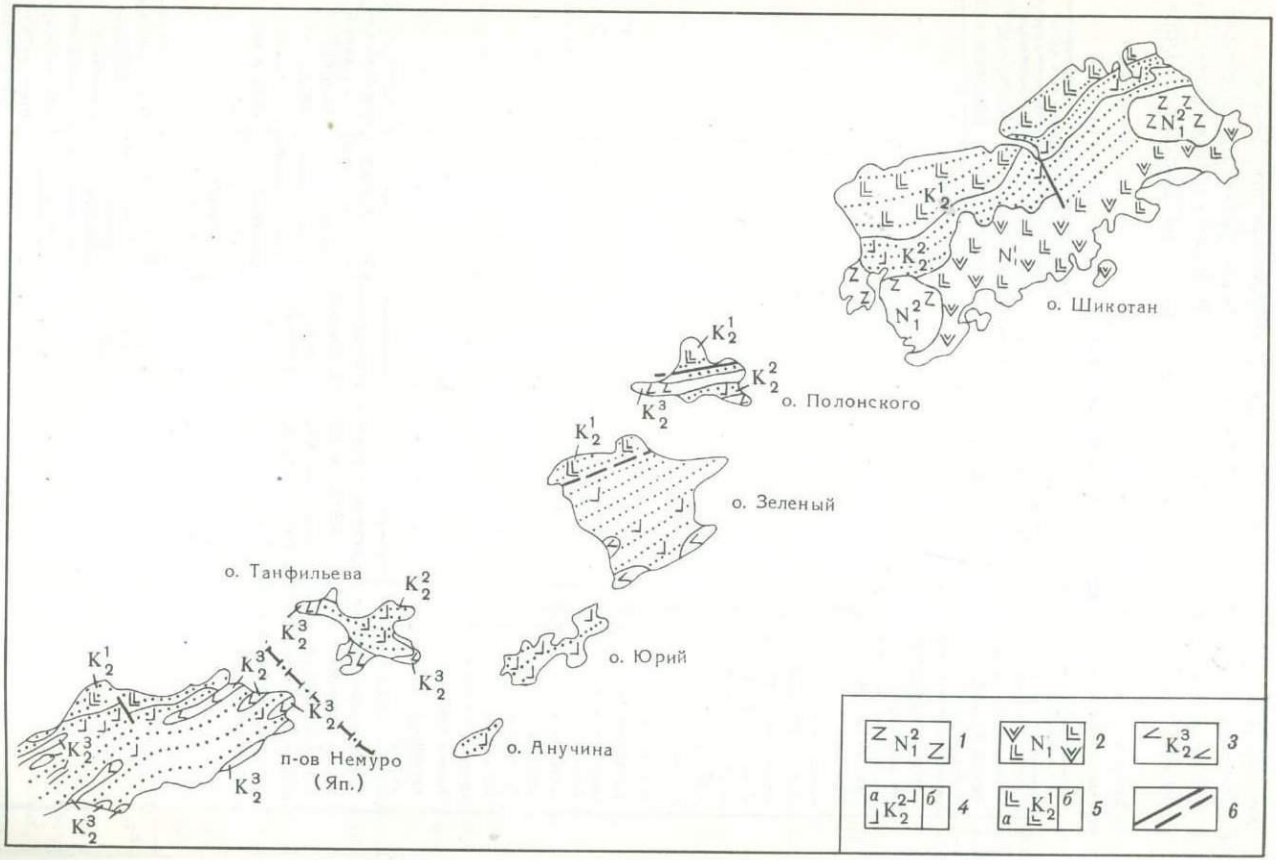
МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Магматические формации занимают до 80% площади Курильской островной дуги. В последние годы при драгировании восточных склонов зоны островов Малой Курильской дуги были установлены обширные площади вулканических пород миоцена. В зоне островов Большой Курильской дуги, включая погруженные под воды Охотского моря

Таблица 3

Магматические комплексы Курильской островной дуги

Индекс возраста	Зона островов Большой Курильской дуги			Зона островов Малой Курильской дуги		
	Свиты, вулканические комплексы; вулканические формации		Интрузивный комплекс; формации	Свиты, вулканические комплексы; вулканические формации		Интрузивные комплексы; формации
Q	Четвертичный комплекс. Плагиоандезитобазальтовая формация					
N_2	Григорьевская, парусная, натальинская, оленья, двойная, океанская свиты; комплекс вулканических пород основного и среднего состава	Плагиодацит-плагиоандезитовая формация				
	Алехинская, головнинская, рыбаковская, комуйская, лопуховская, охотская, быстринская, округловская свиты; комплекс пемз и туфов кислого и среднего состава					
N_1	Кунаширский вулканический комплекс; плагиобазальт-плагиоандезитовая и плагиолипарит-плагиодацитовая формации		Урупский комплекс; диорит-плагиогранитная и габродиоритовая известковой серии	Ноторо-томаринский комплекс; зеленовская свита	Зеленовский вулканический комплекс; плагиоандезитобазальтовая формация, плагиоандезитобазальт-базальтовая подформация	Шикотанский интрузивный комплекс; габбро-норитовая известковой серии
K_2				Малокурильская свита	Юрьевский вулканический комплекс, формация субщелочных базальтов	Танфильевский интрузивный комплекс; габбросиенит-габбромонцонитовая щелочная гипабиссальная
				Матакотанская свита, матакотанский вулканический комплекс; плагиобазальтовая		


о. Шикотан
о. Полонского
о. Зеленый
о. Танфильева
о. Юрий
о. Анучина
п-ов Немуро
(Яп.)
1
2
3
4
5
6

участки, магматические формации продолжают формироваться (Горшков, 1967).

Зона островов Малой Курильской дуги.

Схема магматических комплексов зоны островов Малой Курильской дуги приведена в табл. 3, а схематическая карта магматических формаций дана на рис. 6.

Матаконтанский вулканический комплекс распространен на островах Шикотан, Зеленый, Полонского (западное и северо-западное побережье). Из общей мощности свиты 750—1000 м на различных островах на долю вулканических пород приходится от 60 до 90% разреза.

В нижней части комплекса встречаются шаровые лавы общей мощностью до 200—300 м, сменяющиеся выше переотложенными вулканитами. Между подушками шаров в силицитах и известняках содержатся радиолярии, спикулы губок. Однако на островах Зеленом, Полонского и на северо-западном побережье о. Шикотана шаровые лавы базальтов и туфы залегают среди грубослоистых вулканомиктовых конгломератов и брекчий с прослоями грубозернистых песчаников, которые образуют преобладающую часть разреза. На юго-восточном побережье о. Шикотана, островах Демина, Юрий, и Анучина распространены преимущественно красноцветные вулканомиктовые брекчии, лавобрекчии основного и среднего состава с прослоями туфов, песчаников, конгломератов и потоки базальтов.

В составе комплекса свыше 80% базальтов, отмечаются андезитобазальты и андезиты. Однако минералогически и по структурным признакам эти разновидности пород очень сходны между собой. Главные породообразующие минералы представлены лабрадор-битовнитом, оливином, орто- и клинопироксенами (авгитом). Широко распространены вторичные минералы — цеолиты, кальцит, хлорит, иддингсит, халцедон, кварц, гейландит, апофилит, эпидот. Основная масса образована стеклом (30—50%) с микролитами деанортизированного плагиоклаза, зернами пироксена, магнетита.

В петрохимическом отношении породы (табл. 4) комплекса соответствуют высокоглиноземистым образованиям андезитобазальтовых серий островных дуг (рис. 4). Диапазон колебаний содержания SiO_2 от 46,3 до 56%. Характерны несколько повышенные щелочность (за счет окиси натрия) и железистость, стабильно высокое значение Al_2O_3, окиси железа и кальция, неярко выраженная тенденция к накоплению ΣFeO,

Рис. 6. **Схематическая карта магматических формаций Малой Курильской гряды**

1 — габбро-норитовая гипабиссальная известковая формация; ранненеогеновый шикотанский интрузивный комплекс; *2* — плагиоандезитобазальтовая известковая формация; верхненеогеновые зеленовская свита и ноторо-томаринский комплекс; *3* — габбро-сиенит-габбро-монцонитовая щелочная гипабиссальная формация щелочной серии; позднемеловой танфильевский интрузивный комплекс; *4* — формация базальтов субщелочной серии (*а*) и осадочные отложения (*б*); верхнемеловая малокурильская свита; *5* — плагиобазальтовая формация (*а*) и осадочные отложения (*б*); верхнемеловая матаконтанская свита; *6* — разломы достоверные и предполагаемые

Таблица 4

Химический состав пород магматических формаций Малой Курильской дуги

$\chi^2_{0,01,12} = 26{,}2$; $\chi^2_{0,01,1} = 6{,}63$

Магматический комплекс; формация	Петрохимические группы; их распространение	Число анализов	Группы в выборках	Статистические параметры	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Матакотанский вулканический комплекс; плагиобазальтовая известковая	о. Шикотан; бухта Крабовая	14	1	$\bar{x}$	48,13	0,77	17,42	6,00	5,24	0,17	5,12	9,83	3,10	1,05	0,16	0,07
				s	1,71	0,26	0,71	1,81	1,54	0,06	1,82	0,90	0,60	0,31	0,08	0,05
				V_i^2	2,76	13,92	0,31	0,02	3,08	0,14	0,77	3,77	8,07	0,58	1,28	0,17
	о. Зеленый, пос. Отрадный, о. Шикотан, пос. Малокурильск, Цунами, бух. Горобец, Хромова, Звездная, мыс Полонского	14	2	$\bar{x}$	49,21	0,34	17,16	5,88	4,18	0,17	5,71	8,69	3,78	1,18	0,19	0,09
				s	1,48	0,14	1,54	2,27	1,39	0,05	1,63	1,78	0,44	0,55	0,07	0,12
		5	3	$\bar{x}$	53,32	0,47	18,70	4,11	3,69	0,07	3,56	8,51	3,81	1,05	0,19	–
				s	2,77	0,17	1,17	0,75	0,02	0,59	1,61	0,45	0,16	0,08	0,04	–
Юрьевский вулканический комплекс; базальтовая субщелочная	О. Юрий	7	1	$\bar{x}$	48,51	0,50	16,82	6,63	3,29	0,20	6,74	8,44	3,12	1,33	0,19	0,06
				s	1,54	0,15	0,77	1,44	1,23	0,09	0,07	1,03	0,40	0,51	0,07	0,06
				V_i^2	5,51	4,74	7,26	1,21	1,3	3,4	7,63	3,25	7,3	3,09	0,07	8,33
		4	2	$\bar{x}$	51,47	0,26	19,25	5,64	2,47	0,09	4,37	7,14	4,28	1,90	0,20	0,30
				s	0,47	0,02	0,61	0,94	0,49	0,02	0,43	0,61	0,17	0,05	0,03	0,04
Зеленовский вулканический комплекс; плагиобазальтовая	о. Шикотан, покровные тела	14	1	$\bar{x}$	53,33	0,61	16,79	4,63	3,91	0,15	5,64	7,81	3,83	1.11	0,18	–
				s	0,85	0,21	1,38	1,10	0,69	0,08	1,90	0,94	0,27	0,39	0,07	–
	о. Шикотан; экструзивные тела и сопровождающие их небольшие потоки гор Ноторо и Томари	11	2	$\bar{x}$	58,61	0,42	17,53	3,36	2,92	0,13	3,49	5,73	3,82	1,98	0,20	
				s	2,83	0,20	1,13	0,65	0,73	0,04	0,87	1,26	0,54	0,87	0,10	

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Танфильевский интрузивный комлекс; габбросиенит-габбромонцонитовая щелочная (щелочной серии)	о. Танфильева: м. Восточный; центральная часть острова	12	1	$\overline{x}$	49,93	0,58	11,71	4,60	4,92	0,16	9,53	8,03	3,08	3,36	0,14	0,05
				s	0,51	0,09	3,24	1,21	1,24	0,01	1,10	0,56	0,21	0,35	0,03	0,05
				V_i^2	7,37	0,02	3,88	0	0,14	7,87	10,14	2,48	1,96	1,32	16,92	0,73
	о. Танфильева: м. Удачный	7	2	$\overline{x}$	51,04	0,58	14,63	4,62	4,73	0,13	6,94	7,48	3,29	3,55	0,37	0,03
				s	0,83	0,08	1,27	0,51	0,62	0,02	1,11	0,81	0,37	0,31	0,03	0,03
	о. Танфильева: м. Боевой, Маячный, Центральный, Неприступный, Болотный	21	3	$\overline{x}$	51,09	0,40	15,57	4,25	4,27	0,52	6,78	6,35	3,66	3,64	0,33	0,09
				s	1,08	0,19	1,43	0,86	0,60	1,63	1,57	1,90	0,85	0,77	0,08	0,22
				V_i^2	4,59	0,7	4,91	3,89	4,6	4,22	4,87	0,11	4,5	0	2,57	5
	о. Танфильева: м. Неприступный	4	4	$\overline{x}$	51,52	0,72	16,12	3,32	4,18	0,14	6,50	7,48	3,70	3,55	0,30	0,05
				s	0,88	0,65	9,43	0,91	1,14	0,08	2,63	0,59	0,59	0,39	0,06	0,03
	о. Танфильева: м. Неприступный	4	5	$\overline{x}$	53,83	0,21	19,85	3,30	2,56	0,06	2,82	6,21	4,32	4,13	0,37	0
				s	0,53	0,13	0,76	0,38	0,61	0,02	0,80	0,94	0,27	0,67	0,08	0
				V_i^2	0,33	7,6	7,45	1,3	9,93	10,9	1,32	9,08	1,42	0,88	1,47	1,07
	о. Танфильева: м. Болотный, Неприступный, Маячный, Зоркий, Дозора	11	6	$\overline{x}$	49,64	0,50	17,09	3,67	4,54	0,17	3,35	3,84	4,80	4,75	0,51	0,10
				s	1,39	0,10	1,25	0,54	0,54	0,03	0,70	0,70	0,72	1,18	0,21	0,17
Шикотанский интрузивный комплекс; габброноритовая известковая (известковой серии)	о. Шикотан	4	1	$\overline{x}$	41,18	0,15	7,72	3,20	8,34	0,18	29,03	4,89	0,62	0,33	0,05	0,05
				s	0,35	0,16	0,95	0,80	0,63	0,05	1,57	0,84	0,05	0,28	0,02	0,02
				V_i^2	23,72	3,32	19,92	0,56	17,0	3,92	24.33	13,86	17,3	4,82	2,09	2,38
		24	2	$\overline{x}$	48,19	0,39	16,56	3,73	4,76	0,10	7,82	9,61	2,70	0,70	0,12	0,11
				s	1,02	0,28	4,05	1,12	1,33	0,05	2,92	2,62	0,79	0,34	0,10	0,08
				V_i^2	9,1	8,46	0,65	0,72	8,64	4,64	3,96	8,73	8,57	1,51	2,8	0,17
		10	3	$\overline{x}$	52,44	0,75	17,99	3,81	3,75	0,15	6,00	7,87	3,57	0,97	0,20	0,13
				s	2,19	0,23	2,43	0,84	0,95	0,05	2,97	1,35	0,56	0,76	0,16	0,12

падению содержания CaO, накоплению щелочей при возрастании SiO_2. Распределение главных породообразующих окислов в вулканических породах комплекса одновершинное, однако при проверке однородности по критерию Родионова (см. главу 1) обнаружена неоднородность выборки. В результате совокупность анализов базальтов комплекса раз-

делена на две группы (табл. 4). Одна из них включает базальты бухты Крабовой, вторая — базальты районов Отрадного, Малокурильска, пос. Пунами, бухт Горобец, Хромовой, Звездной, мыса Полонского. Обе группы базальтов характеризуются низкими содержаниями SiO_2 и TiO_2, высокими — глинозема. Различия между ними в более низких

содержаниях TiO_2, CaO и несколько повышенных — щелочей в базальтах второй группы по сравнению с первой. Дисперсии этих окислов, а также SiO_2 и CaO в базальтах второй группы меньше.

Андезитобазальты и андезиты комплекса (третья группа в табл. 4), распространенные незначительно, содержат больше окиси алюминия, меньше — железа и магния, чем базальты. Сходные по составу и близкие по возрасту образования известны на п-ве Немуро. Они приурочены к формации Ноцукамаппу, залегающей в основании разреза группы Немуро (Гаврилов, Соловьева, 1973).

По составу пород формации не отличаются от пород андезитобазальтовых формаций, характерных для островных дуг, и соответствуют базальтам андезитовой формации В.А. Кутолина, высокоглиноземистым базальтам Н.Л. Добрецова. Количественные соотношения между породами в формации позволяют выделить ее в плагиобазальтовую формацию известкового типа.

Юрьевский вулканический комплекс распространен на островах Шикотане, Полонского, Зеленом, Демина. Он представлен шаровыми лавами, брекчиями в ассоциации с алевролит-песчаниковыми и аргиллит-кремнистыми тонкослоистыми образованиями.

Магматические породы представлены базальтами и андезитобазальтами с преобладанием первых. Лавы в составе комплекса встречаются редко, приурочены главным образом к нижней части разреза малокурильской свиты островов Шикотана и Полонского. Порфировые вкрапленники пород представлены плагиоклазом An 60—70, клинопироксеном (титанавгитом), редко оливином, биотитом.

В петрохимическом отношении базальты характеризуются недосыщенностью SiO_2, несколько повышенными содержаниями окиси магния и алюминия. По содержанию щелочей они близки щелочным оливиновым базальтам, однако по корреляции между MgO, TiO_2, Σ FeO, Al_2O_3 сходны с базальтами андезитобазальтовых серий островных дуг (рис. 4). На различных островах зоны базальты несколько различаются (табл. 4). По статистическим параметрам они образуют две самостоятельные группы, отделяются отчетливыми границами от базальтов других комплексов и относятся к формации субщелочных базальтов. Эта формация на островах Малой дуги изучена слабо.

Зеленовский вулканический комплекс распространен на островах Шикотане, Юрий, Анучина, Демина. Вулканические породы представлены различными брекчиями, агломератами, туфами и редко встречающимися потоками андезитобазальтов, базальтов, редко — андезитов. Лавовые потоки маломощные, быстро выклиниваются. Сочетания потоков отмечены только в бухте Церковной на о. Шикотане.

В покровном залегании преобладают базальты и андезитобазальты, в интрузивном — андезиты и андезитобазальты. Характерны массивные и миндалекаменные порфировые структурные разновидности с вкрапленниками плагиоклаза, плагиоклаза и моноклинного пироксена, плагиоклаза, моноклинного пироксена, оливина. Основная масса образована стеклом, микролитами плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

По химическому составу покровные вулканические породы комплекса представлены непрерывным рядом пород от базальтов до андезитов с нормальной для серий островных дуг щелочностью, высокими содержаниями Al_2O_3 и низкими TiO_2. Диапазон колебаний SiO_2 51–60%. Наиболее кислые дифференциаты образуют экструзивные тела и небольшие потоки гор Ноторо и Томари на о. Шикотане. Высокие содержания Al_2O_3 при пониженных TiO_2 с большими дисперсиями SiO_2 и нормальных CaO при низких значениях дисперсий характеризуют их как наиболее кислые образования в составе базальтовых ассоциаций островных дуг. Поэтому зеленовский вулканический комплекс относится к плагиоандезитобазальт-плагиобазальтовой подформации плагиоандезитобазальтовой формации.

Танфильевский интрузивный комплекс представлен силлами и дайками мощностью до первых сотен метров и протяженностью до 3,5 км. Наиболее широко он развит на одноименном острове, а также на островах Шикотане, Зеленом и, возможно, Полонского. Количество интрузивных тел и их мощность с северо-востока на юго-запад увеличивается, и на п-ве Немуро и о. Хоккайдо они ассоциированы нередко с потоками и покровами щелочных базальтов. Интрузивные тела комплекса прорывают тонкослоистые песчаники, алевролиты и аргиллиты малокурильской свиты и сопровождаются маломощными (первые десятки сантиметров) зонами роговиков. Гальки пород танфильевского комплекса содержатся в конгломератах верхней части малокурильской свиты.

Силлы обычно слабо дифференцированы, среди слагающих их пород по минеральному составу и структуре описаны (Неверов, 1970) трахидолериты, трахибазальты, анальцимовые трахидолериты и трахибазальты, оливиновые эссексит-долериты, монцониты, монцодолериты, пикриты и анальцимовые сиениты.

Наиболее распространенные породы — трахидолериты и анальцимовые трахидолериты (табл. 4). Это порфировые и гломеропорфировые породы с хорошо раскристаллизованной основной массой, с вкрапленниками лабрадора (An = 53–58) и пироксенов (главным образом зональных авгитов) размерами до 1 см. Основная масса сложена на 50–80% калинатровыми и калиевыми полевыми шпатами, от 10 до 30–35% пироксенами, до 5% оливином, на 3–5% биотитом, на 1–2% анальцимом в трахидолеритах и до 7% — в анальцимовых трахидолеритах, на 2–3% магнетитом и до 1% апатитом.

Трахибазальты и анальцимовые трахибазальты слагают краевые части силлов, а также маломощные недифференцированные силлы. По составу вкрапленников они не отличаются от трахидолеритов, но имеют более мелкокристаллическую основную массу и в ней несколько больше стекла.

Оливиновые эссексит-долериты встречаются обычно в подошвенных частях сравнительно крупных интрузивных тел. По сравнению с трахидолеритами и трахибазальтами они содержат больше оливина (до 15%) и меньше полевых шпатов (до 55%), среди которых преобладает анортоклаз.

Монциниты образуют в центральных частях наиболее крупных тел шлироподобные обособления размерами от 5–10 см до нескольких мет-

ров. Они сложены на 40–60% плагиоклазом (лабрадор, андезин), на 30–35% – калинатровым полевым шпатом (натровым ортоклазом) и на 10–30% – авгитом.

Авгитовые сиениты слагают жилы мощностью 5–20 см, секущие трахидолериты и монцониты, образованы плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом (80%), авгитом (10–15%), биотитом (3–4%), анальцимом (около 3%), рудным минералом (2%) и апатитом (около 1%). Иногда встречаются лейцит и эгирин.

Пикриты и анальцимовые сиениты образуют жилы (до 1–2 см мощностью) среди трахидолеритов и трахибазальтов. Пикриты сложены до 60% серпентинизированным и хлоритизированным оливином, на 30–40% – авгитом и рудным минералом. Анальцимовые сиениты образованы из олигоклаза (до 60%), анальцима (до 25%), калинатрового полевого шпата (до 5%), биотита (2–3%) и магнетита (1%).

Распределение пород в пределах силлов отражает особенности дифференциации трахибазальтов. От подошвы к кровле уменьшается содержание окислов магния, железа, кальция, возрастает содержание калия, кремния.

В петрохимическом отношении породы группируются в последовательный ряд с содержанием кремнекислоты 49–55%. Общая щелочность пород возрастает в том же направлении от 6 до 12%, в основном за счет окиси калия, содержание которого в сиенитах достигает 7,5%. Характерная особенность – присутствие нормативного нефелина свыше 5%.

Совокупность химических анализов пород танфильевского комплекса включает 51 анализ трахидолеритов (трахибазальтов) и 25 анализов сиенитов. В целом породы наиболее близки щелочному миаскитовому типу пород Барта. На гистограмме отчетливо определяются разрывы в области $5{,}56 < K_2O < 6{,}56\%$; $4{,}64 < Na_2O < 5{,}14\%$; $4{,}78 < CaO < 6{,}47$; $3{,}78 < MgO < 5{,}58$. Обособилась группа сиенитов от трахидолеритов по Na_2O, CaO, MgO.

Внутри группы трахидолеритов выделились пять подгрупп пород. В первую подгруппу входят трахидолериты о. Танфильева (мысов Боевого, Маячного, Центрального, Неприступного и Болотного). По химическому составу породы соответствуют трахибазальтам с примерно равными содержаниями K_2O, Na_2O и отношением $MgO/Ca > 1$ за счет низких содержаний окиси кальция. Дисперсии содержаний всех окислов небольшие.

Вторая подгруппа, включающая также трахидолериты о. Танфильева (мыс Неприступный), характеризуется сходными особенностями состава. Отношение MgO/CaO меньше 1 за счет более высокого содержания CaO. Однако дисперсии MgO в этой подгруппе значительно больше, чем в первой.

Третья подгруппа представлена трахидолеритами Восточного мыса и центральной части о. Танфильева. Они характеризуются более высокими, чем трахидолериты 1 и 2 подгрупп, содержаниями MgO и CaO с соотношением между ними более 1.

Трахидолериты мыса Удачного о. Танфильева, образующие четвертую подгруппу, близки к трахидолеритам первой подгруппы как по содер-

жанию окислов, так и по малым дисперсиям состава. Однако отношение MgO/CaO сближает их с породами второй подгруппы.

Своеобразие трахидолеритов мыса Зоркого о. Танфильева (пятая подгруппа) оценить трудно, так как они представлены только одним анализом.

Сиениты, габбро-сиениты представлены тремя подгруппами.

Первая подгруппа включает габбросиениты мыса Неприступного о. Танфильева. Эти породы пресыщены глиноземом и характеризуются высокими содержаниями окислов натрия и калия при приблизительно равных их содержаниях.

Сиениты мысов Болотного, Дозора, Неприступности, Зоркого, Маячного по составу соответствуют габбро-сиенитам с низкими содержаниями SiO_2, высокими и примерно равными Na_2O, K_2O, низкими MgO и CaO, с соотношениями между ними, сильно смещенными в сторону MgO. Сиениты третьей подгруппы распространены на о. Зеленом и о. Танфильева в районе мыса Удачного. Они отличаются наиболее высокими содержаниями SiO_2 и щелочных окислов, соотношение между которыми равно единице или близко к ней.

Взаимное расположение пород в объеме тел, количественные соотношения между ними, особенности их химического состава соответствуют представлениям о внутрикамерной дифференциации щелочно-базальтоидного расплава. В остаточных расплавах сокращалось содержание окислов железа, магния и кальция и возрастало содержание щелочей и окиси кремния.

Танфильевский комплекс большинство исследователей рассматривают как единый в геологическом отношении комплекс и относят к трахибазальтовой формации. Однако породы комплекса образуют тела, имеющие интрузивные взаимоотношения с вмещающими породами, и характеризуются структурами, типичными для гипабиссальных образований. Поэтому Танфильевский комплекс мы относим к гипабиссальной габбросиенит-габбромонцонитовой формации щелочной серии.

Щ и к о т а н с к и й и н т р у з и в н ы й к о м п л е к с представлен габброидами, образующими два достаточно крупных массива площадью 30 и 20 км^2 и ряд даек на о. Шикотане. Они прорывают отложения малокурильской свиты и трахидолеритовые силлы.

Массивы сложены габбро-норитами и оливиновыми габбро-норитами, реже — габбро, лейкократовыми габбро-норитами, норитами, плагиоклазовыми лерцолитами, диоритами, долеритами. По Г.П. Вергунову (Сергеев, 1976), в интрузивных телах встречаются пироксениты и перидотиты. Большое разнообразие пород обусловлено различным соотношением породообразующих минералов, представленных лабрадор-битовнитом, оливином, гиперстеном, диопсид-авгином. Иногда встречаются гранат, хромит, магнетит, апатит. Изредка отмечаются в виде реакционных каемок биотит и роговая обманка. Структура пород порфировидная, в краевых зонах тел порфировая.

Породы комплекса по химическому составу образуют полный ряд — от плагиоклазовых лерцолитов до диоритов. Они характеризуются пониженной щелочностью ($Na_2O + K_2O$ около 3%), повышенной ролью магния. Отмечается быстрое накопление железа с увеличением SiO_2.

Неоднородная по химическому составу совокупность пород образована плагиоклазовыми лерцолитами, оливиновыми габбро-норитами, габбро, диоритами и аплитами. Неоднородность обусловлена включением в гистограмму аплитов.

Все породы от лерцолитов через оливиновые габбро и гиббро-нориты до габбро и габбро-диоритов содержат повышенные количества щелочей в каждой из своих групп и окиси магния, вследствие чего отношение MgO/CaO смещено в сторону MgO; относительно высоки и содержания Al_2O_3. Границы между всеми группами резкие по SiO_2, ΣFeO, CaO, Na_2O, а также по TiO_2 между габбро и оливиновыми габбро. Однако объем лерцолитов и диоритов в составе ассоциации менее 10%. Поэтому вся геологическая ассоциация пород шикотанского комплекса рассматривается как габбро-норитовая формация известковой серии.

Большая Курильская дуга. На островах Большой Курильской дуги выделяются три группы магматических комплексов: ранне-среднемиоценовая, среднемиоцен-плиоценовая и четвертичная (табл. 3).

Ранне-среднемиоценовая группа комплексов включает кунаширский вулканический и урупский интрузивный комплексы; среднемиоцен-плиоценовая группа представлена вулканическими образованиями, среди которых выделяются комплекс пемз и туфов кислого и среднего состава и комплекс лав основного и среднего состава. Четвертичный комплекс представлен преимущественно основными—средними вулканическими породами, и в меньшей степени — кислыми.

Кунаширский вулканический комплекс распространен на островах Кунашире, Урупе, Парамушире, в меньшей степени — на Симушире и Итурупе. Характерная особенность строения комплекса — залегание вулканитов в виде крупных линз среди осадочных образований, преобладание грубообломочных вулканических пород, относительно небольшой объем лав, латеральная и вертикальная изменчивость строения и состава, ассоциация с лавами и туфами экструзивных тел среднего и кислого состава. По сонахождению вулканических и осадочных пород и структурным особенностям вулканитов выделяются субаэральные и подводные фации.

Вулканические образования чередуются с вулканогенно-осадочными на протяжении всего разреза серии, а наиболее мощные их тела приурочены главным образом к средним частям геологических разрезов. Шаровые лавы, гиалокластиты и сопровождающие их аквагенные туфы примыкают исключительно к нижней части разреза комплекса (Пискунов, 1975).

Разнообразные туфы основного, среднего и кислого состава, лавы в ассоциации со слоистыми обломочными породами с флорой слагают верхнюю часть разреза. В общем снизу вверх породы основного состава сменяются породами кислого состава. Однако в центральной и северной частях зоны среди них в количественном отношении преобладают средние (80%), а на юге — кислые (70—80%) вулканиты.

Вулканиты слагают потоки мощностью 1,5—9 м или группы потоков общей мощностью до 80 м, экструзивные штоки и некки площадью до 1 км^2, субвулканические дайки мощностью до 2,5 м протяженностью до 1 км, реже — силлы мощностью до 15 м.

Плагиобазальты имеют массивную и миндалекаменную текстуры и сложены плагиоклазом (лабрадор-битовнитом), авгитом, реже — гиперстеном, роговой обманкой, оливином и рудными минералами. Основная масса интерсертальная, пилотакситовая, гиалопилитовая. В зависимости от состава вкрапленников либо преобладания одного из типов минералов во вкрапленниках выделяются плагиоклазовые, гиперстеновые пироксен-плагиоклазовые, двупироксеновые андезитобазальты и базальты.

Дациты и липариты характеризуются флюидальными и массивными текстурами. Порфировые вкрапленники мелкие, а в липаритах нередко отсутствуют. Чаще они представлены зональным плагиоклазом (альбит-андезин), наряду с которым встречаются кварц, авгит, гиперстен, калиевый полевой шпат, рудные минералы, редко биотит. Обычно вкрапленники равномерно распределены в кварц-полевошпатовой криптокристаллической основной массе с подчиненным содержанием темноцветных минералов и стекла.

Туфы обычно витро-литокластические и кристаллокластические, разнообломочные. Среди обломочных частиц кислых туфов часты пемзы, андезитодациты, дациты, липариты. Редко встречаются тела игнимбритов дацитового и андезитодацитового состава.

Все вулканиты как собственно эффузивной, так и жерловой и субвулканической фаций вторично изменены и содержат новообразования альбита, хлорита, эпидота, карбонатов, пирита, цеолитов, пренита. Особенно интенсивно изменены породы нижней части разреза комплекса. Пропилитизацией затронуты также ассоциирующие с этими вулканитами вулканогенно-осадочные отложения. Этим обусловлена своеобразная голубовато-зеленоватая окраска образований среднепарамуширской серии, которая обычно выделяется в формацию "зеленых туфов".

По химическому составу среди пород комплекса выделяются плагиобазальты, плагиоандезитобазальты, плагиоандезиты, плагиодациты и плагиолипариты. Наиболее распространены плагиоандезиты с содержанием SiO_2 58—62%. В целом совокупность имеет нормальное распределение с максимумом в области плагиоандезитов.

Для пород комплекса характерны низкие содержания окиси калия и четкое преобладание окиси натрия над окисью калия, пониженные содержания кальция, повышенная магнезиальность ($MgO/CaO \geqslant 0{,}5$). Лишь в плагиодацитах и плагиолипаритодацитах отношение MgO/CaO понижается до 0,3 вследствие более высоких содержаний CaO, а Na_2O/K_2O повышается до 0,6 из-за возрастания содержания K_2O. Однако обогащение пород щелочами в ряде от основных к кислым дифференциатам слабое.

По критерию Д.А. Родионова вулканические породы разбились на пять однородных групп по кислотности: 1) плагиобазальты, 2) плагиоандезитобазальты, 3) плагиоандезиты, 4) плагиодациты и плагиолипаритодациты, 5) плагиолипариты. Плагиобазальты, кроме ранее описанных для всех разновидностей пород особенностей, характеризуются низкими содержаниями титана и более четко проявленной натровостью. В целом плагиобазальты комплекса соответствуют глиноземистым базальтам

Таблица 5

Химический состав пород магматических формаций Большой Курильской дуги

$\chi^2_{0,01,12}=26,2$; $\chi^2_{0,01,1}=6,63$

Магматический комплекс; формация	Возрастной индекс	Породы	Число анализов в выборке	Статистические параметры	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Кунаширский вулканический комплекс; плагиоандезит-плагиобазальтовая формация; о-ва Кунашир и Итуруп— плагиолипарит-плагиодацитовая формация	N_1	Плагиолипарит	17	$\bar{x}$	73,06	0,31	13,35	1,66	1,36	0,09	1,06	1,44	3,87	1,37	0,08
				s	2,55	0,13	1,18	0,88	0,80	0,12	0,77	1,06	1,18	0,81	0,04
		Плагиодацит	4	$\bar{x}$	67,79	0,34	13,58	3,23	0,91	0,08	1,03	3,43	3,85	2,32	0,15
				s	0,65	0,14	0,47	1,02	0,12	0,05	0,38	0,47	0,47	0,12	0,07
		Плагиоандезит	3	$\bar{x}$	61,42	0,50	14,61	1,86	4,11	0,19	3,12	3,41	4,23	1,43	0,26
				s	0,92	0,24	0,91	0,14	0,69	0,07	0,66	0,12	0,78	0,15	0,09
		"	12	$\bar{x}$	56,63	0,67	17,05	3,99	4,19	0,14	3,67	6,38	2,96	1,06	0,34
				s	2,42	0,19	0,78	0,90	1,21	0,07	1,03	2,27	0,78	0,61	0,24
		Плагиобазальт	14	$\bar{x}$	49,08	0,63	17,94	3,62	5,05	0,14	6,77	6,82	3,25	0,62	0,17
				s	0,21	0,15	2,00	2,33	2,02	0,09	2,04	3,34	1,00	0,45	0,11
Урупский интрузивный комплекс; северные острова дуги — габбродиорит-гранодиоритовая подформация, габбро-диоритовая формация	2 и 3 фазы	Плагиограниты; острова всей дуги	9	$\bar{x}$	69,92	0,49	14,03	2,11	2,44	0,04	1,52	3,15	4,65	0,46	0,14
				s	1,19	0,17	0,31	0,48	0,74	0,04	0,40	0,82	0,81	0,14	0,07
				V_i^2	9,94	0,19	0,14	9,12	1,24	1,72	2,64	5,84	1,92	4,38	1,36
		Плагиограниты; о-ва Кунашир и Уруп	10	$\bar{x}$	72,19	0,50	13,98	1,47	1,96	0,09	1,03	2,30	4,26	0,63	0,11
				s	7,61	0,20	0,79	0,70	0,35	0,05	0,46	1,31	0,49	0,22	0,07
				V_i^2	5,11	1,01	2,59	6,71	1,09	0,26	4,13	8,44	1,84	3,21	1,33
		Плагиограниты; о. Кунашир	6	$\bar{x}$	73,47	0,42	13,07	0,93	2,17	0,18	2,18	0,61	3,75	0,90	0,11
				s	1,57	0,15	0,94	0,30	0,55	0,23	0,81	0,36	0,77	0,25	0,06
				V_i^2	5,87	0,92	2,64	7,59	0,0	0,42	2,81	8,24	4,28	8,61	0,67
		Плагиограниты; о. Парамушир	4	$\bar{x}$	69,54	0,51	14,11	2,45	2,16	0,10	1,32	3,47	2,57	3,01	0,13
				s	1,12	0,10	0,48	0,35	0,56	0,04	0,15	0,50	0,14	0,17	0,03
	2 фаза	Гранодиориты; острова всей дуги	15	$\bar{x}$	65,45	0,49	14,98	2,55	2,62	0,09	1,77	4,22	3,88	1,43	0,13
				s	1,50	0,19	1,76	1,15	0,82	0,05	0,44	1,30	1,20	0,93	0,05
				V_i^2	1,95	0,52	0,34	1,37	0,34	1,31	11,42	5,72	3,02	2,9	7,9
		Гранодиориты	3	$\bar{x}$	66,87	0,58	14,34	1,71	2,90	0,13	3,56	1,82	2,48	2,48	0,24
				s	1,26	0,01	0,87	0,11	0,30	0,02	0,58	1,03	0,71	0,12	0,03
	1 и 2 фазы	Диориты; о. Парамушир	5	$\bar{x}$	57,63	0,57	18,12	3,66	4,63	0,10	3,14	7,71	2,72	0,70	0,18
				s	0,73	0,07	0,64	0,43	1,28	0,04	0,16	0,32	0,18	0,31	0,11
				V_i^2	8,38	3,76	10,47	1,2	0,82	3,77	0,55	5,66	3,26	0,05	5,68
		Кварцевые диориты; о. Кунашир	8	$\bar{x}$	61,51	0,38	15,39	3,34	4,11	0,16	3,54	4,49	3,37	0,65	0,05
				s	1,47	0,17	0,40	0,48	0,62	0,05	1,11	2,10	0,65	0,35	0,03
	1 фаза	Диориты; острова всей дуги	14	$\bar{x}$	60,45	0,48	15,83	3,38	3,62	0,09	2,91	6,10	3,31	0,96	0,16
				s	1,80	0,24	1,38	1,09	0,70	0,08	0,84	1,42	0,91	0,45	0,08
		Габбро; острова всей дуги	21	$\bar{x}$	49,67	0,63	17,75	4,63	5,92	0,16	7,90	9,07	2,68	0,55	0,15
				s	3,67	0,31	1,40	1,71	1,75	0,08	11,99	2,05	0,80	0,47	0,08

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
		Габбродиориты; острова всей дуги	17	$\bar{x}$	55,29	0,64	16,46	4,27	4,57	0,13	4,02	7,65	2,73	0,94	0,13
				s	2,74	0,27	0,89	0,95	1,10	0,06	0,96	0,81	0,49	0,62	0,08
Среднемиоценовый-плиоценовый и плиоценовый вулканические комплексы; плиоценовый вулканический комплекс; плагиоандезит-плагиодацитовая известковая	$N_1^2-N_2$	Плагиолипариты	3	$\bar{x}$	70,54	0,05	11,33	1,10	0,84	0,03	0,41	1,67	3,45	2,64	0
				s	0,50	0,04	0,69	0,44	0,32	0,02	0,15	0,56	0,57	0,13	0
		Плагиолипаритодациты	10	$\bar{x}$	68,32	0,37	12,56	2,19	1,68	0,07	1,79	3,93	3,65	1,01	0,02
				s	8,66	0,10	0,10	0,72	0,34	0,03	1,09	0,68	0,38	0,38	0,02
		Плагиодациты	11	$\bar{x}$	66,77	0,34	14,70	3,19	1,79	0,08	1,71	4,42	3,69	1,22	0,07
				s	1,13	0,09	1,66	1,17	0,50	0,04	0,43	0,78	0,30	0,47	0,07
		Плагиоандезиты	12	$\bar{x}$	57,77	0,63	16,81	4,08	4,74	0,14	3,62	7,48	2,69	0,7	0,04
				s	1,87	0,22	1	1,56	1,73	0,02	1,02	1,34	0,46	0,35	0,04
Четвертичный вулканический комплекс; плагиоандезитобазальтовая	Q	Плагиолипариты	53	$\bar{x}$	69,28	0,36	13,64	2,26	1,65	0,1	1,33	3,17	3,73	1,45	0,07
				s	4,95	0,18	1,54	1,11	0,81	0,09	0,79	1,59	0,81	0,76	0,07
		Плагиодациты	8	$\bar{x}$	66,16	0,63	15,05	2,27	2,72	0,19	1,34	4,58	3,64	1,63	0,11
				s	0,97	0,19	0,53	0,72	0,76	0,12	0,30	0,81	0,91	0,80	0,07
		Плагиоандезиты	60	$\bar{x}$	58,04	0,68	17,33	3,59	4,37	0,14	3,30	7,03	2,95	0,99	0,15
				s	2,09	0,25	0,95	1,33	1,49	0,05	0,87	1,42	0,58	0,53	0,13
		Плагиоандезитобазальты	40	$\bar{x}$	54,62	0,78	18,48	3,64	5,21	0,14	3,78	8,70	2,61	0,79	0,16
				s	1,28	0,23	1,32	0,94	1,52	0,07	0,84	0,89	0,42	0,50	0,19
		Плагиобазальты	45	$\bar{x}$	49,74	0,72	18,50	3,83	5,88	0,14	5,62	9,44	2,52	0,55	0,15
				s	1,98	0,27	1.65	1.67	1,91	6,86	1,69	2,72	0,82	0,38	0,11

андезитобазальтовых ассоциаций островных дуг (см. рис. 4, вкл.). Плагиоандезиты и плагиоандезитобазальты сохраняют низкое содержание TiO_2, и рост SiO_2 обеспечивается падением содержаний MgO, Σ FeO, в меньшей степени CaO. Последовательное изменение содержаний MgO, FeO, Al_2O_3, CaO от плагиобазальтов к плагиолипаритам (табл. 5) укладывается в представления об изменении базальтового-андезитобазальтового высокоглиноземистого расплава при кристаллизационной дифференциации А. Мияширо (Miyashiro, 1974).

Количественные соотношения между вулканическими породами комплекса в различных районах зоны островов неодинаковы. На островах Кунашире и Итурупе плагиодациты и плагиолипариты составляют до 80% объема вулканитов, резко преобладая над породами основного и среднего состава. На остальных островах (Уруп, Симушир, Парамушир) комплекс образован только на 10% плагиолипаритами, на 15% — плагиодацитами, на 50% — плагиоандезитобазальтами и плагиобазальтами, на 30% — плагиоандезитами. Поэтому вулканические образования кунаширского комплекса островов Кунашир и Итуруп отнесены к плагиолипарит-плагиодацитовой формации. Резкое преобладание базитов и родственных им пород в составе комплекса на других островах зоны позволяет выделять их как плагиоандезит-плагиобазальтовую формацию.

Урупский интрузивный комплекс представлен штоками, дайками, реже — силлами габброидов и гранитоидов, которые прорывают отложения нижнего миоцена и перекрыты верхнемиоценовыми и четвертичными сериями. Наиболее полно они развиты на южном и северном флангах дуги — на островах Урупе, Кунашире и Парамушире.

Наиболее крупные массивы (площадью до 100–120 км^2) на Курильских островах — Центральный интрузивный массив хребта Вернадского и массив бухты Фусса на о. Парамушире, интрузивные тела рек Галинки, Утесной и Голубичной на о. Урупе, а на о. Кунашире — массивы Докучаев-

ский, Прасоловский, Орловский, Валентиновский, Мечниковский и интрузивное тело по р. Заливной.

Интрузивные тела комплекса имеют крутые, близкие к вертикальным поверхности контактов с тенденцией к склонению их в восточных румбах. Наиболее сложные, прихотливые поверхности контактов характерны для крупнейших массивов.

Интрузивные тела сложены полнокристаллическими габброидами и гранитоидами. Отмечаются дайки гранит-порфиров, плагиоаплитов, диабазов.

Имеются убедительные данные о латеральной неоднородности состава комплекса (Неверов, 1970).

Интрузивные массивы о. Парамушира сложены преимущественно диоритами, габбро-диоритами, габбро, габбро-анортозитами, а южных островов — плагиогранитами и кварцевыми диоритами. В ряде массивов наблюдаются постепенные переходы между всеми перечисленными выше разновидностями пород. В наиболее крупных интрузивных телах отчетливо обособляются три фазы формирования пород. Для центрального интрузивного массива о. Парамушира, имеющего площадь до 110—120 км^2, выделяются: 1-я фаза — оливиновые габбро, габбро, нориты, габбро-нориты, габбро-диабазы (27 км^2); 2-я фаза — мелкозернистые авгит-гиперстеновые диориты, кварцевые диориты, диопсид-гиперстеновые диориты (70—80 км^2); 3-я фаза — андезин-лабрадоровые гранодиориты и граниты, диопсид-гиперстеновые гранодиориты и граниты, аплиты (10 км^2). Жилы аплитов пересекаются дайками лампрофиров мощностью до 0,5 м. На юго-западе о. Парамушир в бухте Фусса интрузивный массив сложен преимущественно диоритами.

Интрузивные массивы о. Кунашира (Докучаевский, Прасоловский, Валентиновский, Ильинский, Орловский, Мечниковский) образуют две цепочки северо-восточного простирания, вытянутые примерно на 70 км от широты вулкана Менделеева на юге до мыса Докучаева на севере. Мелкие тела гранитоидов обнажаются в приливной зоне северо-западного побережья острова.

Наиболее крупный Прасоловский массив (около 30 км^2) сложен главным образом плагиогранитами (60%) и кварцевыми диоритами (30%). При этом кварцевые диориты выделяются как первая фаза, а плагиограниты — как вторая фаза комплекса. Многочисленные жилы и дайки аплитов, диабазов, гранит-порфиров прорывают гранитоиды 1 и 2-й фаз.

Докучаевский массив, включающий образование двух фаз, имеет площадь около 2 км^2. Он сложен кварцевыми диоритами (1-я фаза) и плагиогранитами, в центральной части сменяющимися порфировидными гранитами (2-я фаза). Габброидами сложен береговой утес к северу от мыса Прасолова.

Минералогический состав пород комплекса однообразен. Среди породообразующих минералов преобладает плагиоклаз широких вариаций состава — от олигоклаза до битовнита. Повсеместно, иногда даже в габбро, присутствует кварц, а темноцветные минералы представлены ромбическим и моноклинным пироксенами. В оливиновых габбро оливина до 10%. Роговая обманка встречается редко и обычно замещает пироксены. Биотит и калинатровый полевой шпат не характерны.

Выделяются диопсид-гиперстеновые кварцевые диориты и диориты (2-я фаза), содержащие калинатровый полевой шпат. Это порфировые и равномернозернистые породы, образованные лабрадором № 45–65 (60–65%), диопсидом, авгитом, гиперстеном, бронзитом, кварцем и ортоклазом. Выделяются также гранитоиды, парагенетическая ассоциация которых сложена пироксеном, роговой обманкой, плагиоклазом и кварцем (Прасоловский массив). Однако более характерны гранитоиды только с одним темноцветным минералом.

В петрохимическом отношении породы комплекса в пределах ряда массивов, главным образом северной группы островов, образуют непрерывный ряд от габбро до плагиогранита и кварцевого порфира с колебанием содержания кремнекислоты в пределах 44,4–75,3%: группы габбро (SiO_2 49,67), диоритов, кварцевых диоритов (SiO_2 55–61,51%), гранодиоритов (SiO_2 65,45–66–68%) и гранитов (SiO_2 69,54–73,4%). На гистограммах частот встречаемости намечается минимум в интервале значений $61{,}56\% < SiO_2 < 66{,}16\%$.

Для ряда габбро–кварцевый диорит типично пониженное значение фемической группы окислов, а для плагиогранита – повышенное. Железистость пород комплекса в габбро и плагиогранитах остается практически на одном уровне ($K_f = 0{,}60$) и несколько возрастает в кварцевых диоритах ($K_f = 0{,}78$). Содержание алюминия несколько повышенное в плагиогранитах и кварцевых диоритах. Характерна пониженная щелочность и незначительное ее возрастание с увеличением кислотности в основном за счет натрия. При этом даже в плагиогранитах содержание окиси калия остается таким же, как и в габбро.

По программам Родионова группа диоритов разбилась на четыре подгруппы, гранодиоритов – на две, гранитов – на четыре, и только группа габбро представляет собой однородную совокупность анализов (табл. 5). Наиболее полно представлена группа диоритов.

И на северных, и на южных островах встречаются по три группы гранитов и диоритов, на южных островах – две группы гранодиоритов, на северных – одна.

Для о. Парамушира установлен короткий прерывистый ряд от габбро к диориту с конечными плагиогранитами, сохраняющими высокие содержания окислов железа, кальция и магния, а для о. Кунашира – ряд пород с последовательно и направленно изменяющимися свойствами от габбро к граниту, специфика которых проявляется в сохранении высоких отношений MgO/CaO, низких – окиси кальция, возрастании содержаний щелочных окислов при более быстром увеличении количества окиси калия.

Более полный ряд, образованный группами пород от габбро до плагиогранитов, распространенных на всех островах зоны, определяет общие тенденции внутрикамерной дифференциации комплекса. Однако соотношения между объемами пород в составе комплекса определяют необходимость отнесения интрузивных образований южных островов в диорит-плагиогранитовую формацию, а северных – в габбро-диорит-гранодиоритовую подформацию габбро-диоритовой формации известковой серии.

Среднемиоценовый-плиоценовый и плиоценовый вулканические комплексы зоны островов Большой Ку-

рильской гряды представлены пемзами и туфами кислого и среднего состава и лавами и туфами основного и среднего состава.

Пемзы и туфы кислого и среднего состава выделяются на северных и южных островах зоны и вместе с включающими их песчаниками, алевролитами и диатомитами образуют ряд свит. Вулканические породы приурочены преимущественно к нижней и верхней частям разрезов. Преобладающий тип пород — андезитодациты и дациты (70—80%), а базальты и липариты распространены ограниченно; на северных островах объемы липаритов невелики. Небольшие экструзивные тела сложены андезитобазальтами, андезитами и дацитами.

Более молодые, плиоценовые толщи, распространенные на всех островах, исключая мелкие центральные, включают только основные и средние вулканические брекчии, агломераты, лавы базальтоидов, андезитобазальтов (60%). В основании этих толщ встречаютя шаровые и миндалекаменные базальты. Пачки вулканических пород мощностью 200—300 м разделены горизонтами и пачками осадочных пород и прорваны экструзивными телами андезитов и андезитобазальтов, ассоциированных преимущественно с покровными телами вулканитов. Наряду с отчетливо проявленными антидромными тенденциями в последовательности вулканитов обнаружены "фациальные" соотношения между кислыми и основными вулканитами. Поэтому комплекс по строению сходен с контрастно построенными вулканическими комплексами, характерными для континентальных вулканических поясов (магейская свита Охотско-Чукотского вулканического пояса), но отличается от них особенностями петрохимического состава кислых и основных разновидностей пород.

По петрографическому и петрохимическому составу нет существенных различий между вулканическими породами сходной основности нижних и верхних частей разреза комплекса. Среди базальтов и андезитобазальтов выделяются плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые, двупироксеновые, авгитовые разновидности. В андезитах, дацитах и липаритах вкрапленники образованы также плагиоклазом и пироксенами, однако размеры их и содержание по мере увеличения SiO_2 уменьшаются. Отмечается высокая основность плагиоклаза (до 93% андезина), низкая железистость пироксенов, незначительный рост $Na_2O + K_2O$ в породах до наиболее кислых разновидностей дацитов, а далее —быстрое увеличение щелочности при относительном возрастании окиси калия.

В петрохимическом отношении породы комплекса отличаются от пород и раннемиоценового, и четвертичного комплексов. Обнаруживаются некоторые черты сходства составов с плагиобазальтами и плагиоандезитобазальтами четвертичного комплекса островов Парамушира и Онекотана и плагиоандезитами наиболее древних потоков вулканов Руруй, Головнина, Менделеева и Тяти.

Четвертичный вулканический комплекс представлен андезитобазальтами, андезитами, базальтами, а также дацитами и липаритами, которые образуют вулканические постройки действующих и уже угасших вулканов, дайки, некки, экструзивные купола.

Для вулканических пород комплекса в целом характерен сходный набор минералов-вкрапленников. Салическая часть сложена плагиоклазом

от альбита до битовнита и кварцем. В неизменных разностях, даже в риолитах, плагиоклаз представлен андезином. Содержание плагиоклаза убывает с ростом кислотности пород. Среди темноцветных минералов преобладают авгит и гиперстен. Оливин, роговая обманка и биотит встречаются очень редко. В некоторых базальтах и андезитобазальтах вулканов Головнина, Анучина содержание оливина достигает 10–19%.

Вкрапленники базальтов и андезитобазальтов представлены основным плагиоклазом (лабрадор-битовнитом, 60–80%), оливином (2–10%), моноклинным пироксеном диопсид-авгитового ряда (5–10%), микролитами андезин-лабрадора (12–50%), авгита (10–35%) и магнетитом (1–10%). Структура пород интерсертальная, гиалиновая, микродолеритовая.

Андезиты содержат во вкрапленниках 80–90% основного плагиоклаза, 5–15% авгита и 6–70% гиперстена. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, авгита, магнетитом и стеклом, имеет гиалопилитовую, реже – микрофельзитовую и пилотакситовую структуру.

Дациты и липариты содержат во вкрапленниках 60–80% плагиоклаза (андезин-лабрадора), 5–13% авгита, 3–10% гиперстена, 0–30% кварца. Основная масса сложена стеклом, часто вторично раскристаллизованным. Структура обычно витрофировая, фельзитовая, сферолитовая.

Туфы разнозернистые, обычно литокластические и витро-литокластические с пепловым цементом.

При изучении петрохимических свойств вулканитов использованы данные 160 полных силикатных анализов, главным образом из материалов СахКНИИ. По химическому составу вулканические породы четвертичного комплекса четко отделяются от верхнемеловых-плиоценовых.

Гистограмма частот встречаемости пород имеет максимум в интервале 54% SiO_2, соответствующем андезитобазальтам и основным андезитам. По данным Б.Н. Пискунова (1975), на островах Симушире и Урупе самая распространенная разновидность – основные андезиты (SiO_2 56–57%). Вместе с андезитобазальтами андезиты (SiO_2 54–62%) составляют 62% проанализированных пород.

При проверке по программе Родионова совокупности анализов вулканитов выделено большое количество однородных групп. Разбиение на группы обусловлено неоднородностью химических составов комплекса по кислотности, проявляющейся по латерали и вертикали.

Выделяются группы плагиобазальтов, плагиоандезитобазальтов, плагиоандезитов и плагиолипаритов. Совокупности пород близкой кислотности этого комплекса, взятые для всей Большой Курильской дуги в целом, неоднородны и разбились на более мелкие однородные группы.

Группа плагиобазальтов четвертичного комплекса представлена плагиобазальтами южных и центральных островов и плагиобазальтами вулканов островов Парамушир и Онекотан; по составу они сходны с плагиобазальтами алехинской и парусной свит и их аналогов. Плагиобазальты первой группы характеризуются более высокими содержаниями глинозема и нижними TiO_2, хотя и те и другие следует отнести к высокоглиноземистым плагиобазальтам, нередко по содержанию щелочей сходных с базальтами толеитовых ассоциаций океанических поднятий.

Плагиоандезитобазальты разделяются на три группы: 1) вулканических построек южных и восточных центральных островов, 2) вулканов о. Парамушира и 3) западных островов центральной группы (о-ва Чиринкотан, Броутона). Обнаруживается сходство между четвертичными плагиоандезитобазальтами о. Парамушира и плагиоандезитобазальтами позднего миоцена—плиоцена (алехинская, парусная свиты и их аналоги). Плагиоандезитобазальты первой группы отличаются от плагиоандезитобазальтов других групп меньшей щелочностью, особенно содержаниями K_2O, и бо́льшими содержаниями окиси кальция. Для плагиоандезитобазальтов островов Чиринкотан и Броутона (третья группа) характерны более высокая щелочность и отношение K_2O/Na_2O, повышенное содержание TiO_2. Плагиоандезитобазальты первой группы имеют промежуточный состав. Содержания Al_2O_3 для всех групп близки между собой.

Плагиоандезиты представлены тремя группами: 1) плагиоандезитами четвертичных вулканических построек островов Парамушир и Онекотан; 2) плагиоандезитами южных и центральных островов; 3) плагиоандезитами наиболее древних потоков вулканов Руруй, Головнина, Менделеева и Тяти; по ряду признаков состава они сходны с некоторыми плиоценовыми плагиоандезитами этих же островов, которые при сравнении выделились в общем в самостоятельную группу (отмечается повышенная роль окиси калия по сравнению с окисью натрия).

Для плагиоандезитов четвертичных вулканических построек (первая и вторая группы) характерна более высокая глиноземистость. Плагиоандезиты северных островов выделяются более высокими содержаниями K_2O и отношением K_2O/Na_2O. Плагиоандезиты третьей группы отличаются низкой щелочностью.

Плагиодациты образуют однородную совокупность (кальдеры Медвежья, Заварицкого, перешейки Рока, Ветровой), и для них типичны повышенные содержания окислов калия и титана. Они четко отделяются от более древних плагиодацитов (алехинская и серноводская свиты). Плагиолипариты, распространенные на южном фланге зоны, также образуют однородную совокупность и отличаются от плагиолипаритов верхнего миоцена—плиоцена (алехинская свита) более низкой щелочностью, содержанием окиси калия в сумме щелочей и высокими содержаниями CaO. Исходя из особенностей химического состава пород и количественного содержания их в комплексе, мы относим комплекс четвертичных вулканитов зоны островов Большой Курильской дуги, за исключением западных центральных островов и о. Алаида, к плагиоандезитобазальтовой формации. Можно выделить как плагиобазальт-плагиоандезитобазальтовую подформацию четвертичный комплекс северных островов (острова Парамушир, Шумшу, Онекотан), в строении которого практически отсутствуют породы кислее плагиоандезитобазальтов — основных плагиоандезитов.

Четвертичный комплекс западной группы центральных островов зоны и о. Алаида характеризуется преимущественным развитием глиноземистых плагиобазальтов-плагиоандезитобазальтов с несколько повышенными содержаниями щелочей и титана, анадезитов, а также базальтов и андезитов промежуточного типа. Главные породообразующие минералы вкрап-

ленников представлены плагиоклазом, высококальциевым моноклинным пироксеном, оливином. Характерна высокая основность плагиоклаза вкрапленников (андезин-лабрадор) и умеренная — основной массы (андезин-олигоклаз с калинатровыми оторочками). Отмечается также высокое содержание темноцветных в наиболее основных разновидностях пород, высокая магнезиальность оливина, что явно свидетельствует о специфике кинематической обстановки, обеспечивающей глубинную кристаллизационную дифференциацию, обогащение расплава плагиоклазовой составляющей при неизменном отношении K_2O/Na_2O.

Особенности состава пород позволяют отнести комплекс островов Алаида, Броутона, Чиринкотана к базальт-андезитобазальтовой формации промежуточного типа. Однако без детальных исследований состава пород ассоциации окончательно вопрос о формационной принадлежности этой части комплекса не может быть решен. Не исключается сближение свойств пород ассоциации различных серий вследствие специфики условий дифференциации расплава в тыловой части активной вулканической зоны.

РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Для зоны островов Малой Курильской дуги выделяются два ряда вулканических формаций и два интрузивных.

Первый, более древний ряд вулканических формаций образован последовательно сменяющими друг друга по вертикали плагиобазальтовой формацией и формацией субщелочных базальтов. Этот ряд начинается однородной по набору пород формацией, близкой формациям островных дуг, океанических хребтов. Появление вслед за ней формации субщелочных базальтов еще более сближает зону островов Малой дуги с зонами вулканических поднятий океана. Ряд интрузивных гипабиссальных формаций, сопряженный с рядом вулканических формаций, очевидно, неполный, и вероятно обнаружение габбро-норитовой, верлит-габбровой либо пироксенит-норитовой формации, предшествующей габбро-монцонитовой формации щелочной серии.

Второй ряд формаций представлен вулканической плагиоандезитобазальтовой формацией и сопряженной с ней гипабиссальной габброноритовой формацией известковой серии.

В пределах зоны островов Большой Курильской дуги также выделяются два ряда вулканических формаций и один интрузивный.

Наиболее древний ряд вулканических формаций этой зоны, геологически одновременный второму ряду зоны Малой дуги, представлен для островов Кунашир и Итуруп плагиолипаритодацитовой формацией, а для остальных островов — плагиобазальт-плагиоандезитовой. Ряд интрузивных формаций для этих же отрезков зоны представлен диорит-плагиогранитной и габбро-диоритовой формациями.

Второй ряд вулканических формаций, который продолжает формироваться в настоящее время, представлен плагиодацит-плагиоандезитовой и плагиоандезитобазальтовой формациями. Он характерен только для зоны островов Большой Курильской дуги. Во внутренних зонах верхняя формация по латерали сменяется андезитобазальтовой формацией субщелочной серии.

Глава 3

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

Командорские острова (Беринга и Медный) расположены на западном фланге протяженной Алеутской островной дуги, бо́льшая часть которой находится за пределами нашей страны.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Осадочные и вулканические породы Командорских островов залегают весьма полого (местами почти горизонтально) и в целом хорошо обнажены. Тем не менее предложенные схемы их стратиграфического расчленения существенно различаются (Шмидт и др., 1973; Шапиро, 1975; Риолиты о. Медного, 1976). Согласно нашим полевым наблюдениям, наиболее обоснованной представляется стратиграфическая схема О.А. Шмидта, которая принята нами за основу. Все вулканогенные и осадочные образования островов отвечают стратиграфическому интервалу от верхнего палеоцена до плиоцена включительно и подразделяются на командорскую серию, никольскую и водопадскую свиты. Командорская серия подразделяется (снизу вверх) на преображенскую, гаванскую, гавриловскую и полуденную свиты.

Преображенская свита представлена в низах разреза слоистыми пирокластическими образованиями — туфобрекчиями кислых и средних лав, туфами. Выше залегает толща (100—400 м) темноокрашенных шаровых лав, туфов базальтового состава, перекрытая в свою очередь толщей (до 300 м) грубых туфобрекчий. Верхняя часть разреза этой толщи образована пачкой тонкослоистых туфопесчаников. Свита прорвана интрузивным телом кварцевых диоритов. Э.Н. Казакова с соавторами описывают эти образования (Риолиты о. Медного, 1976) как медновский комплекс, но включают в состав его кварцевые диориты интрузива, а также лавы, лавобрекчии и вулканомиктовые брекчии риолитов и кварцевых кератофиров (около 400 м). Согласно этим авторам, кислые вулканиты слагают самые низы разреза Командорских островов, что подтверждается и нашими наблюдениями. В дальнейшем изложении в состав медновского комплекса мы включаем только эти кислые образования.

Гаванская свита (800—900 м) образована песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами, туфами, туфобрекчиями с горизонтами агломератов андезитобазальтов, андезитов и брекчиями шаровых лав базальтов.

В составе гавриловской свиты (500—600 м) роль вулканических пород невелика. Они представлены мелко- и среднеобломочными туфами андезитов, образующими маломощные прослои, главным образом в верхней части разреза свиты, среди тонко переслаивающихся глинистых и алевролит-кремнистых пород.

Полуденная свита (500–700 м) образована ритмично переслаивающимися песчаниками, гравелитами, реже – конгломератами, валунными конгломератами, алевролитами, среди которых выделяются небольшие по мощности пласты гравийных и псаммитовых туфов андезитов, андезитодацитов, конгломератов с лавовым цементом (андезитобазальтовым, андезитовым). Севернее района бухты Федоскиной среди кремнисто-алевролитовых образований появляются лавобрекчии базальтов.

Командорская серия несогласно перекрыта миоцен-плиоценовым комплексом осадочных и вулканических пород (никольская свита). В его составе выделяется четыре толщи: а) толща тонкослоистых пелитовых, алевролитовых, песчаниковых и кремнистых пород с небольшими по мощности телами андезитобазальтов, андезитов и туфов, сопровождаемых конгломератами; б) толща массивных и грубослоистых кремнистых и пористых опоковидных пород, песчаников, гравелитов, опоковых брекчий; в) толща андезитобазальтов, базальтов, андезитов, туфов, агломератов, брекчий, гравелитов, конгломератов, песчаников; г) толща песчаников, гравелитов, конгломератов, туфов и лав щелочных базальтов и андезитобазальтов.

В ассоциации с андезитами и андезитобазальтами нижней толщи находятся терригенные отложения с морской фауной. Пласты кремнистых пород залегают непосредственно среди грубообломочных вулканических образований. Выше залегают слоистые кремнистые породы, перекрытые массивными кремнистыми и опоковидными породами с органическими остатками. В северной части острова опоковидные породы перекрыты конгломератами, валунными конгломератами с гальками и валунами андезитов, андезитобазальтов, базальтов, габброидов, а также микроклиновых гнейсов, гранитоидов, зеленых сланцев, ультрамафитов, конгломератов и гравелитов командорского комплекса. Эти конгломераты сменяются базальтами, андезитобазальтами, туфами, разнообразными брекчиями, прорванными, как и конгломераты, экструзивными дайками, куполами базальтов и андезитобазальтов. М.Н. Шапиро (1975) со ссылкой на Э.Н. Эрлиха указывает на единичные определения абсолютного возраста этих эффузивов как верхнемиоценовых.

Вулканические породы первой и третьей толщ объединяются нами в один комплекс, названный по месту его наиболее полного развития вдоль побережья острова в районе устья р. Саранной – саранным.

Изверженные породы, приуроченные к верхней толще, представлены туфами и лавами щелочных базальтов, андезитобазальтов. Они переслаиваются с косослоистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами в северо-западной части острова и перекрывают массивные кремнистые образования в районе г. Фрегат. Результаты изучения ископаемой флоры (Шапиро, 1975) позволяют датировать ее как плиоценовую. Экструзивные тела базальтов – габбро-монцонитов прорывают массивные опоковидные породы, конгломераты и вулканиты известкового типа. Плиоценовые вулканические породы выделяются в комплекс Столовых Гор, а экструзивно-интрузивные – в никольский интрузивный комплекс.

На о. Медном установлены лавы и туфы андезитов, дацитов, агломераты, брекчии, образующие водопадскую свиту мощностью 300–400 м.

Таблица 6

Статистические характеристики химического состава пород магматических формаций командорских островов (Алеутская островная система)

Магматический комплекс; формация	Возрастной индекс	Породы	Число анализов в выборке	Статистические параметры	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3
Медновский вулканический комплекс; плагиодацит-плагиолипаритовая известковая	P_2	Андезиты, о. Медный	2	$\bar{x}$	56,03	0,98	14,05	4,79	4,18	0,19	5,44	6,34	4,73	0,52	0,17
		Андезитодациты, о. Медный	2	$\bar{x}$	62,34	0,42	14,03	3,82	2,53	0,08	3,68	3,81	4,99	0,80	0,21
		Липариты, о. Медный	11	$\bar{x}$	73,24	0,21	12,30	1,92	0,94	0,06	0,78	1,76	5,18	1,18	0,04
				s	2,48	0,24	1,65	0,66	0,45	0,02	0,37	1,28	1,44	1,12	0
Матвейский интрузивный комлекс; плагиогранит-гранодиоритовая известковая гипабиссальная	P_2	Граниты, о. Медный	5	$\bar{x}$	71,18	0,51	13,06	1,1	1,77	0,07	1,87	2,53	3,5	2,32	0,1
				s	2,18	0,11	1,85	0,62	0,34	0,02	0,36	1,23	1,16	0,92	0,02
Обломки гранитов в медновском комплексе	P_3	Плагиограниты, о. Медный	2	$\bar{x}$	73,99	0,4	12,4	1,91	1,08	0,04	0,75	1,39	5,49	1,13	0,08
		Плагиобазальты, о. Медный	8	$\bar{x}$	47,99	0,9	16,91	5,25	4,23	0,25	5,61	8,1	3,7	0,84	0,22
				s	1,51	0,21	1,37	0,94	1,04	0,07	0,73	3,42	1,83	0,34	0,25
Командорский вулканический комплекс; плагиобазальтовая известковая		Плагиобазальты, о. Беринга	6	$\bar{x}$	49,94	1,09	16,78	6,85	4,0	0,17	5,79	10,44	3,2	0,92	0,2
				s	1,89	0,41	1,13	1,69	1,08	0,02	1,51	1,2	0,63	0,74	0,14
		Диабазы, габбронориты экструзивных тел, о. Беринга	2	$\bar{x}$	48,5	0,73	18,59	4,22	5,1	0,14	5,24	10,52	3,14	0,73	0,09
Саранный вулканический комплекс; плагиоандезитобазальтовая высокоглиноземистая известковая	N_1	Плагиобазальты экструзивных тел, о. Беринга	3	$\bar{x}$	50,39	0,87	17,12	4,45	2,93	0,16	3,97	10,49	3,49	1,22	0,23
		Плагиоандезитобазальты потоков, о. Беринга	16	$\bar{x}$	52,99	1,07	18,1	4,71	3,76	0,16	4,12	8,78	3,38	1,3	0,2
				s	3,53	0,2	0,5	1,19	1,16	0,03	0,93	1,12	0,41	0,32	0,06
Вулканический комплекс Столовых Гор; базальт-андезитобазальтовая субщелочная	N_1^2	Базальты субщелочные, о. Беринга	6	$\bar{x}$	51,98	1,34	16,89	5,27	2,46	0,12	4,46	9,62	3,9	1,66	0,58
				s	2,64	0,35	1,54	0,65	0,49	0,05	1,5	0,85	0,5	0,65	0,46

Таблица 6 (окончание)

Магматический комплекс; формация	Возрастной индекс	Породы	Число анализов в выборке	Статистически параметры	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_2
Никольский интрузивный комплекс; габбромонцонитовая щелочная гипабиссальная	N_2	Базальты субщелочные; экструзивные тела северо-западного мыса, о. Беринга	5	$\overline{x}$	50,63	1,7	15,37	5,69	2,49	0,1	7,32	9,11	3,3	1,58	0,78
				s	0,87	0,19	0,44	0,38	0,51	0,01	0,96	0,68	0,15	0,34	0,52
			5	$\overline{x}$	51,25	1,56	15,79	4,96	3,12	0,13	5,76	7,94	3,74	2,01	0,6
				s	2,66	0,25	1,04	0,62	0,55	0,02	2,83	0,41	0,86	0,21	0,14
		Габбро щелочные, о. Беринга													
Водопадский вулканический комплекс; андезитовая субщелочная	N_2	Андезиты, о. Медный	11	$\overline{x}$	61,29	0,72	16,59	3,36	1,69	0,05	2,69	5,36	4,3	1,88	0,14
				s	1,9	0,18	2,43	1,37	0,85	0,02	1,34	1,62	0,72	0,43	0,02

Из-за резко несогласного налегания свиты на породы командорской серии и никольской свиты, сходства по составу и строению с вулканитами позднего плиоцена островов Танага и Канага О.А. Шмидт, М.Я. Серова и Л.М. Долматова (1973) относят ее также к позднеплиоценовым образованиям. Вулканические породы свиты рассматриваются как водопадский вулканический комплекс.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ФОРМАЦИИ

Обобщенные характеристики пород магматических комплексов приведены в табл. 6, пространственное размещение формаций и комплексов показано на рис. 7.

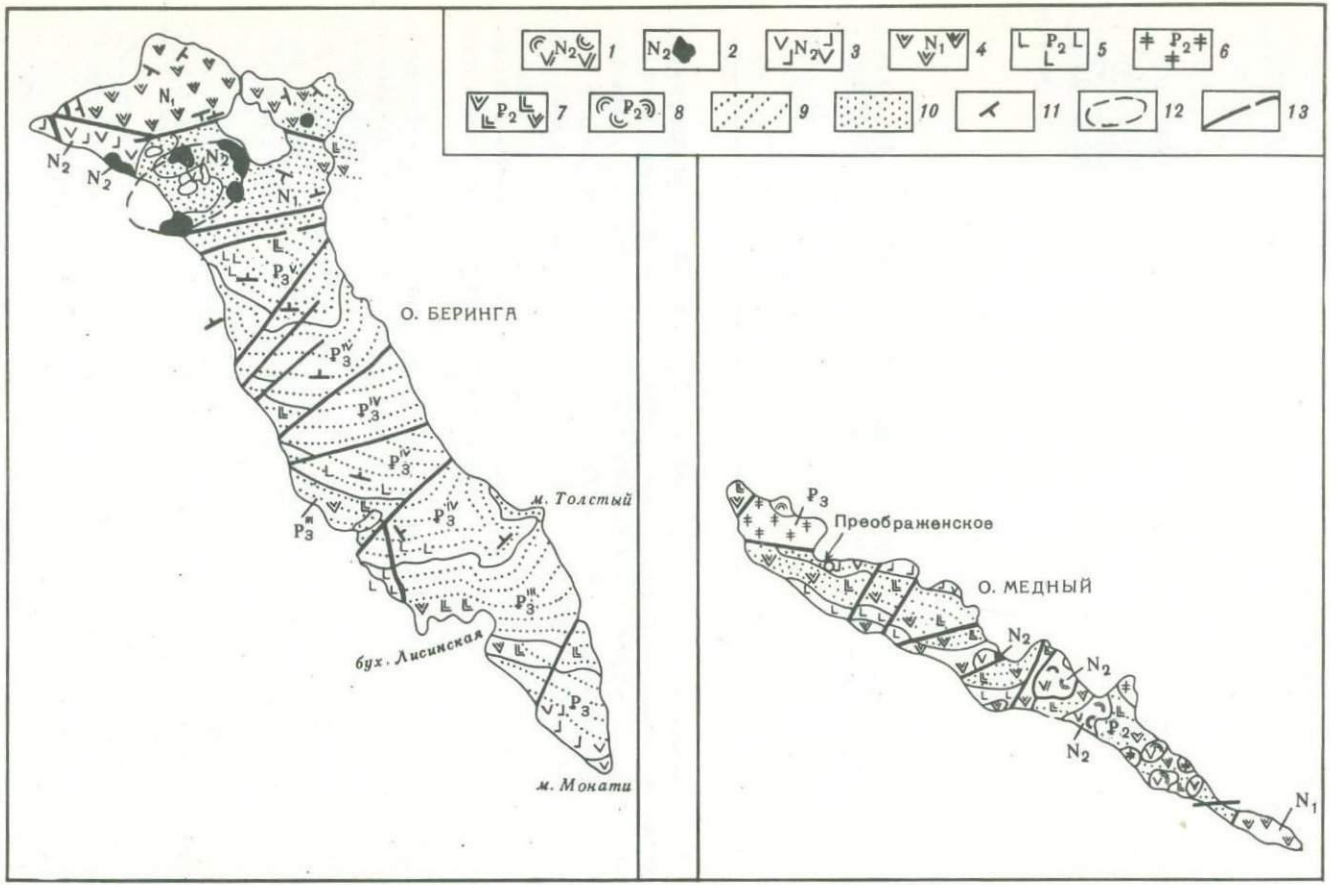
Медновский вулканический комплекс сложен на 35% лавами липаритов, на 25% — лавобрекчиями и вулканомиктовыми брекчиями, реже — туфами липаритов. Только в составе верхней части разреза комплекса наряду с туфами липаритов содержатся потоки дацитов, андезитодацитов, андезитов, в том числе и альбитизированных. Общий объем их оценивается в 10—12%, а общий объем липаритов достигает 88—90%. Однако, если допустить, что в разрез нижней части комплекса включено экструзивное тело липаритов, то доля андезитов-дацитов возрастет до 30%.

Липариты имеют порфировую мелкокристаллическую структуру и содержат во вкрапленниках кварц, полевые шпаты и пироксены. Плагиоклаз в неизменных разновидностях соответствует основному-среднему андезину—олигоклазу, в измененных — альбиту. Пироксен вкрапленников представлен диопсидом-геденбергитом, а основной массы — авгитом и диопсидом. Э.Н. Казакова с соавторами (Риолиты о. Медного, 1976) приводят следующий состав пироксена (в %): SiO_2 54,74, TiO_2 1,120, Al_2O_3 2,57, Fe_2O_3 3,45, FeO 8,71, MnO 0,98, MgO 8,69, CaO 19,4, Na_2O 0,44, K_2O 0,07.

Андезитодациты и андезиты представляют собой темно-бурые порфировые породы с мелкими вкрапленниками плагиоклаза (основного андезина) и пироксена (авгита).

В петрохимическом отношении все породы комплекса характеризуются повышенными содержаниями окиси натрия и окиси калия. Содержание окислов кальция и алюминия ниже, чем в аналогичных образованиях остальных (типичных) островных дуг, а окислов магния и железа — повышенное. Однако в целом по уровню содержания кальция, железа, магния, щелочей, по особенностям состава минералов-вкрапленников вулканические породы наиболее близки образованиям островных дуг (рис. 4). Несмотря на условность количественных определений соотношений между породами комплекса, мы относим его к плагиодацит-плагиолипаритовой формации.

Интрузивные тела, прорывающие вулканиты медновского комплекса, сложены светло-серыми, зеленоватыми, розоватыми массивными гранит-порфирами, кварцевыми диоритами, диоритовыми порфиритами, центральные части наиболее крупных тел — гранитами, мелких — амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами, краевые — гранодиоритами, квар-


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
О. БЕРИНГА
м. Толстый
бух. Лисинская
м. Монати
Преображенское
О. МЕДНЫЙ

цевыми диоритами и их порфировыми разновидностями. Массивы сопровождаются дайками и жилами аплитов мощностью 3—5 см.

В обломочных породах, включающих тела вулканитов медновского комплекса, содержатся валуны и галька плагиогранитов среднезернистых, сходных в петрохимическом отношении с гранитами матвейского комплекса (табл. 6). Более высокие содержания Na_2O в гранитах обломков обусловлены наложенной альбитизацией, проявившейся в приконтактовых зонах массива более интенсивно, чем во внутренних.

Преобладающий тип пород — плагиограниты и гранодиориты, поэтому интрузивные тела комплекса рассматриваются в составе плагиогранит-гранодиоритовой известковой, а по особенностям структуры пород — гипабиссальной формации.

Командорский вулканический комплекс представлен темноокрашенными миндалекаменными и массивными базальтами, андезитами, андезитобазальтами, автокластическими брекчиями и туфами. Лавы представляют собой порфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза, моноклинного пироксена. В нашем распоряжении имеются химические анализы базальтов о. Медного. На диаграммах (рис. 4) они занимают поля высокоглиноземистых базальтов островных дуг. Петрографическими исследованиями установлено более широкое распространение среди вулканитов андезитов, а не базальтов. Поэтому комплекс отнесен к плагиобазальт-плагиоандезитовой формации.

На о. Беринга в составе командорской серии вулканические породы найдены в отливной зоне бухты Изюговой и в долине р. Федоскиной. В первом случае они образуют линзовидное тело среди кремнисто-алевролитовых и кремнисто-песчаниковых ритмичнослостых пород, вытянутое в северо-западном направлении. В строении его участвуют глыбовые, полосчатые, шаровые лавы, брекчии, агломераты. Вулканические породы прорваны телами мелкозернистых габбро и долеритов.

Лавы и туфы имеют исключительно базальтовый состав. Базальты краевых частей подушек и шаров спилитизированы. Порфировые вкрапленники в них образованы плагиоклазом, в различной степени альбитизированным, моноклинным пироксеном (диопсидом, авгитом). Основная масса сложена плагиоклазом, пироксеном, рудными минералами. В спилитизированных разновидностях она образована альбитом, эпидотом,

Рис. 7. **Схематическая карта магматических формаций Командорских островов**
1 — андезитовая субщелочная формация (водопадский вулканический комплекс); *2* — габбро-монцитовая щелочная гипабиссальная формация (никольский интрузивный комплекс); *3* — базальт-андезитобазальтовая субщелочная формация (вулканический комплекс Столовых Гор); *4* — плагиоандезитобазальтовая известковая формация (саранный вулканический комплекс); *5* — плагиобазальтовая известковая формация (о. Беринга, командорский вулканический комплекс); *6* — плагиогранит-гранодиоритовая известковая гипабиссальная формация (матвейский интрузивный комплекс); *7* — плагиобазальтовая известковая формация (командорский вулканический комплекс); *8* — плагиодацит-плагиолипаритовая известковая формация (медновский вулканический комплекс); *9* — осадочные слабодислоцированные комплексы; *10* — осадочные недислоцированные комплексы; *11* — направление падения слоев; *12* — контуры кольцевого блока, контролирующего размещение интрузивных тел; *13* — разломы достоверные и предполагаемые

реликтами основного плагиоклаза, актинолитом. Характерные минералы пород экструзивных тел — плагиоклаз, гиперстен, авгит, диопсид содержат ксенозерна кварца, амфибола.

По химическому составу неизмененные лавы внутренних частей шаров соответствуют глиноземистым плагиобазальтам океанических поднятий. Весь комплекс относится к плагиобазальтовой формации.

В долине р. Федоскиной развиты высокоглиноземистые плагиобазальты, сходные по составу с вулканитами никольской свиты. Они образуют экструзивные тела среди слоистых образований и исключаются нами из состава рассмотренной выше формации.

Саранный вулканический комплекс включает вулканические породы северной части о. Беринга, а также толщу вулканитов юго-восточного побережья о. Медного.

Комплекс представлен массивными и пористыми лавами базальтов и андезитобазальтов, туфами, агломератами, разнообразными брекчиями. Потоки лав и горизонты брекчий чередуются со слоями туфоконгломератов и туфопесчаников и прорваны экструзивными дайками, неккамми, куполами базальтов, андезитобазальтов. В экструзивных породах содержатся включения плагиоклазитов, габбро-норитов, оливин-пироксен-плагиоклазовых пород. В целом среди покровных вулканитов преобладают базальты (около 60%), а среди экструзивных — андезитобазальты (80%).

Порфировые вкрапленники покровных вулканитов сложены зональным плагиоклазом, авгитом с включениями гиперстена. В андезитобазальтах экструзивных тел часты также сростки плагиоклаза, плагиоклаза и пироксена, встречаются отдельные зерна оливина. В основной массе в темноокрашенном стекле, нередко хлоритизированном и карбонатизированном, различаются микролиты андезина, авгита, гиперстена.

По химическому составу вулканические породы соответствуют высокоглиноземистым плагиобазальтам и плагиоандезитобазальтам андезитобазальтовых серий островных дуг и характеризуются относительно невысокими содержаниями окиси железа. Диапазон колебаний SiO_2 — от 51 до 57% с колебанием суммарного содержания щелочей от 3,6 до 5,2%. При этом наименее щелочные — андезитобазальты с содержаниями SiO_2 53—54% ($Na_2O + K_2O$ 3,5—4,3%). По несколько повышенным содержаниям TiO_2 комплекс ближе камчатским вулканическим комплексам и отличается от курильских. На всех типах диаграмм (рис. 1) фигуративные точки составов вулканических пород саранного комплекса размещаются в поле известково-щелочных серий. На основании этого комплекс относится к высокоглиноземистой плагиоандезитобазальтовой формации.

Вулканический комплекс Столовых Гор — наиболее молодой комплекс о. Беринга. Он образует г. Наковальню, которая иногда рассматривается как реликт шлакового конуса внутри кальдеры (Шмидт, 1974), и мыс Северо-Западный.

В разрезе г. Наковальни участвуют среднеобломочные конгломератобрекчии, брекчии крупнообломочные, туфы андезитобазальтов, гравелитобрекчии. Реже наблюдаются пачки переслаивания гравийных песчаников, гравелитов, крупнозернистых песчаников. Среди обломков слоистых пород часты вулканические бомбы, лапилли.

Мыс Северо-Западный сложен грубо-, средне- и мелкообломочными туфами массивных и миндалекаменных базальтов и андезитобазальтов. Они переслаиваются с косослоистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и прорваны экструзивными телами щелочных базальтов.

Вулканические породы по химическому составу соответствуют щелочным базальтам и андезитобазальтам и, как и породы никольского комплекса, характеризуются высокими содержаниями щелочей (особенно K_2O), повышенными содержаниями окиси титана и повышенным суммарным содержанием железа. На классификационных диаграммах они размещаются вблизи фигуративных точек составов щелочного никольского комплекса. Поэтому комплекс относится к базальт-андезитобазальтовой формации промежуточной серии.

Никольский интрузивный комплекс представлен штоко- и дайкообразными телами габбро-диабазов, габбро-диоритов, долеритов (диабазов), габбро-монцонитов. Размещение изометричных и вытянутых в плане тел размерами 1000—1500 м в поперечнике описывается эллиптической кривой с осями 9 и 21 км. Поверхности контактов пространственно разобщенных тел и ориентированные текстуры в них наклонены под углами 30—70° к центру эллиптического центрального блока.

Полнокристаллические мелкозернистые породы образуют только центральные части наиболее крупных тел, а краевые сложены порфировыми, часто пористыми базальтоидами. Эти породы сложены плагиоклазом, клинопироксеном, роговой обманкой, биотитом, магнетитом. Между зернами плагиоклаза встречаются ксеноморфный ортоклаз. Долериты также хорошо раскристаллизованы и содержат те же минералы, что и полнокристаллические разновидности.

По химическому составу породы никольского комплекса соответствуют габбро, щелочным базальтам, габбро-монцонитам с высокими содержаниями K_2O и TiO_2. Для них характерны наиболее высокие из всех комплексов Командорских островов отношения MgO/CaO, относительное падение железистости при росте SiO_2. На диаграмме SiO_2 — (Na_2O+K_2O) они лежат в поле щелочных базальтов, трахибазальтов, щелочных андезитобазальтов. В классификационном тетраэдре Йодора и Тилли фигуративные точки их составов располагаются в частном тетраэдре с вершинами Cpx—Ol—Ne—Ab, а по классификации Н.Л. Добрецова они относятся к щелочным базальтам. Поэтому весь комплекс относится к щелочной габбро-монцонитовой гипабиссальной формации.

Водопадский вулканический комплекс представлен главным образом андезитами, андезитодацитами, которые образуют короткие потоки среди лавобрекчий и туфов, а также экструзивные тела. Суммарная мощность пластов андезитов достигает нескольких десятков метров. Андезиты представлены плагиоклаз-пироксеновыми, плагиоклаз-пироксен-роговообманковыми разновидностями. По химическому составу они соответствуют андезитам промежуточной субщелочной серии и выделяются в андезитовую субщелочную формацию.

РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Вулканические формации островов Беринга и Медного группируются в три формационных ряда. На обоих островах плагиодацит-плагиолипаритовая и следующая за ней плагиобазальт-плагиоандезитовая формации образуют первый ряд, который сходен с рядом миоценовых формаций зоны островов Большой Курильской дуги. С ним ассоциированы интрузивные тела плагиогранит-гранодиоритовой известковой гипабиссальной формации. Этот ряд сменяется рядом миоцен-позднеплиоценовых формаций, построенным по типу рядов зоны островов Малой Курильской дуги: плагиоандезитобазальтовая формация по вертикали сменяется субщелочной базальт-андезитобазальтовой формацией. Ей сопутствует интрузивная габбро-монцонитовая формация, что еще больше усиливает сходство этих формационных рядов двух островных дуг, но на совершенно ином возрастном уровне и в обратном порядке по сравнению с Курильской дугой.

На о. Беринга с океанической стороны на одном уровне с андезитобазальтовой формацией находится плагиобазальтовая формация. Так как не ясно соотношение ее по вертикали с предшествующей андезитобазальтовой формации плагиодацит-плагиолипаритовой формацией, целесообразно выделить ее в ряд, представленный только одной этой формацией. Вероятно существование формации щелочных оливиновых базальтов, завершавшей этот ряд. Свидетельством этому могут быть дайки "берингитов", установленные И. Морозевичем (Жегалов, 1964) на о. Беринга вблизи г. Стеллера среди песчанико-алевролитовых толщ. Эти серые породы образованы баркевиктом, погруженным в полевошпатовую основную массу с кварцем, магнетитом, апатитом, роговой обманкой.

В петрохимическом отношении эти породы соответствуют трахибазальтам (SiO_2 52,54, TiO_2 2,95, Al_2O_3 14,77, Fe_2O_3 4,68, FeO 3,57, MgO 5,37, CaO 8,06, Na_2O 4,46, K_2O 2,86, P_2O_5 0,68%).

Заключительный формационный ряд распространяется только на о. Медный и представлен андезитовой формацией субщелочного класса.

Глава 4

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ САХАЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Остров Сахалин, представляющий собой молодую складчатую область (Красный, 1956), сформировавшуюся главным образом в кайнозое и мезозое, имеет существенные отличия от сопредельных с ним районов Дальнего Востока.

Эти различия выражаются прежде всего в менее широком распространении, чем на материковой части Дальнего Востока и соседнем о. Хоккайдо, магматических пород, более слабой по сравнению с Курильскими островами и Камчаткой современной тектонической активностью и отсутствием действующих вулканов.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

В пределах о. Сахалина различаются геосинклинальная и переходная к платформенной (парагеосинклинальная) области (Семенов, 1972). Первая охватывает южную часть острова и п-ов Шмидта, вторая — северную часть о. Сахалина между широтами пос. Ныш и г. Оха.

В пределах геосинклинальной части выделяются (Рождественский, 1966) Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская структурно-формационные зоны. Первая из них охватывает Западно-Сахалинские горы и западную часть п-ова Шмидта. Этой зоне свойственны миогеосинклинальный характер меловых разрезов, широкое развитие молассовых и флишоидных осадочных формаций, линейные и брахиальные складчатые дислокации.

Магматические образования здесь немногочисленны и представлены только неогеновыми базитовыми ассоциациями с преобладанием эффузивных пород над интрузивными. В Западно-Сахалинской структурно-формационной зоне на поверхность выходят два структурновещественных комплекса, местами разделенных поверхностью углового несогласия: позднемеловой-палеогеновый и неогеновый. Мощность первого 6000—8000 м, второго — до 7000 м.

Восточно-Сахалинская структурно-формационная зона — зона палеозойских и мезозойских формаций эвгеосинклинального типа с напряженной альпинотипной складчатостью, где преобладают линейно-вытянутые складки. Здесь широко развиты мезозойские базитовые и гипербазитовые магматические ассоциации, имеются также палеогеновые гранитоиды и неогеновые вулканиты. В строении зоны принимают участие четыре формационных комплекса, разделенных поверхностями угловых несогласий: 1) палеозойский-раннемеловой (образования вальзинской, далдаганской и набильской серий), 2) позднемеловой, 3) неогеновый и 4) четвертичный. Первый отражает собственно геосинклинальную стадию

развития зоны, мощность его 10 000—15 000 м[1]. Второй комплекс в Восточно-Сахалинских горах также эвгеосинклинальный и по составу близок к первому, а на юге о. Сахалина сходен с позднемеловыми миогеосинклинальными образованиями Западно-Сахалинских гор. Третий комплекс типично орогенный с молассоидными, часто континентальными отложениями мощностью до 6000—7000 м. Четвертый формационный комплекс выполняет наложенные мульды Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей; мощность его до 300—400 м.

Парагеосинклинальная зона характеризуется развитием формаций, переходных от геосинклинальных к платформенным, промежуточным (германотипным) типом складчатости и очень слабым проявлением магматизма. Здесь на поверхность выходят образования неогенового структурно-вещественного комплекса мощностью 5000—8000 м.

Вероятно, наиболее древние магматические образования о. Сахалина — метаортосланцы вальзинской серии (палеозой—нижний мезозой), распространенные на западных отрогах Восточно-Сахалинских гор и на Сусунайском хребте. Многие исследователи, в том числе Е.М. Смехов, А.А. Капица, С.Н. Алексейчик, И.Я. Зятнер, Ю.М. Ковтунович, определяют метаморфический комплекс о. Сахалина как кристаллический фундамент мезозойской—кайнозойской геосинклинали. По нашему мнению, вальзинская серия образует нижнюю часть эвгеосинклинального комплекса, залегающего на океаническом основании. Эта серия сложена глинистыми, кремнистыми, граувакковыми породами и базальтоидами, метаморфизованными в зеленосланцевую, участками амфиболитовую, фацию метаморфизма. Вулканические породы, участвующие в строении вальзинской серии, выделяются в вальзинский вулканический комплекс, а пространственно связанные с ними тела ультрамафитов—габброидов — в сокольский комплекс.

Далдаганская и набильская серии (далдаганская, житницкая, новиковская, орлинская, остринская и хойская свиты) сходного между собой состава распространены в Восточно-Сахалинских горах и на Тонино-Анивском полуострове. Предполагается, что далдаганская серия палеозойско-раннемезозойского, а набильская — юрско-раннемелового возраста. Главные типы пород этих серий — кремнистые и глинистые сланцы, яшмы, граувакки, второстепенные — известняки. Вулканические и субвулканические породы, представленные преимущественно базитами, участвуют в строении всех перечисленных выше свит и объединяются в остринский вулканический комплекс.

Гипабиссальные габброидные тела, прорывающие далдаганскую и набильскую серии и новиковскую свиту и пространственно связанные с вулканитами, в Восточно-Сахалинских горах выделяются в ивашкинский комплекс, на Тонино-Анивском полуострове — в новиковский комп-

---

[1] Примечание редактора. Существует мнение (Добрецов, 1974), что первые три серии столь большой мощности по характеру метаморфизма, магматизма и стилю дислокаций делятся на два этапа (комплекса), разделенных угловым несогласием: вальзинская серия ($PZ_3 - T$) с глаукофановыми сланцами и набильская серия ($J_3 - K_1$).

лекс и на п-ове Шмидта — в томинский комплекс. Близкий возраст с габброидами имеют тела серпентинитов, серпентинизированных перидотитов и пироксенитов в Восточно-Сахалинских горах (набильский комплекс), на Тонино-Анивском полуострове (водопадненский комплекс) и на п-ове Шмидта (левенштерновский комплекс).

В позднем мелу геосинклиналь о. Сахалина дифференцировалась на восточный эвгеосинклинальный и западный миогеосинклинальный прогибы (Пущаровский, 1964). Восточный прогиб (Восточно-Сахалинская структурно-формационная зона) характеризуется мощными эффузивно-пирокластическими толщами и интрузивными телами различного состава. Вулканические породы верхнего мела этого прогиба участвуют в строении ракитинской и учирской свит и объединяются в рымникский комплекс (Ковтунович и др., 1971). Он прорван сложной ассоциацией интрузивных пород, представленных диоритами, габбро (гераньский комплекс), перидотитами, дунитами и габбро-норитами (березовский комплекс).

На территории западного прогиба (Западно-Сахалинская структурно-формационная зона) вулканические породы в разрезе относительно редки. Они участвуют в строении побединской и марийской свит (марийский комплекс).

С позднемеловой—раннепалеогеновой складчатостью связано становление гранитоидов, которые в Восточно-Сахалинских горах объединяются в лангерийский комплекс, а на Тонино-Анивском полуострове — в анивский комплекс. Абсолютный возраст гранитов 30—66 млн. лет.

Неогеновые магматические комплексы отмечаются во многих районах острова, но наиболее развиты вдоль западного побережья о. Сахалина и на восточных отрогах Западно-Сахалинских гор (Западно-Сахалинская структурно-формационная зона).

В Западно-Сахалинской структурно-формационной зоне лавовые потоки андезитобазальтов, андезитов и базальтов, залегающие среди нижне-среднемиоценовых аракайской и чеховской свит, объединены в сергеевский комплекс вместе с прорывающими их силлами и дайками габбро-диоритов и диоритов. В Восточно-Сахалинской структурно-формационной зоне сергеевскому комплексу соответствуют по возрасту андезитобазальты и андезиты вагисской свиты (вагисский комплекс).

Среди верхнемиоценовых-раннеплиоценовых отложений лиманской и анивской свит отмечаются потоки, дайки и некки трахиандезитов, трахибазальтов, трахидацитов и трахилипаритов, реже развиты андезиты, дациты, базальты. В Восточно-Сахалинской зоне они выделяются в лиманский комплекс, в Западно-Сахалинской — в крильонский. Лиманскому комплексу в Западно-Сахалинских горах соответствует по возрасту лесогорский, а на полуострове Шмидта — эспенбергский гипабиссальные комплексы эссекситов, трахидолеритов, тешенитов, кринанитов, монцонитов и щелочных сиенитов.

Плиоценовая базальтовая ассоциация в пределах Западно-Сахалинской зоны закартирована в Ламанонском горном узле среди отложений маруямской и орловской свит.

Наиболее молодые магматические образования о. Сахалина — позднеплиоценовые ичарский и усковский комплексы. Первый выделен в Ла-

манонском горном узле (Западно-Сахалинская структурно-формационная зона), представлен небольшим покровом андезитов, экструзивными телами дацитов, второй – в долине р. Тымь (Восточно-Сахалинская зона), где имеются экструзивные купола дацитов и кварц-диоритовых порфиритов.

Ниже дана характеристика магматических комплексов Восточно-Сахалинской и Западно-Сахалинской структурно-формационных зон. Неогеновые магматические комплексы Южного Сахалина в пределах обеих зон характеризуются сжато, поскольку подробные сведения о них приведены в работе Д.Ф. Семенова (1975).

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ФОРМАЦИИ

Схематическая карта магматических формаций представлена на рис. 8, вкл.

Восточно-Сахалинская структурно-формационная зона. Наиболее древние магматические образования острова – метаморфизованные базальтоиды вальзинского вулканического комплекса (табл. 7). Мощность отдельных тел базальтоидов достигает 200 м, чаще 3–5 м. Обычно это согласные пластовые залежи, но иногда (р. Рогатка) встречаются секущие дайкоподобные тела.

Породы состоят (Егоров, 1967; Семенов, 1969) из хлорита, эпидота, альбита, кварца, титанавгита, лотрита уралитовой роговой обманки, актинолита, тремолита, иногда глаукофана, жадеита, лавсонита, обнаруживающих определенную пространственную приуроченность типа нечеткой метаморфической зональности. Породы обладают порфиробластовой структурой с реликтами офитовой, пойкилоофитовой, миндалекаменной, микролитовой структур. По реликтовым структурам и минеральному составу среди ортопород можно выделить метабазальты, метаспилиты и метадиабазы.

Метаэффузивы имеют олигофировую структуру и спилитовую или бластовую микроструктуру основной массы. Состоят они из измененных плагиоклазов, титанавгитов и вулканического стекла. Плагиоклазы интенсивно альбитизированы, соссюритизированы и замещены эпидот-цоизитовыми агрегатами, редко – лавсонитом. Пироксены обычно хлоритизированы, эпидотизированы и замещены уралитом и актинолитом, часто с образованием псевдоморфоз (в глаукофановой зоне иногда обрастают синим амфиболом и хлоромеланитом).

Химический состав пород этого комплекса характеризуется высокими содержаниями извести, двуокиси титана и окиси натрия, низкими – глинозема. Вся выборка[1] анализов вальзинского комплекса, по критерию Родионова, однородна. Средний химический состав и дисперсии составов помещены в табл. 8. Отношения K_2O/Na_2O колеблются в пределах 0,10–0,20, MgO/CaO – в пределах 0,7–1,1, среднее 0,8.

Возраст первичных пород вальзинского комплекса определяется как

[1] В выборку вошли только те анализы метаморфических пород, первичномагматическая природа которых определена достоверно по реликтам первичных минералов и структур.

Таблица 7

Магматические комплексы и формации Восточно-Сахалинской структурно-формационной зоны

Магматические комплексы	Возраст	Форма, размеры тел	Фазы, стадии	Площадь, комплекса, км^2	Петрографический состав, объем (в %) среди пород комплекса	Формация
1	2	3	4	5	6	7
Усковский вулканический	N_2	Экструзивные купола (1—2 км^2)	Одна стадия	5	Дациты и тоналит-порфиры	Плагиодацитовая известковая
Лиманский вулканический	N_1—$_2$	Потоки и дайки (мощность до 300 м)	"	50	Трахиандезиты (50), трахиандезитобазальты (20), базальты (10), трахидациты (15), липариты (5), дациты	Трахиандезитовая щелочная
Лангерийский и Анивский интрузивные	P	Штоки (5—50 км^2), дайки (мощность до 300 м)	Одна фаза	130	Граниты и гранитпорфиры (40), гранодиориты и гранодиоритпорфиры (30), кварцевые диоритовые порфириты и кварцевые диориты (20), плагиограниты (10), аплиты, пегматиты, дациты	Двуслюдяных и высокоглиноземистых гранитов известковая
Березовский интрузивный	K_2—P	Лополиты (до 15 км^2), штоки (до 5 км^2), дайки (1—100 м)	"	100	Перидотиты (60) — лерцолиты, верлиты, гарцбургиты; пироксениты (10); габбро (15); дуниты (10), габбро-нориты (5), троктолиты, анортозиты, пегматиты	Троктолит-верлит-пироксенитовая
Гераньский и Северо-шмидтовский интрузивные	K_2	Штоки (до 20 км^2), дайки (до 100 м) силлы (до 200 м), жилы	1 фаза	150	Габбро-диориты (20), габбро (15), кварцевые диориты (30), диориты (10), габбронориты (10)	Габбро-диоритовая известковая

Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Гераньский и Северошмидтовский интрузивные		Штоки (до 20 км^2), дайки (до 100 м), силлы (до 200 м), жилы	2 фаза 3 фаза		Плагиограниты (2) Диабазы и диабазовые порфириты (3), диоритовые порфириты	
Учирский вулканический	K_2	Потоки (мощность до 200 м), дайки (до 100 м)	Не менее трех стадий	400	Спилиты (30), трахибазальты и андезитобазальты (50), андезиты (20), вариолиты, трахиандезиты, дациты	Щелочная базальт-андезитовая
Ивашкинский, Новиковский и Томинский интрузивные	K_1	Дайки (до 200 м), силлы (до 100 м), штоки (до 2 км^2)	2–3 фазы	100	Габбро-диабазы и диабазы (65), габбро (20), габбро-диориты (10), диориты и диоритовые порфириты (5)	Диорит-габбровая толеитовая
Левенштерновский, Набильский и Водопадненский интрузивные	PZ_3–K_1	Штоки (до 3 км^2), дайки (1–100 м)		150	Лерцолиты, гарцбургиты (80), пироксениты, (20), серпентиниты	Дунит-гарцбургитовая
Остринский вулканический	PZ_3–K_1	Потоки (мощность до 50 м), дайки (мощность до 50 м)	Не менее трех стадий	250	Спилиты (40), диабазы (40), андезитобазальты (20), вариолиты, кератофиры	Спилит-диабазовая
Сокольский интрузивный	PZ_3–K_1	Дайки (до 100 м) силлы (до 200 м)	?	10	Серпентиниты (70), серпентинизированные гарцбургиты (30), горнблендиты, серпентинизированные пироксениты	Дунит-гарцбургитовая
Вальзинский вулканический	PZ_3–K_1	Пласты (мощность до 200 м)	?	60	Метадиабазы (60), метабазальты, метаспилиты (40)	Спилит-диабазовая

поздний палеозой — ранний мезозой на основании находок остатков фораминифер, криноидей и морских ежей в известняках сусунайской серии (Егоров, 1967). Возраст метаморфизма условно принимается раннемезозойским.

Первичный химический состав базальтоидов вальзинского комплекса установить трудно. Петрографически они определяются как спилиты и диабазы. Поэтому комплекс нами отнесен к базальтовой (спилит-диабазовой) формации, ближе не определенной.

Среди метаморфических пород вальзинской и сусунайской серии установлены небольшие крутозалегающие тела серпентинитов, серпентинизированных перидотитов, дунитов и пироксенитов, реже — горнблендитов. Они выделены в сокольский комплекс. Магматические тела этого комплекса типично альпинотипные, контакты их с вмещающими породами, как правило, тектонические. Мощность отдельных плитообразных тел 150—200 м, чаще 5—10 м.

По реликтовым минералам среди гипербазитов диагностируются гарцбургиты и дуниты, а среди пироксенитов преобладают гиперстениты. В горнблендитах, кроме роговой обманки, присутствует ортопироксен (до 10% объема породы).

Химические анализы серпентинизированных гипербазитов сокольского комплекса по критерию Родионова разделились на две однородные выборки (табл. 8). Одна из них (14 анализов) выделяется по относительно высоким содержаниям кремнезема, другая (3 анализа) характеризуется более высокими содержаниями извести и глинозема. Общее свойство химического состава пород комплекса — низкое содержание двуокиси титана и щелочей, особенно K_2O. По особенностям петрографического и петрохимического состава комплекс отнесен к дунит-гарцбургитовой формации.

Эффузивные и субвулканические породы далдаганской и набильской серий объединяются в остринский вулканический комплекс. В составе комплекса спилиты (50%), диабазы (20%), измененные базальты (15%) и андезитобазальты (10%), редко — кератофиры и переходные к ним породы (до 5% объема ассоциации) и авгититы. Они слагают потоки и дайки мощностью 10—15 м, иногда до 100—150 м и, как правило, ассоциируются с пирокластическими породами того же состава, кремнистыми породами типа яшм и известняками. Такие вулканогенно-кремнистые горизонты имеют мощность до 400—600 м и прослеживаются на расстояния в 50—80 км. В виде отдельных пластов эффузивные породы этой формации наблюдаются среди граувакковых песчаников и глинистых сланцев нижней подсвиты новиковской свиты (район пос. Утесного) и хойской свиты (Набильский хребет).

Эффузивные породы часто ассоциируются с яшмами, радиоляритами, кремнистыми сланцами, хемогенными пелагическими известняками (часто мораморизированными), образуя переслаивания друг с другом или включение одних в другие. Пелагический характер известняков устанавливается по микрофауне (фораминиферы, радиолярии). Эффузивные породы часто сопровождаются туфами. Все туфы псаммитовые, имеют основной состав, кислые разновидности среди них не обнаружены.

Таблица 8

Статистические характеристики химического состава пород магматических формаций Восточно-Сахалинской структурно-формационной зоны

$\chi^2_{m\,0,01;10} = 23,2; \chi^2_{i\,0,01;1} = 6,63$

Магматические комплексы; формация	Возрастной индекс	Породы	Число анализов в выборке	V_m^2	Статистические параметры	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Вальзинский вулканический; спилит-диабазовая	PZ_3-K_1	Метаэффузивы	17		$\bar{x}$	47,42	1,47	15,38	4,95	5,65	0,15	7,17	9,4	3,62	0,46
					s	1,64	1,19	1,35	2,49	2,76	0,05	1,76	3,08	1,12	0,54
Сокольский интрузивный; дунит-гарцбургитовая	PZ_3-K_1	Серпентиниты	3		$\bar{x}$	33,80	0,23	3,98	2,75	5,54	0,35	32,95	5,04	0,18	0,00
					s	4,28	0,18	3,51	1,45	0,66	0,29	3,53	0,62	0,11	0,00
				44,28	V_i^2	7,33	1,57	10,12	0	3,64	14,05	4,22	2,99	0,06	0,28
			14		$\bar{x}$	41,26	0,13	2,66	3,48	2,69	0,08	35,89	1,75	0,46	0,08
					s	3,84	0,34	1,52	1,61	1,51	0,01	3,92	2,68	0,42	0,14
Новиковский и Остринский вулканические; спилит-диабазовая	PZ_3-K_1	Спилиты	27		$\bar{x}$	47,44	1,77	15,53	4,9	6,42	0,16	4,4	8,62	4,13	1,1
					s	4,04	1,03	2,4	3,03	2,6	0,06	1,88	3,47	0,93	0,95
				29,06	V_i^2	0,63	0,02	1,08	6,26	1,11	14,23	0,01	2,25	3,45	0
			3		$\bar{x}$	45,47	1,69	14,01	11,28	4,74	0,42	4,52	5,35	5,21	1,1
					s	2,94	0,99	1,36	7,1	1,91	0,16	1,26	2,48	0,25	0,53
				44,44	V_i^2	0,29	0	0,43	6,03	0,81	16,88	5,56	4,11	3,95	4,36
					$\bar{x}$	44,81	2,11	13,53	6,52	6,86	0,14	7,31	10,06	3,39	0,38
					s	4,30	0,42	1,96	2,5	1,12	0,03	1,56	3,41	0,82	0,27
Остринский вулканический; спилит-диабазовая	PZ_3-K_1	Базальты измененные	3		$\bar{x}$	44,87	1,85	14,77	5,83	3,17	0,12	5,62	11,43	3,15	2,19
					s	3,34	0,54	0,83	0,91	0,53	0,01	0,22	0,36	0,22	0,25
				31,63	V_i^2	1,4	0,02	0,52	5,11	5,44	4,83	3,93	3,85	1,08	5,44
		Спилиты	4		$\bar{x}$	47,46	1,79	13,89	2,58	9,48	0,18	7,25	8,4	3,8	0,25
					s	1,05	0,49	1,72	0,41	1,24	0,02	0,75	1,44	0,89	0,34
Новиковский вулканический; спилит-диабазовая	PZ_3-K_1	Кератофиры	7	57,54	V_i^2	7,09	1,87	5,7	0,1	9,06	7,32	9,29	4,99	4,8	7,3
					$\bar{x}$	55,69	1,20	16,85	2,73	2,94	0,08	2,12	5,37	5,88	2,78
					s	3,07	0,64	0,84	0,92	0,85	0,03	0,64	1,46	1,12	0,89
Левенштерновский интрузивный; дунит-гарцбургитовая	J_3-K_1	Серпентинизированные перидотиты	10		$\bar{x}$	34,42	0,03	0,44	5,99	1,71	0,14	39,97	0,24	0,2	0,05
					s	1,17	0,01	0,14	0,57	0,28	0,01	0,66	0,05	0,07	0,01
				62,9	V_i^2	10,26	0	9,16	5,22	9,27	5,83	11,07	10,68	0,16	1,26
			6		$\bar{x}$	37,35	0,04	0,85	5,28	2,42	0,16	37,47	0,96	0,19	0,05
					s	0,43	0,02	0,19	0,24	0,26	0,01	0,81	0,36	0,03	0,01
				25,1	V_i^2	3,17	0	0	6,81	5,55	5	0,19	0,46	3,84	0,08
			3		$\bar{x}$	38,07	0,03	0,84	4,19	3,17	0,13	37,7	1,11	0,26	0,05
					s	0,38	0,04	0,26	0,16	0,17	0	0,43	0,12	0,04	0,01
				55,33	V_i^2	7,21	1,83	7,51	5,65	8,63	3,05	1,96	10,11	3,21	0,17
			9		$\bar{x}$	35,07	0,02	0,34	5,22	1,97	0,14	40,06	0,13	0,16	0,05
					s	1,06	0,00	0,07	0,49	0,29	1,11	0,68	0,12	7,62	0,04
				37,71	V_i^2	6,70	2,06	7,33	1,79	2,18	9,4	6,95	3,7	0	0,04
			17		$\bar{x}$	36,67	0,02	0,65	4,89	2,35	0,13	38,81	0,39	0,16	0,06
					s	1,35	0,00	0,27	0,61	0,70	0,02	1,07	0,35	0,06	0,01

Таблица 8 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Левенштерновский интрузивный; дунит-гарцбургитовая	J_3-K_1	Серпентинизированные перидотиты	6	35,17	V_i^2	3,41	3	3,93	7,07	8,22	0,29	1,97	1,69	2,18	3,41
					$\bar{x}$	37,86	0,03	0,92	3,80	3,62	0,13	38,13	0,60	0,12	0,04
					s	0,74	0,00	0,16	0,88	0,77	0,01	0,49	0,21	0,00	0,00
		Дуниты	5		$\bar{x}$	35,07	0,01	1,08	3,88	2,51	0,13	41,49	0,31	0,20	0,05
					s	1,78	0,01	0,49	1,09	1,32	0,10	1,29	0,22	0,14	0,03
Левенштерновский и Водопадненский интрузивные; дунит-гарцбургитовая	J_3-K_1	Гарцбургиты	17		$\bar{x}$	39,13	0,09	1,70	5,06	1,98	0,11	37,30	0,56	0,35	0,12
					s	1,22	0,18	0,68	1,31	1,42	0,04	1,04	0,26	0,17	0,17
				32,3	V_i^2	7,85	0,64	7,15	0,09	1,14	0,31	4,14	0,04	9,46	1,48
					$\bar{x}$	37,38	0,04	0,90	5,24	2,57	0,12	38,41	0,59	0,10	0,04
					s	1,04	0,04	0,19	1,44	0,67	0,01	1,30	0,23	0,05	0,01
Ивашкинский интрузивный; диорит-габбровая толеитовая	K_1	Габбродиориты	6		$\bar{x}$	51,06	0,76	11,61	1,63	6,82	0,15	6,81	11,66	3,43	0,45
					s	5,72	0,44	2,26	0,69	1,51	0,02	3,23	4,27	1,37	0,47
				46,98	V_i^2	6,98	0,13	4,21	0	2,93	5,32	2,76	10,38	7,1	6,16
Новиковский интрузивный; диорит-габбровая толеитовая	K_1	"	6		$\bar{x}$	55,17	0,77	15,49	1,98	6,66	0,12	4,66	6,73	5,24	1,08
					s	2,39	0,23	1,59	0,80	2,08	0,02	3,15	1,83	1,18	0,98
Томинский интрузивный; диорит-габбровая толеитовая	K_1	"	6		$\bar{x}$	54,04	0,57	17,34	3,62	4,30	0,11	5,16	5,38	4,86	1,23
					s	2,17	0,49	2,15	1,04	1,72	0,04	1,00	1,32	1,28	0,73
Новиковский и Томинский интрузивные; диорит-габбровая толеитовая	K_1	Габбродиориты и габбро	20		$\bar{x}$	48,36	0,69	15,18	3,53	6,30	0,14	8,13	9,15	3,49	0,82
					s	2,87	0,42	1,27	1,86	1,67	0,03	2,63	33,04	2,19	0,40
Северошмидтовский интрузивный; габбродиоритовая известковая	K_1	Плагиограниты	6	101,77	V_i^2	22,80	4,08	3,03	4,77	15,37	15,58	14,72	11,91	9,5	—
					$\bar{x}$	69,05	0,30	14,15	1,60	1,83	0,05	1,58	2,68	5,61	0,84
					s	2,02	0,11	0,71	0,78	0,54	0,02	0,58	2,09	0,94	0,43
		Альбит-порфиры	7		$\bar{x}$	68,45	0,19	24,93	1,45	1,64	0,03	1,66	1,78	7,00	0,36
					s	5,81	0,11	1,76	0,71	0,67	0,02	0,68	1,40	1,19	0,57
Ивашкинский интрузивный; диорит-габбровая толеитовая	K_1	Габбродиабазы	15		$\bar{x}$	48,20	1,34	15,32	4,23	8,38	0,21	6,74	7,99	3,24	0,50
					s	2,33	0,76	2,24	2,29	2,18	0,03	2,34	3,28	1,35	0,63
Учирский вулканический; щелочная базальт-андезитовая	K_2	Трахиандезиты	5		$\bar{x}$	59,29	0,45	16,99	2,89	2,79	0,21	2,41	3,53	5,99	3,3
					s	2,43	0,3	0,69	1,59	1,16	0,11	0,4	0,31	0,98	1,3
				24,18	V_i^2	0,00	0	2,44	1,39	3,48	0,94	1,45	4,98	3,98	5,51
		Андезиты	6		$\bar{x}$	59,19	0,46	14,11	4,00	4,54	0,38	3,68	5,3	4,08	1,06
					s	1,85	0,3	3,36	1,16	1,22	[illegible]	2,04	1,17	1,31	0,68

Таблица 8 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
		Трахибазальты	6		$\overline{x}$	48,32	1,86	16,0	3,07	5,97	0,14	6,0	7,78	4,62	1,1
					s	2,35	0,17	1,42	1,17	1,22	0,02	1,29	1,3	0,15	0,51
				40,19	V_i^2	1,37	8,43	2,79	4,82	5,56	6,47	3,23	1,44	4,38	1,7
			4		$\overline{x}$	50,07	0,62	18,15	5,62	3,41	0,24	4,27	8,76	4,04	1,59
Гераньский интрузивный; габбродиоритовая известковая	K_2	Габбродиориты	6		s	1,41	0.14	1,78	1,15	0,43	0,04	0,86	0.74	0,42	0,49
					$\overline{x}$	47,69	0,70	14,58	3,99	7,09	0,16	6,63	12,48	2,50	0,22
		,,	6		s	6,21	0,23	0,87	3,14	1,57	0,04	1,59	4,40	1,59	0,26
					$\overline{x}$	48,18	1,52	14,65	5,00	3,94	0,19	6,37	9,41	3,48	2,45
		Габбро	10		s	0,85	0,15	0,62	0,62	0,93	0,04	1,62	0,32	0,51	1,00
					$\overline{x}$	48,24	0,34	14,59	3,77	6,19	0,16	10,07	12,16	1,40	0,56
Березовский интрузивный; троктолит-верлит-пироксенитовая	K_2—P	,,	12		s	2,27	0,15	1,51	1,63	2,34	0,05	1,92	2,97	0,89	0,65
					$\overline{x}$	49,02	0,4	14,43	2,13	4,14	0,12	13,04	12,45	1,32	0,62
		Лерцолиты	4		s	2,45	0,07	2,06	1,39	1,36	0,02	2,16	1,35	0,79	0,49
					$\overline{x}$	40,33	0,10	2,20	4,22	5,00	0,09	29,46	3,40	0,72	0,31
					s	5,25	0,05	0,70	1,97	1,40	0,07	3,87	1,91	0,58	0,27
					$\overline{x}$	53,74	0,10	3,00	2,88	5,52	0,16	26,24	6,44	1,19	0,34
			14		s	2,65	0,05	1,78	1,92	0,07	0,07	5,24	6,54	2,29	0,37
		Гарцбургиты	7		$\overline{x}$	40,43	0,08	2,05	6,15	3,09	0,16	35,63	0,86	0,21	0,17
					s	1,95	0,03	1,53	0,82	1,49	0,04	1,35	0,36	0,11	0,10
Лангерийский интрузивный; двуслюдяных и высокоглиноземистых гранитов известковая	P	Граниты	5		$\overline{x}$	71,91	0,33	13,94	0,69	0,97	0,11	0,85	2,2	3,54	3,67
					s	1,72	0,19	1,4	0,65	0,56	0,07	0,21	0,62	0,29	0,41
				25,56	V_i^2	3,47	1,04	0,07	4,05	3,49	1,85	5,32	1,93	2,58	2,77
		,,	4		$\overline{x}$	70,76	0,34	14,61	0,21	2,28	0,04	1,58	2,91	3,52	2,95
					s	0,32	0,04	0,42	0,08	0,09	0,0	0,28	0,2	0,14	0,1
		,,		23,43	V_i^2	2,88	1,94	2,73	2	2,64	2	2,24	3	3	0,09
			11		$\overline{x}$	71,74	0,43	13,52	1,06	1,86	0,04	1,22	1,44	3,48	4,49
					s	2,84	0,2	0,89	0,98	0,84	0,02	0,77	0,5	0,94	0,79
		Кварцевые диориты	8		$\overline{x}$	65,37	0,42	16,3	1,1	3	0,15	2,33	3,97	3,47	2,06
					s	1,96	0,12	1,06	0,57	0,55	0,13	0,44	0,66	0,42	0,46
Анивский интрузивный; двуслюдяных и высокоглиноземистых гранитов известковая	P	Гранодиориты и кварцевые диориты	18	68,32	V_i^2	5,89	5,85	12,92	6,46	1,1	5,23	3,7	13,54	2,73	10,91
					$\overline{x}$	67,37	0,7	14,3	1,98	2,5	0,06	1,79	2,31	4,09	3,72
					s	1,51	0,26	0,81	0,73	1,22	0,03	0,66	0,72	0,94	1
Лиманский вулканический; трахиандезитовая щелочная	N_1	Андезиты	18		$\overline{x}$	56,43	0,73	18,88	3,49	3,37	0,16	3,02	6,93	3,40	1,14
					s	3,21	0,22	1,98	1,62	1,30	0,20	0,93	2,61	0,77	0,66
		Трахиандезиты	4		$\overline{x}$	60,39	1,12	15,75	2,40	3,05	1,01	1,43	4,16	5,28	3,31
					s	1,40	0,16	1,03	0,20	0,18	0,53	0,33	0,63	0,61	0,35
		Базальты	8		$\overline{x}$	50,54	1,09	16,63	4,39	5,02	0,15	5,92	9,14	2,89	1,25
					s	2,07	0,29	2,11	1,64	0,64	0,04	2,69	2,03	0,68	0,88
		Дациты	7		$\overline{x}$	64,06	0,51	16,51	3,40	0,88	0,06	2,27	4,81	3,98	1,25
					s	2,20	0,08	0,73	0,90	0,54	0,02	0,70	0,70	0,33	0,24
		Трахидациты	6		$\overline{x}$	64,88	0,51	14,16	3,05	2,88	0,06	1,20	3,00	4,72	3,88
					s	3,77	0,27	3,28	1,30	1,33	0,03	0,55	1,11	0,45	0,70

Спилиты, диабазы и измененные базальты и андезитобазальты внешне – зеленовато-серые, темно-серые или бурые массивные или миндалекаменные породы с афировой или мелкопорфировой олигофировой структурой. Спилиты состоят из альбитизированного плагиоклаза, хлоритизированного вулканического стекла, измененных зерен темноцветных минералов и магнетита. Имеются единичные порфировые выделения измененного плагиоклаза. Состав первичного плагиоклаза установить невозможно. По лейстам (размерами чаще всего 0,2–0,5 мм) уже альбитизированного плагиоклаза обычно развиваются хлорит, карбонаты, эпидот, цоизит, серицит. Темноцветные минералы, как правило, замещены хлоритом, иддингситом, кальцитом, актинолитом, эпидотом, рудными минералами. Лишь в отдельных зернах диагностируются титан-авгит и оливин. Микроструктуры спилитов спилитовая, реже – гиалопилитовая и интерсертальная.

Диабазы имеют офитовую и пойкилоофитовую структуру, состоят из моноклинных пироксенов (30–60%), плагиоклаза (35–50%) и оливина (до 15%). Плагиоклазы, представленные лабрадором или битовнитом (№ 52–78), обычно подвержены соссюритизации, серицитизации, карбонатизации. Из пироксенов отмечаются авгит и титан-авгит.

Измененные базальты и андезитобазальты отличаются от диабазов афанитовой основной массой, причем хлоритизированное вулканическое стекло составляет до 40% объема породы. Микроструктура их чаще всего интерсертальная, реже – гиалопилитовая. Из акцессорных в этой группе пород наблюдаются магнетит, ильменит, апатит, сфен и лейкоксен.

Кератофиры представляют собой розовато-серые, зеленовато-серые или бурые породы массивной структуры, афировой или мелко- и среднепорфировой структуры (размеры порфировых выделений до 3 мм, чаще всего 0,5–1,0 мм). Под микроскопом они обнаруживают сериально-порфировую структуру с пилотакситовой, интерсертальной, гиалопилитовой, участками бластоофитовой микроструктурами основной массы.

Количество порфировых выделений колеблется от 10–20% (олигофировая структура) до 50–70% (полифировая структура). Они представлены сложными по строению зернами полевых шпатов, центральные участки которых выполнены микроклин-антипертитом и анортоклазом, периферия – альбитом (Семенов, 1977).

Основная масса в кератофирах состоит из лейст (0,1–0,5 мм), полевых шпатов (30–60%), призматических кристаллов (0,1–0,3 мм), клинопироксена (20–40%) и измененного вулканического стекла (15–30% объема основной массы). Полевые шпаты в основной массе по составу близки порфировым выделениям, но антипертитовое строение первых выражено хуже: основная часть лейст сложена анортоклазом с каемками альбита.

Пироксены обычно замещены агрегатом хлорита, актинолита, эпидота и лейкоксена, но иногда встречаются зерна титанавгита. Акцессорные минералы представлены апатитом, рутилом, сфеном, ильменитом, титаномагнетитом и лейкоксеном.

По петрографическим данным, между спилитами и диабазами, с одной стороны, и кератофирами, с другой, в пределах одного магматического

тела имеются постепенные взаимопереходы. От первых к последним постепенно увеличивается роль антипертитов и уменьшается количество реликтов альбитизированного плагиоклаза.

Авгититы и щелочные базальтоиды — редкие породы. Они слагают не более нескольких процентов объема пород формации. Тем не менее они важны: первые — как представители ультраосновных эффузивных пород, вторые — для характеристики раннегеосинклинального магматизма. Авгиты внешне представляют собой темно-зеленые и зеленовато-серые массивной текстуры и глыбовой отдельности породы, порфировой, реже афировой структуры. Они состоят из клинопироксена (20—40% объема породы), рудных минералов (до 40%), редких лейст альбитизированного плагиоклаза (до 5%), измененной стекловатой основной массы (50—70%), лейкоксена (до 5%), апатита и сфена. В некоторых разновидностях наблюдается анальцим (до 20% объема породы).

Структура породы обычно олигофировая (порфировых выделений 5—10% объема породы), сериально-порфировая. Выделения имеют размеры до 2 мм по удлинению и представлены только клинопироксеном. Основная масса в авгититах витрофировой, участками микролитовой структуры. Вулканическое стекло в них часто хлоритизировано, реже карбонатизировано. Микролиты (0,1—0,6 мм по удлинению) представлены альбитизированным плагиоклазом, клинопироксеном и рудными минералами.

В последнее время среди новиковской свиты обнаружены щелочные базальтоиды (Гаврилов, Соловьева, 1975), в которых выделяются породы ийолитового ряда (ийолиты, мельтейгиты, малиньиты), санидиновые и лейцитовые базальтоиды, шонкиниты и шошониты. Это порфировые породы гиалопилитовой, витрофировой, реже — микроафировой структуры основной массы. Лейкократовые минералы в них представлены анортоклазом, ортоклазом, андезином, нефелином, псевдолейцитом, меланократовые — титанавгитом, эгирином, измененными зернами оливина, ортопироксена и зеленой роговой обманки. Все эти минералы встречаются и во вкрапленниках и в основной массе. Кроме того, отмечаются отдельные зерна биотита, апатита, титаномагнетита, рутила, лейкоксена, сфена, циркона и граната.

Среди пород остринского комплекса преобладают базальты с низким содержанием кремнезема (37,2—46,6%) и глинозема. Отсутствие нормативного кварца, очень низкое содержание нормативного ортоклаза, присутствие нормативного оливина дают основание считать, что спилиты по составу соответствуют океаническим толеитовым базальтам (базальтам срединноокеанических хребтов).

По критерию Родионова химические анализы базальтоидов разделились на семь выборок. Одна из них, наиболее многочисленная (27 анализов), представлена спилитами из остринской и новиковской свит. Это спилиты с резким преобладанием натрия над калием (K_2O/Na_2O около 0,25) и высокими содержаниями железа. Другая выборка (9 анализов) соответствует спилитам орлинской свиты. В отличие от спилитов других групп они характеризуются более низкой глиноземистостью, высокой магнезиальностью и известковостью. Спилитам орлинской свиты близ-

ки по петрохимическим особенностям еще две выборки: измененные базальты (4 анализа) и спилиты (3 анализа) остринской свиты. Остальные небольшие выборки базальтоидов обособились по соотношениям K_2O и Na_2O. В целом же для всех базальтоидов комплекса отношение MgO/CaO сохраняется в пределах 0,8–0,9; отмечается резкое преобладание Na_2O над K_2O и высокая титанистость.

По петрохимическому признаку нет достаточных оснований относить остринский комплекс к определенному формационному типу (вероятнее всего, он относится к толеитбазальтовому типу). Поэтому мы классифицируем его как базитовый, ближе не определенный. По петрографическому же составу он может быть определен как спилит-диабазовый.

Кератофиры по сравнению со среднемировым типом по Р. Дэли отличаются пониженным содержанием двуокиси титана, извести и магнезии, повышенным — кремнезема, глинозема и окиси калия. Это приближает их к сиенитам, но в отличие от последних описываемые кератофиры содержат больше окиси натрия и двуокиси титана, меньше — кремнезема и окиси калия.

Авгититы и авгититоспилиты (авгититбазальты) в целом — бедные кремнеземом, глиноземом и богатые двуокисью титана породы. Выделяются щелочноземельные (до 1,0% K_2O) и щелочные (до 5,30% K_2O) разности. Для последних типично развитие в породах анальцима.

Щелочные базальтоиды по химическому составу характеризуются пониженным содержанием кремнезема и окиси магния и повышенным — щелочей и глинозема (статистически они не обсчитаны). Среди них имеются породы с нормативным содержанием нефелина или лейцита, хотя фактически эти минералы встречаются редко. Все их В.К. Гаврилов и Н.А. Соловьева (1975) относят к щелочному ряду.

С описанным остринским комплексом пространственно связаны гипабиссальные интрузивы габбро-диабазов, габбро, диабазов, габбродиоритов и габбродиоритовых порфиритов. Они развиты в Восточно-Сахалинских горах (ивашкинский комплекс), на Тонино-Анивском полуострове (новиковский комплекс) и п-ове Шмидта (томинский комплекс), где прорывают и метаморфизуют отложения далдаганской и набильской серий и новиковской свиты. Все три комплекса близки по составу, структуре и возрасту и поэтому описываются вместе. Комплексы представлены небольшими штоками (площадью до 5 км^2), силлами и дайками (мощностью до 200–300 м). Они прорывают и метаморфизуют образования набильской и далдаганской серий, новиковской и орлинской свит. Возраст всех этих подразделений — от позднего палеозоя до раннего мела. Раннемеловой возраст габброидных комплексов определяется на основании того, что они прорывают фаунистически охарактеризованные юрские и раннемеловые отложения и не встречаются среди позднемеловых образований.

Жильная серия вблизи штоков представлена маломощными (1–5 м) дайками лампрофиров (чаще всего спессартитов) и диорит-порфиритов. Эти дайки, как правило, ориентированы вкрест удлинения штоков и простирания складок во вмещающих отложениях. В рассматриваемой ассоциации резко преобладают габбро-диабазы, на долю которых при-

ходится около 50% объема всей ассоциации. Кроме того, широко развиты габбро (15%), габбро-нориты (5%), диориты (15%), габбро-диориты (10%), реже — кварцевые диориты, горнблендиты, габбро-пироксениты и лампрофиры (в сумме до 5% объема пород формации).

Габбро-диабазы характеризуются темно-зеленым или темно-серым цветом, мелко- или среднекристаллическим строением и офитовой структурой. Они состоят из плагиоклаза (35—70%), моноклинного пироксена (30—40%) и рудных минералов (до 10% объема породы). Состав плагиоклаза колеблется от андезина до битовнита, а среди пироксенов выделяются авгит, диопсид-авгит и титанавгит, из рудных — магнетит, ильменит, пирит. Иногда встречаются зерна оливина и ромбический пироксен. Вторичные изменения выражаются в карбонатизации, альбитизации и соссюритизации плагиоклазов, уралитизации и хлоритизации пироксенов.

Габбро отличается от габбро-диабазов только аллотриоморфнозернистой структурой. В габбро-норитах существенную роль играет ортопироксен (до 20% объема породы). Диориты и габбро-диориты состоят из плагиоклаза (40—60%), темноцветных (до 35%) и рудных (до 5%) минералов, калиевого полевого шпата (до 5%), кварца (до 10% объема породы). Плагиоклазы представлены андезином и лабрадором, темноцветные минералы — авгитом, диопсид-авгитом, роговой обманкой, энстатитом, биотитом, редко — оливином. Из акцессорных минералов в габброидах встречаются апатит, сфен, лейкоксен, магнетит, ильменит и пирит.

Для габброидов типично развитие альбита по основному плагиоклазу. Во многих габбро-диабазах и диабазах полевой шпат полностью представлен вторичным альбитом или альбит-олигоклазом. Для габброидов характерны также сильные гидротермальные и контактово-метасоматические изменения. Они выражены в пектолизации, цеолитизации и пренитизации плагиоклазов габброидов и замещении темноцветных минералов хлоритом, эпидотом и сфеном.

В породах описываемых комплексов отмечается высокое содержание щелочей (с натровой специализацией), низкое — глинозема и окиси титана. Количество кремнезема колеблется незначительно (45,2—50,5%). В отличие от пород спилит-диабазовой формации для них характерно низкое содержание окиси титана. Средний состав пород комплексов ближе всего соответствует составу оливинового диабаза (по Дэли).

Сумма алюмо-щелочных окислов ($Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$) в породах формации колеблется от 17,5 до 23%, большинство пород характеризуется низким содержанием этих окислов (17,5—20%).

По критерию Родионова, среди химических анализов характеризуемых комплексов выделяются четыре выборки. В ивашкинском комплексе по содержанию кремнезема и извести выделились габбро-диабазы (15 анализов) и габбро-диориты (6 анализов). По щелочности обе выборки однородны (при общей щелочности около 4%, отношение K_2O/Na_2O в среднем 0,8). Габброиды томинского комплекса объединились в одну выборку с габбро-диабазами и габбро новиковского комплекса (20 анализов). В отличие от ивашкинского комплекса эта выборка характеризуется более высокой магнезиальностью и пониженной ролью титана. Габбро-диориты новиковского комплекса (6 анализов) отличаются

от габбро-диоритов ивашкинского комплекса более высокой кремнистостью и щелочностью (особенно по содержанию натрия).

Большинство габброидов комплексов по содержанию щелочей могут быть отнесены к толеитовой серии. Лишь габбро-диориты новиковского комплекса классифицируются образованиями известковой серии. Габброиды — ортомагматические породы. На это указывают их интрузивные взаимоотношения с вмещающими породами, пойкилитовые структуры, зональное строение плагиоклазов, отсутствие в них реликтовых структур. По петрохимическому признаку, согласно принятой в монографии классификации, охарактеризованные комплексы отнесены к диорит-габбровой формации толеитовой серии.

Близкий возраст с ассоциацией габброидов имеют тела серпентинитов, серпентинизированных перидотитов и пироксенитов, располагающиеся в Восточно-Сахалинских горах (набильский комплекс), на Тонино-Анивском полуострове (водопадненский комплекс) и п-ве Шмидта (левенштерновский комплекс). Они развиты среди палеозойских и юрских — раннемеловых отложений и встречаются в виде обломков в раннемеловых грубозернистых песчаниках верхней подсвиты хойской свиты (материалы В.О. Савицкого). Поэтому возраст внедрения гипербазитов принимается раннемеловым.

Гипербазитовые тела контролируются зонами крупных разломов северо-западного направления, простирание которых совпадает с общим простиранием складчатости вмещающих пород. Разломы, контролирующие размещение ультраосновных тел, как правило, надвиговые или подвиговые.

Характерная особенность тектонического размещения ультрамафитов указанных выше комплексов — образование ими крупных зон серпентинитового меланжа. Они наблюдаются на п-ве Шмидта и в Набильском хребте, где представляют собой линейные вытянутые в северо-западном направлении пояса длиной около 50 км и шириной 3—10 км. Более мелкие зоны серпентинитового меланжа длиной 5—15 км и шириной 1—5 км известны в Восточно-Сахалинских горах в районе зоны разломов и в Приморском хребте.

В зонах меланжа гипербазиты образуют пластообразные массивы длиной до 19 км и шириной 1—3 км (Левенштерновский, площадью 42 км^2) или изометричные по форме протрузивные тела (Хребтовый и Нивхский, площадью соответственно 7 и 5 км^2). Вне зон меланжа они образуют тектонические линзы длиной от первых десятков метров до 5—10 км и мощностью от нескольких метров до 100 м, сложенные рассланцованными серпентинитами.

Ультрамафиты претерпели интенсивную региональную серпентинизацию. Большинство ультраосновных тел, особенно небольших, серпентинизированы полностью. Слабо серпентинизированные разности гипербазитов встречаются в виде блоков только в крупных ультраосновных массивах. Наиболее крупный Южно-Шмидтовский массив площадью 42 км^2 сложен серпентинитами с реликтовой структурой пород.

В массивах гипербазитов нередко отмечаются жилы пироксенитов мощностью 0,02—0,2 м (Левенштерновский массив). Реже в серпенти-

низированных перидотитах отмечаются жилы габбро-пегматитов мощностью до 0,5 м и плагиоклазитов мощностью до 0,25 м (п-ов Шмидта). В целом преобладают серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, реже развиты горнблендиты, лерцолиты, отмечаются отдельные находки верлитов и жил плагиоклазитов и пироксенитов.

Серпентинизированные гарцбургиты состоят из частично, иногда полностью серпентинизированных зерен оливина (40—50%), энстатита или бронзита (30—50%), магнетита, ильменита и хромита (до 10%), хромшпинелидов (до 2%). Структура их порфировидная (порфировидные выделения представлены ортопироксеном), панидиоморфнозернистая, иногда полосчатая за счет полос различной зернистости. Лерцолиты отличаются от гарцбургитов присутствием клинопироксена (до 30% объема породы). В верлитах ортопироксен отсутствует. Пироксениты имеют крупно- и среднекристаллическую панидиоморфнозернистую структуру, сложены ортопироксенами. В пироксенитах иногда отмечается плагиоклаз (лабрадор) до 10%, что приближает их к габбро-пироксенитам.

Жильные тела представлены габбро-пегматитами и плагиоклазитами. Первые имеют крупнокристаллическую графическую структуру, состоят из авгита (40—60%) и лабрадора (30—50% объема породы). Во вторых плагиоклаз (зерна размерами 0,1—0,8 мм) представлен андезином.

Петрохимические особенности пород гипербазитовых комплексов четко указывают на их принадлежность к альпинотипным гипербазитам. Об этом свидетельствует высокое отношение в них магния к железу (9,9), заметное преобладание оливина над пироксенами в перидотитах, низкое содержание глинозема (1,88%), весьма низкое содержание окиси калия (0,07%), натрия (0,3%) и титана (0,08%).

Химические анализы ультраосновных пород, по критерию Родионова, разделились на ряд выборок даже в пределах одной породной группы. Так, выделено семь выборок среди серпентинизированных перидотитов только одного Левенштерновского массива. Однако в большинстве случаев петрохимические границы между этими выборками проходят по кремнекислоте, двуокиси титана и окислам железа. По содержанию же щелочей, магнезии, извести, глинозема все эти выборки сходны. Резкие границы между выборками по этим компонентам соответствуют границам породных групп (так, дуниты и пироксениты отделяются от перидотитов). Подгруппы серпентинизированных перидотитов в целом показывают большое сходство друг с другом. Практически химические составы перидотитов трех комплексов, один из которых находится на севере, другой в центре и третий на юге острова, идентичны, что может считаться доказательством их родства.

Приведенные вещественные особенности гипербазитовых комплексов позволяют отнести их к дунит-гарцбургитовой формации.

Замыкают допозднемеловой структурно-вещественный комплекс интрузивы габбро-плагиогранитов, которые на п-ве Шмидта объединены в северошмидтовский, а на севере Восточно-Сахалинских гор — в таежный комплексы. Эти комплексы выделены недавно и изучены еще слабо.

Интрузивы обоих комплексов представлены штоками и силлами площадью до нескольких квадратных километров. Они прорывают и

метаморфизуют отложения орлинской свиты (на п-ове Шмидта) и набильской серии (в Восточно-Сахалинских горах). Внутри магматических тел выделяются (по преобладанию) плагиограниты, гранодиориты, тоналиты, габбродиориты, габбро и альбитит-порфиры. Интрузивные тела формировались в течение трех фаз (Речкин, 1973): первая фаза представлена габброидами, вторая — диоритами и плагиогранитами, третья — гранодиорит-порфирами и альбитит-порфирами. Небольшие размеры тел, тонкокристаллические структуры пород, отсутствие пегматитов и аплитов указывают на гипабиссальный характер магматических тел.

Петрохимические габброиды, плагиограниты и породы жильной серии (альбитит-порфиры) хорошо обособляются по ряду окислов. Габброиды отличаются высоким отношением CaO/MgO (0,9—1,0) и большими содержаниями глинозема. В кислых породах резко выражена натровая специализация щелочей (K_2O/Na_2O = 0,05—0,15). В целом щелочно-известковый индекс Пикока для пород северошмидтовского комплекса равен 55,8. Оба эти комплекса отнесены нами к габбро-плагиогранитной формации известковой серии.

Позднемеловые эффузивные образования Восточно-Сахалинской структурно-формационной зоны имеются в ракитинской и учирской свитах, редко — в березовской свите. Они объединяются в учирский вулканический комплекс. Эффузивные породы и туфы этого комплекса ассоциируются с кремнистыми породами (яшмами, кремнистыми сланцами, радиоляритами), известняками и терригенными породами. Мощность таких вулканогенно-кремнистых и вулканогенно-осадочных горизонтов достигает 1500—2000 м (учирская свита). Преобладают потоки мощностью, как правило, 5—20 м, редко — более 100 м. Реже развиты некки и дайки; первые диаметром до 0,5 км, мощность вторых 150—200 м.

Ассоциация с радиоляритами и хемогенными известняками, а также частая шаровая отдельность магматических пород указывают на подводный характер потоков.

Преобладающие петрографические типы пород в этой формации — трахибазальты (30%), андезитобазальты (15%), спилиты (15%), базальты (15%), андезиты (10%), трахиандезиты (5% объема формации), реже встречаются дациты, трахидациты и липариты (5% в сумме).

Трахибазальты и базальты имеют мелкопорфировую олигофировую структуру, основная масса — интерсертальную и пилотакситовую. Порфировые выделения (до 2 мм в поперечнике) сложены плагиоклазом (лабрадором), моноклинным, редко ромбическим пироксеном, иногда калиевым полевым шпатом. Основная масса состоит из микролитов плагиоклазов и зерен пироксенов, магнетита, калишпата, анальцима, апатита, промежутки между которыми заполнены частично хлоритизированным вулканическим стеклом. Андезиты и трахиандезиты отличаются от базальтов присутствием в порфировых выделениях зеленой роговой обманки и более кислого плагиоклаза (андезина). Структура основной массы в них, как правило, гиалопилитовая. Дациты, трахидациты и липариты — среднепорфировые олигофировые породы с микролитовой или фельзитовой структурой основной массы. Во вкрапленниках отмечаются плагиоклаз (олигоклаз), калиевый полевой шпат, кварц и биотит.

По химическому составу породы комплекса разнообразны и охватывают весь диапазон кислотности от базальтов до липаритов. Количество щелочей только в базальтах 3—10%. Преобладают породы среднего состава с содержанием кремнезема 53—57%.

По критерию Родионова базитовая группа расчленяется на несколько выборок. В одной из них (4 анализа) титана и магнезии мало, вторая (6 анализов) высокотитанистая и магнезиальная. Среди андезитов обособились две выборки. В одной из них (5 анализов) сумма щелочей достигает 9—10%, глинозема 17—18%. Вторая (6 анализов) отличается от первой пониженной щелочностью (сумма щелочей 4,5—5,5%) и низкой глиноземистостью. Таким образом, по сумме щелочей в этой ассоциации присутствуют породы трахитоидного, субщелочного и известкового типов. Отмечается некоторое преобладание пород субщелочного типа. Поэтому учирский комплекс относится нами к щелочной базальт-андезитовой формации.

Верхнемеловые образования, в том числе эффузивы учирского комплекса в Восточно-Сахалинских горах, прорываются сложным комплексом интрузивных пород, среди которых отмечаются перидотиты, дуниты, пироксениты, габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, диоритовые порфириты, плагиограниты, габбро-пегматиты, диабазы и плагиоклазиты. В этой гамме выделяются две ассоциации: кварцевые диориты — габбро и габбро-гипербазиты. Обе ассоциации прорывают позднесенонские отложения и встречаются в гальке конгломератов люкаминской свиты (нижний миоцен). Поэтому ранее их объединяли в одну габбро-перидотитовую формацию (Ковтунович и др., 1971). Однако по многим структурным и вещественным особенностям габбро-диоритовой и габбро-гипербазитовой ассоциаций их можно, на наш взгляд, выделить в самостоятельные формации.

Штокообразные тела гераньского комплекса (до 15—17 км^2) сложены кварцевыми диоритами, диоритами, габбро. Они располагаются в полях развития набильской и рымникской серий. Преобладают габбро-диориты (35%) и кварцевые диориты (30%), реже встречаются диориты и диоритовые порфириты (15%), габбро (10%), габбро-нориты (5%) и плагиограниты (5% объема пород ассоциации). Взаимопереходы между разновидностями пород в дифференцированных телах постепенные. Центральные части интрузивов сложены, как правило, габбро и габбро-диоритами, периферические — диоритами и кварцевыми диоритами.

Пространственно массивы связаны с вулканогенно-кремнистыми горизонтами ракитинской, богатинской и учирской свит верхнего мела. Контакты интрузивных тел с вмещающими породами крутые (60—70°). Мелкокристаллические резко порфировые структуры пород и широкое развитие микродиоритов у контактов указывают на гипабиссальные условия их становления.

Жильная фация представлена дайками и жилами плагиогранитов и пегматитов мощностью от 0,5 м до нескольких десятков метров и длиной 200—300 м. Жилы пегматитов имеют зональное строение: центральные части обогащены кварцем, краевые — кислым плагиоклазом. Дайки гераньского комплекса вытянуты в субмеридиональном и северо-запад-

ном направлениях; они дискордантные, реже — межпластовые. Мощность даек до 100 м. Межпластовые дайки обычно приурочены к контакту между ракитинской и богатинской свитами (сенон).

Кварцевые диориты комплекса нередко сильно калаклазированны, с массивной, реже — параллельно-такситовой текстурой. Состоят они из андезина (45—50%), роговой обманки (25—35%), кварца (15—25%), магнетита (до 2%) и редких зерен апатита. Диориты отличаются от кварцевых диоритов несколько бо́льшим содержанием плагиоклазов (50—65%), роговой обманки (30—45%) и почти полным отсутствием кварца.

Габбро имеет массивную или параллельно-такситовую текстуру, обусловленную чередованием полос, обедненных и обогащенных темноцветными минералами. Структура пород габбровая, реже — сидеронитовая. В состав входят лабрадор-битовнит (30—50%), темноцветные (45—60%), магнетит (5—10%), редко — кварц (до 2%). Темноцветные минералы представлены роговой обманкой по пироксенам или диопсидом.

Плагиограниты состоят из олигоклаз-андезита (30—40%), кварца (25—35%), калиевого полевого шпата нередко с характерной микроклиновой решеткой (до 5%) и небольшого количества (до 2—3%) магнетита и апатита.

Среди химических анализов пород гераньского комплекса по критерию Родионова выделяются три выборки. Одна из них (габбро-диориты) обособлена по высоким содержаниям кремнекислоты и низким — титана и извести. Кроме того, выделяются разновидности (6 анализов), относительно богатые щелочами (сумма щелочей около 6%) и титаном, очень бедные щелочами (особенно калием) и богатые MgO (10 анализов). В целом для комплекса характерны стабильные содержания глинозема, преобладание натрия над калием (отношение K_2O/Na_2O от 9,1 до 0,6), низкие содержания MgO, а для габброидов также высокая известковость. По химическому составу комплекс отнесен к габбродиоритовой формации известковой серии, хотя некоторые петрохимические типы пород близки толеитовой серии.

Лополиты, дайки и силлы перидотитов, дунитов, серпентинитов, габбро-норитов и габбро-пироксенитов объединяются в березовский комплекс. Лополиты занимают площадь 2—10 км^2, мощность силлов и даек достигает 200—250 м. В крупных интрузивах перидотиты, дуниты, пироксениты, габбро-пироксениты и габброиды образуют чередующиеся между собой полосы и линзы мощностью до 10—30 м. В них содержатся жилы (до 0,5 м) габбро-пегматитов и анортозитов. Разнообразие пород в этой ассоциации многие геологи (В.И. Нарыжный, Ю.М. Ковтунович и др.) объясняют процессом внутрикамерной дифференциации.

Среди перидотитов преобладают лерцолиты и гарцбургиты, реже встречаются верлиты. Пироксениты представлены бронзитами, вебстеритами и гиперстенитами, габброиды — габбро, габбро-норитами, троктолитами, роговообманковыми габбро.

Расслоенные плутоны располагаются в дугообразной зоне шириной 3—5 км, которая на протяжении около 60 км оконтуривает с запада, севера и востока районы с максимальными мощностями позднемеловых вулканогенно-осадочных толщ. Зона имеет асимметричное строение:

западная ее ветвь — Хребтовая группа образована более крупными плутонами (Березовский и др.), чем восточная — Прибрежная группа (Шельтингский и др.), и содержит меньше интрузивных тел.

Принципиальное строение плутонов одинаково: вверх по разрезу ритмично чередуются ультрамафитовые и мафитовые породы с направленным увеличением объема мафитов в последующей зоне. Разнообразие горных пород плутонов представлено набором петрографических типов: 1) дуниты, переходные разновидности к перидотитам (орто- и клинопироксенсодержащие дуниты) и плагиоклазсодержащие дуниты; 2) гарцбургиты, лерцолиты, верлиты и разновидности, переходные к габброидам (плагиоклазсодержащие перидотиты;) 3) орто- и клинопироксениты, вебстериты и разновидности, переходные к перидотитам (оливинсодержащие пироксениты) и габброидам (плагиоклазсодержащие пироксениты); 4) нориты, габбро-нориты, габбро, роговообманковые габбро, горнблендиты, анортозиты и разновидности, переходные к перидотитам (оливиновые габброиды, троктолиты) и к диоритам (габбро-диориты, кварцевые габбро-диориты, кварц-роговообманковые габбродиориты); 5) породы жильной серии.

При общности структурных признаков и единой направленности в смене петрографических и минеральных ассоциаций плутоны, принадлежащие к разным группам, несколько отличаются по составу и объемным соотношениям горных пород. В интрузивах Хребтовой группы по сравнению с Прибрежной широко развиты клинопироксеновые разновидности мафитов и ультрамафитов, значительно повышена роль дунитов, норитов, габбро и резко понижена — пироксенитов. Для них характерно постоянное присутствие анортозитов и габбро-пегматитов. Структурные различия выражены большей микрорасслоенностью плутонов Прибрежной группы, где крупные зоны однородного состава относительно редки. В плутонах другой группы мощность пачек ритмичного переслаивания наполовину меньше и составляет около 30% мощности всего разреза расслоенной серии.

Контактовый эффект плутонов комплекса выразился в образовании ореолов метаморфизованных пород: цоизит-тальк-хлоритовых, актинолит-альбит-хлоритовых и альбит-карбонат-цоизитовых по диоритам и кварц-серицитовых по пепловым туфам и туфоалевролитам. В первом случае мощность экзоконтактовых зон колеблется от 0,4 до 10—15 м, во втором повышается до 30 м. Эндоконтактовые зоны содержат ксенолиты боковых пород (до 10—70 см), ориентированные согласно внешним ограничениям интрузивов (Красновский и Березовский плутоны).

Возрастные границы комплекса определяются на основании дискордантного положения плутонов по отношению к дислоцированным и слабо метаморфизованным вмещающим толщам, фаунистически датированным поздним мелом. Региональные изменения вулканогенно-осадочных пород связываются с инверсионной стадией развития эвгеосинклинали, длившейся на протяжении всего палеогена. Термальное воздействие интрузивов указывает, что время их внедрения не может быть моложе конца палеогена. Верхний возрастной предел можно сузить до раннего миоцена, поскольку в Восточно-Сахалинских горах к нижнему

миоцену относятся грубообломочные отложения люкаминской свиты с пачками (до 200 м мощностью) конгломератов, в гальке которых имеются гипербазиты, однако идентичность последних с ультрамафитами березовского комплекса не доказана. Поэтому за наиболее достоверный возраст внедрения пород березовского комплекса принят конец позднего мела—палеоген.

В березовском комплексе химические составы пород разделились по критерию Родионова на ряд выборок. Однако основных из них четыре. Первая (12 анализов) образована габброидами с низким содержанием щелочей (в сумме меньше 2,5%), титана и высоким — извести и магнезии при соотношении MgO/CaO около 1,0. Среди перидотитов выделяются гарцбургиты (6 анализов) и лерцолиты (4 анализа). Границы между этими выборками проходят по MgO (высокие содержания у гарцбургитов), щелочам и CaO (повышенные у лерцолитов). Имеется несколько выборок в группе пироксенитов, различающихся в основном по соотношению MgO и CaO. Наиболее представительная выборка (14 анализов) соответствует ортопироксенитам с высокими содержаниями SiO_2 и пониженными (относительно других выборок пироксенитов) — щелочей.

В целом на фоне общего снижения содержания окиси магния (к пироксенитам) отмечается возрастание роли железа за счет магния.

По сравнению с ультраосновными породами раннемеловой гипербазитовой ассоциации для гипербазитов березовского комплекса характерна большая роль в минералогическом составе моноклинных пироксенов, в химическом составе — повышенные содержания извести и глинозема, пониженные MgO. Для всей ассоциации типично присутствие верлитов и троктолитов, а также пород, переходных от габброидов к пироксенитам и перидотитам. Все это позволило нам отнести березовский комплекс к троктолит-верлит-пироксенитовой формации.

В конце позднего мела — начале палеогена образовалась ларамийская фаза складчатости, сопровождаемая энергичными восходящими движениями. На месте Восточно-Сахалинского эвгеосинклинального прогиба возникли поднятия. С этим инверсионным этапом связано внедрение палеогеновых гранитоидов, которые в Восточно-Сахалинских горах объединяются в лангерийский комплекс, а на Тонино-Анивском полуострове — в анивский комплекс. Абсолютный возраст 30—66 млн. лет.

Оба комплекса представлены штоками биотитовых гранитов, гранодиоритов, плагиогранитов, гранит-порфиров и кварц-диоритовых порфиритов, сопровождаемых дайками и жилами аплитов, пегматитов и дацитов. Площадь наиболее крупных штоков (Лангерийский, Анивский, Охотский) 15—45 км^2.

Контакты гранитоидов с вмещающими метаморфическими сланцами резкие, неровные, как правило — пологие (5—30°), только западный контакт Лангерийского массива крутой (50—55°). В апикальных и боковых частях интрузивов отмечается много апофиз. В экзоконтактовых зонах (шириной 2—3 км) метаморфические сланцы ороговикованы. Внутри магматических тел ксенолитов вмещающие породы не обнаружены.

Центральные части массивов сложены средне- и крупнокристаллическими гранитоидами, периферические участки тел — мелкокристаллическими, резко порфировыми гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами. Местами в апикальных частях массивов наблюдаются стекловатые породы (дацит-порфиры). Ширина зоны, в которой отмечаются тонкокристиллические породы, от первых метров до 0,5—1 км. Переходы между разновидностями пород постепенные, их структуры и текстуры быстро изменяются, особенно в краевых фациях. Эти структурные особенности магматических тел гранитоидов указывают на гипабиссальные условия их образования.

Граниты состоят из калиевого полевого шпата (35—45%), кварца (30—40%), плагиоклаза (20—30%), биотита (до 15% объема породы) и акцессорных минералов (магнетит, апатит, циркон, кордиерит). Вторичные изменения — хлоритизация биотита, пелитизация и серицитизация полевых шпатов.

Гранодиориты состоят из плагиоклаза (до 50%), калиевых полевых шпатов (15—25%), кварца (15 —25%), биотита (5—15%), роговой обманки (до 10%) и тех же акцессорных и вторичных минералов, что встречаются и в гранитах. Плагиоклаз — андезин (№ 35—40).

В плагиогранитах незначительно развиты калиевые полевые шпаты (до 10%). Основной объем породы сложен плагиоклазами (олигоклаз-андезин) — 60—70%, остальное приходится на кварц (20—25%) и биотит (до 10%). Структура гипидиоморфно-зернистая.

Аплиты, микро- и мелкокристаллические однородные породы аллотриоморфнозернистой структуры, состоят из калиевого полевого шпата (35—45%), кварца (25—35%), олигоклаза (15—25%), биотита (до 5%), мусковита (до 5%) и единичных зерен магнетита и циркона.

Дацит-порфиры — буровато-серые мелкопорфировые породы с фельзитовой или сферолитовой микроструктурой. Порфировые выделения (20—30% объема породы, полифировая структура) представлены зональным олигоклаз-андезином, кварцем, реже — биотитом, роговой обманкой, редко — ортопироксеном. Основная масса состоит из частично хлоритизированного вулканического стекла, мелких (0,01—0,1 мм) зерен и микролитов кварца, плагиоклаза, ортоклаза, биотита.

Гранитоиды содержат мало щелочей (как правило, 5,5—6%) при примерно равном соотношении Na_2O и K_2O и отличаются повышенной глиноземистостью (до 16,5%). Среди большого числа однородных по критерию Родионова выборок только пять образованы наиболее широко распространенными породами. В гранодиоритах и кварцевых диоритах Анивского массива (18 анализов) много железа и титана, меньше натрия (до 4,5%). В гранитах этого массива (11 анализов) K_2O преобладает над Na_2O. Среди гранитов лангерийского комплекса выделились две выборки. В одной из них (4 анализа) относительно высоки содержания извести, в другой мало Fe_2O_3. Кварцевые диориты лангерийского комплекса (8 анализов) отличаются от других выборок высокими содержаниями глинозема и низкими — кремнезема и калия.

Исходя из приведенных характеристик, лангерийский и анивский комплексы мы отнесли к формации двуслюдяных и высокоглиноземистых гранитов известковой серии.

После внедрения гранитоидов на всей территории о. Сахалина в палеогене был амагматичный режим. Неогеновые магматические образования Восточно-Сахалинской структурно-формационной зоны представлены двумя вулканическими комплексами – лиманским и усковским.

Среди верхнемиоценовых – раннеплиоценовых отложений лиманской свиты отмечаются потоки, дайки и некки трахиандезитов, базальтов, трахидацитов, липаритов (лиманский комплекс). Для пород этих комплексов характерны присутствие анортоклаза, трахитоидная микроструктура, совместное нахождение орто- и клинопироксенов, высокое содержание щелочей (до 10%) за счет натрия; отношение магнезии к извести равно 0,6–0,7, а извести к сумме щелочей – меньше 1,2.

В совокупности химических анализов имеются однородные выборки известкового, щелочного и трахитоидного типов. К первому относится выборка андезитов (18 анализов), отличающихся от других пониженным содержанием щелочей (в среднем 4,2%) и высоким – глинозема. К щелочному типу относится выборка базальтов (8 анализов) с суммой щелочей 4,0–4,5%, к трахитоидному типу – выборки трахиандезитов (4 анализа) и трахидацитов (6 анализов) с общим количеством щелочей 8–9% и пониженным содержанием глинозема. Учитывая преобладание высокощелочных пород, весь комплекс мы относим к трахиандезитовой щелочной формации.

Усковский комплекс представлен экструзивными куполами площадью 0,5–2,0 км^2, развитыми в долине р. Тымь. Они сложены дацитами, тоналитами и кварцеводиоритовыми порфиритами, которые прорывают окобыкайскую свиту (верхний миоцен) и встречаются в гальке четвертичных отложений. Химические свойства пород этого комплекса статистически не обработаны, но петрографические и петрохимические свойства, устанавливаемые по отдельным образцам, сходны с одновозрастными породами ичарского комплекса, детально изученного В.Н. Шиловым (1958) и Д.Ф. Семеновым (1975).

Западно-Сахалинская структурно-формационная зона. В этой зоне позднемеловые образования содержат магматические породы лишь на отдельных участках. Широко распространены здесь неогеновые магматические комплексы, подробно описанные Д.Ф. Семеновым (1975).

Позднемеловые эффузивные породы известны на мысе Марии п-ова Шмидта в составе марийской свиты (марийский комплекс). В этот комплекс входят (табл. 9) лавовые потоки, некки, экструзивные купола и дайки трахиандезитов, трахидацитов, андезитобазальтов и липаритов. По составу, структуре и возрасту породы комплекса близки породам рымникского комплекса Восточно-Сахалинских гор.

Среди базальтоидов марийского комплекса выделены три выборки (табл. 10). Одна из них (6 анализов) характеризуется высокими величинами щелочей и пониженными глинозема. Породы второй выборки (4 анализа) более глиноземистые с пониженными содержаниями MgO и TiO_2. Обе выборки относятся к субщелочной серии (сумма щелочей 5,5–6,0%). Третья выборка (6 анализов) выделяется пониженной щелочностью и высокой магнезиальностью. Этот комплекс нами отнесен к базальт-андезитобазальтовой субщелочной формации.

Таблица 9

Магматические комплексы Западно-Сахалинской структурно-формационной зоны

Магматический комплекс	Возраст	Форма, размеры (мощность, площадь, диаметр) тел	Фазы, стадии	Общая площадь, км^2	Петрографический состав, объем (в %) среди пород комплекса	Формации
1	2	3	4	5	6	7
Ичарский вулканический	N_2	Лакколиты (до 6 км^2), купола (1–3 км^2)	2 стадия	65	Дациты, тоналит-порфиры и кварц-диоритовые порфиры (50), андезито-дациты (10)	Плагиоандезит-плагиодацитовая известковая
		Покров (до 150 м)	1 стадия	35	Андезиты 40%	
Орловский вулканический	N_2	Потоки (до 25 м) дайки (до 200 м), силлы (1–100 м)	Одна стадия	150	Базальты (60), долериты (25), андезитобазальты (15)	Толеитовых базальтов–андезитобазальтов
Лесогорский интрузивный	N_{1-2}	Силлы (до 200 м) лакколиты (до 1,5 км^2), дайки (до 10 м)	Однофазные тела	200	Эссекситы (50), трахидолериты (30), монцониты (5), тешениты (5), кринаниты (5), щелочные сиениты (3), трахибазальты (2), диоритосиениты	Габбровая щелочная
Эспенберг-ский интрузивный	N_{1-2}	Силлы (до 100 м), лакколиты (до 1 км^2), дайки (до 20 м)	"	15	Кринаниты (50), эссекситы (25), тешениты (10), монцониты (5), тефриты	"
Крильонский вулканический	N_1	Потоки (до 100 м), некки (до 500 м), дайки (до 50 м)	Одна стадия	20	Трахиандезиты (50), трахиандезитобазальты (25), трахидациты (15), андезиты (10)	Трахиандезитовая щелочная
Сергеевский интрузивный	N_1	Потоки (3–20 м), дайки (до 100 м), лакколиты (до 3 км^2)	2 стадия	280	Базальты (15), андезитобазальты (25), андезиты (5), долериты (10), диориты и диоритовые пор-	Плагиоандезитобазальтовая и габбро-диоритовая известковые

Таблица 9 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
		силлы (до 300 м), купола (до 2 км^2)			фириты (15), габбро-диориты и габбро-диоритовые порфириты (10), плагиоклазиты	
			1 стадия	70	Андезитобазальты (10), андезиты (5), долериты (5), плагиоклазиты	
Мачигарский вулканический	N_1	Потоки (до 50 м), дайки (до 20 м)	Одна стадия	5	Трахиандезиты (60), андезитобазальты (40)	Трахиандезитовая щелочная
Марийский вулканический	K_2	Потоки (5–50 м)	Данных нет	15	Базальты (40), трахиандезиты (30), трахиандезитобазальты (10)	Базальт-андезитобазальтовая субщелочная

Таблица 10

Статистические характеристики химического состава пород магматических формаций

Магматический комплекс; формация	Возрастной индекс	Породы	Число анализов в выборке	V_m^2	Статистические параметры	SiO_2
1	2	3	4	5	6	7
Марийский вулканический; базальт-андезитобазальтовая субщелочная	K_2	Трахибазальты	6		$\bar{x}$	48,32
					s	2,35
				40,19	V_i^2	1,37
			4		$\bar{x}$	50,07
					s	1,41
		Базальты	6	2,88	V_i^2	0,66
					$\bar{x}$	49,25
					s	1,45
Мачигарский вулканический; трахиандезитовая щелочная	N_1	Трахиандезиты	8	66,51	V_i^2	4,68
					$\bar{x}$	56,20
					s	2,12
				81,38	V_i^2	0,87
Сергеевский интрузивный;	N_1	Андезитобазальты	5		$\bar{x}$	53,69
					s	0,98

Ранне-среднемиоценовые лавовые потоки, некки, экструзивные купола, лакколиты, силлы и дайки андезитобазальтов, андезитов, долеритов, габбро-диоритовых порфиритов, габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов объединены в сергеевский комплекс.

Лавовые потоки, залегающие среди нижне-среднемиоценовых отложений (аракайская и чеховская свиты), имеют мощность 3–20 м, редко — до 150 м. Гипабиссальные тела прорывают верхнемеловые, палеогеновые и миоценовые образования. Силлы и дайки мощностью до 200–250 м, площадь лакколитов до 2,5–3,0 км^2.

Магматическая дифференциация внутри крупных гипабиссальных интрузивов, как правило, выражена слабо. В некоторых силлах наблюдается следующая последовательность пород (от краевых участков к центральным) : андезитобазальты—габбро-диоритовые порфириты—габбро-диориты. Переходы между этими породами постепенные. Отмечены жилы плагиоклазитов.

В субвулканических телах также отмечается постепенный переход стекловатых пород в полнокристаллические разности. Все три группы пород (стекловатые, порфировые и полнокристаллические) обладают общими петро-минералогическими, геохимическими и петрохимическими особенностями. Все это позволило объединить эту вулкано-плутоническую ассоциацию в одну диорит-андезитобазальтовую формацию (Семенов, 1975). Для всей ассоциации характерны: приуроченность к зонам крупных разломов, широкое развитие пироксеновых андезитов вместе

Западно-Сахалинской структурно-формационной зоны

TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
8	9	10	11	12	13	14	15	16
1,86	16,00	3,07	5,97	0,14	6,0	7,78	4,62	1,1
0,17	1,42	1,17	1,22	0,02	1,29	1,3	0,15	0,51
8,43	2,79	4,82	5,56	6,47	3,23	1,44	4,38	1,7
0,62	18,15	5,62	3,41	0,24	4,27	8,76	4,04	1,59
0,14	1,78	1,15	0,43	0,04	0,86	0,74	0,42	0,49
1,36	4,66	3,36	4,74	6,14	3,3	0	2,92	1,65
0,52	14,38	4,09	5	0,14	7,72	8,74	3,52	0,86
0,09	1,78	0,84	0,88	0,02	2,77	1,6	0,34	0,89
5,15	11,0	0,31	9,22	3,05	0,02	9,1	8,71	2,7
0,97	18,49	4,39	1,5	0,08	3,31	6,02	3,88	2,67
0,21	1,06	1,9	1,64	0,07	1,06	1,26	0,20	2,43
4,98	4,09	0,49	9,25	0,12	0,81	14,6	15,46	7,96
1,02	15,8	5,7	3,86	0,18	3,45	10,13	3,25	1,01
0,12	1,48	0,85	0,51	0,09	0,32	1,63	0,49	0,18

Таблица 10 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
габбродиоритовая известковая в ассоциации с плагиоандезитобазальтовой известковой			9		$\overline{x}$	54,91	0,76	17,37	3,00	11,2	0,06	5,29	8,33	2,82	0,93
					s	1,35	0,15	2,02	0,71	0,99	0,01	1,76	1,02	0,26	0,46
		Андезиты	5		$\overline{x}$	57,10	0,43	16,85	3,62	3,10	0,13	3,68	7,13	3,33	0,91
					s	4,00	0,15	1,18	0,57	1,25	0,03	1,67	1,22	0,46	0,29
		Габбродиориты	11		$\overline{x}$	53,18	1,0	16,82	4,24	4,33	0,12	4,72	9,64	2,82	0,84
					s	2,24	0,36	1,32	1,91	0,87	0,06	1,79	3,28	0,93	0,34
				49,14	V_i^2	2,72	1	4,41	0,13	12,60	1,15	7,25	0,66	0,6	0,2
		Долериты	12		$\overline{x}$	46,19	1,1	15,54	4,6	6,71	0,14	6,74	8,74	3,19	0,88
					s	13,18	0,49	1,2	1,11	1,23	0,06	1,1	0,67	0,57	0,49
		Базальты	13		$\overline{x}$	48,41	0,88	18,42	5,16	5,47	0,13	5,82	10,26	2,36	0,49
					s	1,77	0,88	2,15	1,98	1,24	0,12	1,95	2,24	0,74	0,27
				29,83	V_i^2	0,24	0,56	7,19	3,17	3,56	2,93	1,07	0,28	5,47	2,83
Лесогорский интрузивный; габбровая щелочная	N_{1-2}	Трахидолериты	14		$\overline{x}$	47,96	1,42	17,28	3,55	5,76	0,11	6,05	8,43	4,09	1,35
					s	2,03	0,58	1,46	1,38	1,35	0,05	2,06	2,38	1,15	0,66
		Эссекситы	10		$\overline{x}$	49,60	1,28	16,13	4,38	5,74	0,17	6,06	9,04	4,02	0,68
					s	1,51	0,59	1,13	0,84	0,95	0,06	1,69	1,24	0,87	0,62
		Монцониты	9		$\overline{x}$	54,09	1,63	17,77	3,38	4,03	0,12	1,89	4,87	5,85	3,04
					s	2,32	0,61	1,64	1,63	1,57	0,007	0,61	0,96	0,82	0,96
		Щелочные сиениты	15		$\overline{x}$	59,70	0,74	18,67	2,99	2,39	0,09	0,65	2,06	6,61	4,29
					s	1,52	0,25	1,48	1,39	0,79	0,07	0,36	0,68	1,06	1,56
		Эссекситы	7		$\overline{x}$	50,73	0,91	18,86	2,72	4,75	0,13	6,11	7,22	4,41	1,49
					s	3,34	0,39	2,70	1,43	1,85	0,03	5,32	1,71	1,72	0,68
Энспенбергский интрузивный; габбровая щелочная	N_{1-2}	Кринаниты	11		$\overline{x}$	47,15	2,6	17,16	3,16	6,08	0,13	6,33	6,37	4,24	3,03
					s	15,38	2,17	0,8	0,76	1,28	0,02	1,8	1,4	0,51	0,87
				132,45	V_i^2	26,1	8,86	0,24	0,66	8,7	2,12	8,24	13,04	18,12	20,29
Орловский вулканический; базальт-андезитобазальтовая толеитовая	N_2	Андезитобазальты	4		$\overline{x}$	54,15	0,64	16,45	7,52	3,82	0,07	2,8	8,65	3,1	0,83
					s	0,85	0,32	1,89	2,1	3,2	0,05	1,04	0,9	0,04	0,55
		Базальты	4		$\overline{x}$	50,76	1,77	13,74	4,12	7,66	0,16	3,62	10,69	2,99	0,64
					s	1,20	0,43	6,45	0,92	1,94	0,01	0,08	1,73	0,44	0,31
		"	8		$\overline{x}$	50,32	0,74	15,30	4,05	7,37	0,06	5,51	9,92	2,76	0,84
					s	0,98	0,36	1,43	1,04	1,33	0,02	1,35	0,96	0,56	0,33
			8		$\overline{x}$	49,86	1,04	15,53	3,68	7,34	0,12	5,39	8,60	3,06	0,72
					s	1,28	0,42	1,21	1,98	1,97	0,02	1,78	0,58	0,37	0,30
Ичарский вулканический; плагиоандезит-плагиодацитовая известковая	N_2	Дациты	8		$\overline{x}$	64,60	0,24	18,48	2,05	1,72	0,03	1,12	6,72	2,42	0,94
					s	2,49	0,17	1,04	1,00	0,58	0,04	0,90	0,82	0,72	0,74
		Андезиты	6		$\overline{x}$	58,68	0,57	17,76	3,58	2,74	0,06	3,36	7,37	3,24	1,43
					s	1,46	0,29	1,78	1,71	0,68	0,04	0,72	0,54	0,36	0,46

с базальтами толеитового типа, сопровождение эффузивных образований субвулканическими интрузивами двупироксеновых диоритов и габбродиоритов, основной состав плагиоклазов, большое распространение ромбических пироксенов, появление кварца в андезитах, высокие содержания глинозема и низкие — щелочей (табл. 10).

Среди вулканических пород комплекса выделились четыре выборки

(табл. 10) по соотношению кремнезема, глинозема, щелочей и извести. Наиболее представительная выборка (9 анализов) отличается высокими содержаниями глинозема и низкими — щелочей. Гипабиссальные породы разделились на две выборки. Одна из них (11 анализов) соответствует габбро-диоритам, вторая (12 анализов) долеритам. Они отличаются друг от друга по кремнекислоте и глинозему. В соответствии с принятой в

данной работе классификацией, вулканические породы этого комплекса отнесены к плагиоандезитобазальтовой, а плутонические — к габбро-диоритовой формациям известковой серии.

В Энгизпальском районе северной части о. Сахалина сергеевскому комплексу по возрасту соответствуют лавовые потоки андезитобазальтов, базальтов и андезитов вагисской свиты (вагисский комплекс). Изучены они недостаточно. Судя по редким химическим анализам, они близки эффузивным породам чеховской свиты, и комплекс отнесен нами также к андезитобазальтовой формации, хотя и отличается от сергеевского комплекса повышенной щелочностью.

Позднемиоценовые-раннеплиоценовые эффузивные образования анивской свиты п-ова Крильон и комагматичные им субвулканические тела объединены в крильонский вулканический комплекс. Этот комплекс по составу и структуре аналогичен описанному выше лиманскому комплексу, отличается от последнего лишь распространением по площади.

Такой же комплекс ограниченно распространен в западной части о-ва Шмидта. Здесь среди магигарской свиты нижнего миоцена развиты отдельные лавовые потоки трахиандезитов, андезитобазальтов и трахидацитов, которые объединяются в мачигарский вулканический комплекс. В составе комплекса преобладают трахиандезиты с высокой щелочностью (сумма щелочей 6—7%) и глиноземистостью (Al_2O_3 до 20%) и низкой магнезиальностью ($MgO/CaO = 0{,}4—0{,}6$). Мачигарский комплекс отнесен нами к трахиандезитовой щелочной формации. Таким образом, можно констатировать последовательное перемещение вулканизма с юга на север.

Позднемиоценовые-раннеплиоценовые гипабиссальные интрузивные тела, состоящие из трахидолеритов, кринанитов, эссекситов, тешенитов, монцонитов и щелочных сиенитов, объединены на территории Западно-Сахалинских гор в лесогорский, а на п-ове Шмидта — в эспенбергский комплексы. Интрузивы (силлы, лакколиты и дайки) этих комплексов прорывают и метаморфизуют меловые, палеогеновые и неогеновые образования до курасийской свиты (верхний миоцен) включительно. Галька щелочных пород встречается в конгломератах средней части маруямской свиты (средний плиоцен). Мощность силлов достигает 200—300 м, площадь лакколитов 0,5—1,5 км^2.

Мелкие интрузивные залежи, мощностью до 3 м, как правило, однородны и сложены трахидолеритами. Крупные силлы и лакколиты обычно хорошо дифференцированы. Краевые части их представлены трахидолеритами, центральные — эссекситами, тешенитами, монцонитами и щелочными сиенитами. Все интрузивы однофазные, разновидности пород связаны между собой постепенными переходами.

Для пород обоих комплексов характерно наличие щелочных темноцветных минералов (баркевикит, керсутит, эгирин-авгит, эгирин и др.), антипертита и фельдшпатоидов. Породы отличаются высокими содержаниями щелочей, особенно натрия, магнезии, титана, низкими — глинозема и железа. Среди пород этих комплексов выделяется ряд однородных выборок, основные из которых следующие: две выборки эссекситов (10 и 7 анализов) отличаются друг от друга по глинозему и окиси калия; наиболее представительная выборка (14 анализов) соответствует

трахидолеритам; еще две выборки характеризуют монцониты (9 анализов) и щелочные сиениты (15 анализов), обособившиеся по кремнекислоте и извести. По вещественному составу эта ассоциация нами отнесена к габбровой щелочной формации.

Плиоценовая базальтовая ассоциация в Западно-Сахалинской структурно-формационной зоне представлена лавовыми потоками, лакколитами, пластовыми залежами и дайками базальтов, долеритов и андезитобазальтов (орловский комплекс), распространенных в Ламанонском горном узле. Лавовые потоки залегают среди отложений маруямской и орловской свит и имеют мощность 3–50 м, дайки и силлы – до 60–70 м. Площадь лакколитов 9,5–1 км^2.

Породы базальтовой формации отличаются свежестью облика, высоким содержанием железа, низким – двуокиси титана и щелочей, особенно калия, некоторым пересыщением кремнеземом. Эти признаки, а также слабый контактовый метаморфизм, слабое проявление дифференциации и пологое залегание слоев, указывают на принадлежность базальтоидов к толеитовой серии. Базальты этого комплекса неоднородны. Среди них выделяются три выборки. Одна (4 анализа) характеризуется очень низкими содержаниями MgO, вторая (8 анализов) и третья (8 анализов) отличаются по роли извести. Кроме того, выборка андезитобазальтов (4 анализа) выделяется по повышенным содержаниям SiO_2. Нами они отнесены к формации толеитовых андезитобазальтов-базальтов.

Наиболее молодой в Западно-Сахалинской зоне – ичарский комплекс позднеплиоценового возраста. Он развит в Ламанонском горном узле, где представлен небольшим покровом (20 км^2) андезитов, экструзивными куполами (до 2 км^2) и лакколитами (1–3 км^2) дацитов и кварцдиоритовых порфиритов.

Характерные свойства вещественного состава пород этого комплекса: большая основность плагиоклазов (до битовнита), присутствие псевдоморфоз пироксенов по роговой обманке, высокая глиноземистость и известковость, низкие содержания двуокиси титана. Эта ассоциация отнесена нами к плагиоандезит-плагиодацитовой формации известковой серии.

ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В Западно-Сахалинский структурно-формационной зоне неогеновые магматическое формации входят в состав орогенного формационного комплекса, в котором отсутствуют поверхности крупных несогласий. Ряд вулканических формаций здесь представлен (снизу вверх) формациями плагиоандезитобазальтовой (высокоглиноземистой), которая местами (п-ов Шмидта) замещается андезитовой субщелочной формацией, трахиандезитовой, толеитовых базальтов и плагиоандезит-плагиодацитовой. Несмотря на отсутствие несогласий в этом ряду, целесообразно выделить верхние две формации в самостоятельный ряд. Тогда нижележащие вулканические формации могут быть объединены в ряд, образованный плагиоандезитобазальтовой и трахиандезитовой формациями. Интрузивные формации представлены двумя формациями: габбро-диоритовой и габбро-монцонитовой.

В Восточно-Сахалинской структурно-формационной зоне все вулканические формации могут быть объединены в два формационных комплекса, разделенных поверхностью углового несогласия. Первый из них охватывает возрастной интервал от позднего палеозоя до позднего мела и представлен рядом формаций: толеитовых базальтов, которая часто ближе не определяется, чем базитовая (спилит-диабазовая), щелочных базальтов—трахиандезитов (местами, как на п-ове Шмидта, замещаются щелочной базальт-андезитовой формацией). Ряд может быть назван толеит-базальтовым — щелочнобазальтовым. Второй формационный ряд неогенового возраста представлен двумя формациями: трахиандезитов — субщелочных андезитов и плагиоандезит-плагиодацитовой. Этот ряд может рассматриваться как верхняя часть комплекса известковых плагиоандезит-плагиобазальтов—трахиандезитов. Первый формационный ряд — геосинклинальный, второй — орогенный.

Интрузивные формации этой зоны можно разделить на два ряда формаций, разобщенных поверхностью углового несогласия. Первый из них (позднепалеозойский-позднемеловой) представлен таким рядом формаций: дунит-гарцбургитовая, габбро-диорит-габбровая, габбро-плагиогранитовая, троктолит-верлит-пироксенитовая и габбро-диоритовая. Этот ряд может быть отнесен к дунит-габрцбургит-габбро-норит-габбро-гранодиоритовому типу — представителю геосинклинальных рядов. Второй ряд включает только одну формацию высокоглиноземистых гранитов палеогенового возраста. Возможно, эта формация может рассматриваться как член известкового гранодиорит-гранитового ряда. От относится к орогенным образованиям.

Глава 5

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПОЯСА

Монголо-Охотский эвгеосинклинальный пояс протягивается узкой полосой от Агинского района Восточного Забайкалья до Охотского моря. Северная граница пояса с Селенгино-Яблоновой и Тукурингрской зонами определяется системой Монголо-Охотских разломов. На докембрийские структуры Тукурингрской зоны наложены краевые геосинклинальные прогибы (Шевлинский прогиб), которые не включаются в состав пояса (Косыгин и др., 1974). На юге Монголо-Охотский пояс граничит с Буреинским и Аргунским массивами по Южно-Тукурингрскому, Борщевочному и Агинскому разломам. На западе пояс протягивается на территорию Монгольской Народной Республики, а на востоке погружается под воды Охотского моря. Граница Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского поясов обычно устанавливается нечетко и проводится по распространению триасовых и юрских отложений Сихотэ-Алинского типа в Западном Приохотье. По-видимому, при поисках и определении этой границы следует учесть наложение Сихотэ-Алинских структур на Монголо-Охотские, а также на окраину Буреинского массива.

Ширина Монголо-Охотского пояса не превышает 60 км, местами сокращается до 8 км, лишь в пределах Восточного и Центрального Забайкалья и на Удско-Приамурском междуречье увеличивается до 200 км.

Для Монголо-Охотского пояса характерны граувакковые песчаники и алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы. Карбонатные породы распространены ограниченно. Существенную роль в разрезе играют вулканические породы базитового, реже — салитового рядов.

Установлены образования верхнего докембрия, нижнего кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, верхнего триаса, нижней и средней юры, нижнего мела. Сходство в составе разновозрастных образований затрудняет выделение и картирование литостратиграфических подразделений. Известны несогласия в основании девона, карбона, перми, верхнего триаса и нижней юры. Возможно, что этим несогласиям соответствуют перерывы и эпизоды складчатости. Дислокации комплексов осадочных и вулканических пород Монголо-Охотского пояса исключительно сложны.

По набору формаций и характеру дислокаций по простиранию Монголо-Охотского пояса выделяются западная, центральная и восточная части.

Среди магматических формаций Монголо-Охотского пояса наиболее широко представлены вулканические формации, которые встречаются на всех стратиграфических уровнях — от верхнего докембрия до верхнего триаса. Интрузивные формации сложены небольшими одно- и двухфазными телами габброидов, гранитоидов, редко — гипербазитами. Поэтому ниже рассмотрены только вулканические формации.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Западная часть Монголо-Охотского пояса рассматривается иногда как Монголо-Забайкальское звено пояса и противопоставляется по набору осадочных и магматических формаций восточной его части, которая выделяется как Амуро-Охотское звено (Геологическое строение. . . , 1966). На всем протяжении от государственной границы СССР и МНР до восточной границы зоны у слияния рек Шилки и Аргуни она образована позднедокембрийскими-раннекембрийскими, ранне-среднедевонскими, среднепозднедевонскими, ранне-каменноугольными, пермскими, позднепалеозойскими, ранне- и позднетриасовыми толщами. В небольших объемах распространены средне- позднеюрские и раннемеловые отложения.

Позднедокембрийские – раннекембрийские вулканические формации. Базальты составляют основу верхнедокембрийской кулиндинской свиты и широко представлены в разрезах верхнедокембрийской – нижнекембрийской ононской свиты. Разрез свит представляется обычно как несколько сменяющих друг друга по вертикали пачек вулканических и осадочных пород мощностью 2–3 км, разделенных осадочными породами мощностью до 800–1000 м. Изменения строения свит по простиранию и вкрест простирания определяются главным образом увеличением либо уменьшением в разрезе вулканических пород и ассоциированных с ними кремнистых образований. В целом базальты этих свит изменены сильнее по сравнению с вулканическими породами более молодых комплексов и нередко характеризуются как актинолит-эпидот-альбитовые и другие сланцы.

Мощная толща вулканических пород основного состава, выделяемая в кулиндинскую свиту, только в единичных случаях приурочена к основанию разреза песчаниково-сланцевого комплекса, рассматриваемого как ононская свита. Обычно вулканические породы появляются на различных уровнях, в том числе и в верхних частях разрезов верхнедокембрийского–раннекембрийского комплекса, а в основании его выделяется толща песчаников, глинистых сланцев, гравелитов с линзами известняков мощностью до 1500 м. Вулканиты вместе с глинисто-кремнистыми сланцами, яшмоидами образуют вторую толщу мощностью до 2,5–3 км.

Занимающая более высокое стратиграфическое положение третья толща представлена песчаниками, глинистыми сланцами, гравелитами и базальтами мощностью до 1200–1500 м. Разрез заканчивается толщей мощностью до 2 км, образованной глинистыми сланцами, известковыми базальтами и их туфами, кремнистыми породами и яшмоидами, с высокими (до 30%) содержаниями окислов железа.

Распределение вулканических пород по площади и внутри толщ неоднородное. Вверх по разрезу тенденция к локализации вулканитов на определенных уровнях усиливается при сохранении площадного характера их размещения. Отмечается уменьшение объема вулканитов в направлении от центральных районов зоны к восточным.

Во всех толщах, исключая верхнюю, вулканиты образуют среди глинистых и алевролитовых сланцев линзовидные тела мощностью

от первых метров до 800 м. Наиболее крупные из них сопровождаются многочисленными экструзивными телами диабазов изометричных и угловатых очертаний.

Вулканиты, приуроченные к верхней толще, образуют линейно вытянутые группы изометричных и удлиненных тел. В ассоциации с ними находятся карбонатные и кремнистые породы. Продольные и поперечные разрывы ограничивают размещение вулканических пород в полосах. На аэромагнитных картах эти полосы выделяются совпадающими с ними пространственно группами положительных аномалий (до 2000 гамм) на фоне относительно ровного отрицательного магнитного поля (10—20 гамм). Наиболее значительные (до 2—3 тыс. гамм) магнитные аномалии соответствуют изометричным по форме участкам распространения зеленокаменно измененных пород основного состава, разделенным узкими блоками более древних рассланцованных пород. Участки вулканических пород и развитых в их обрамлении осадочных образований имеют многоугольные формы и по периметрам ограничены сбросами. Размеры их 3—4 х 4—5 км.

Среди плотных массивных и миндалекаменных пород основного состава содержатся пластовые тела гравийных туфов, агломератов, линзы массивных известняков.

По замерам слоистости в обрамлении и внутри тел вулканических пород устанавливается асимметричное воронкообразное строение каждого из таких тел. Округлые и эллиптические в плане некки, размещающиеся среди покровов вулканитов, сложены лиловыми и зелеными плотными агломератами и грубообломочными туфами, в пространственной связи с которыми устанавливаются гидротермально измененные породы.

Совокупность вулканитов верхнего докембрия характеризуется бимодальностью распространения по Σ FeO, TiO_2, MgO, K_2O, что позволяет рассматривать каждую из них отдельно.

Базальты, приуроченные к трем нижним толщам верхнего докембрия, характеризующиеся площадным распространением, по составу соответствуют оливиновым толеитам, платобазальтам, траппам (табл. 11, группы 1—3, рис. 4). Первичный минеральный парагенезис в базальтах образован плагиоклазом (до № 60), титаномагнетитом. Высокий номер первичного плагиоклаза, состав вкрапленников не позволяют предполагать значительного щелочного уклона базальтов. В то же время содержание окиси кальция и кремния относительно пониженное, а натрия, титана и железа — повышенное, что обусловлено некоторым изменением состава пород при метаморфизме. Эти вулканические породы выделяются в формацию толеитовых базальтов.

Базальты верхней толщи, отличающиеся зональным, полосовидным распространением, по составу соответствуют щелочным оливиновым базальтам и характеризуются высокими содержаниями окислов железа, титана, натрия и пониженным — окиси кальция (табл. 11, группа 4, рис. 4). Породы изменены несколько слабее, хотя метаморфический минеральный парагенезис образован также актинолитом, альбитом, хлоритом, эпидотом, цоизитом. Сохраняются реликтовые вкрапленники основного плагиоклаза, моноклинного пироксена и роговой обманки.

Таблица 11

Химический состав вулканических пород магматических комплексов Заладной части Монголо-Охотского пояса

Магматические комплексы	Группы	Породы	Число анализов	Статистические параметры	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Ононский; верхний протерозой — нижний кембрий	1	Толеитовый базальт	5	$\bar{x}$	49,08	1,69	14,33	0,76	9,94	0,17	7,37	8,05	3,58	0,39
				s	0,81	0,49	1,29	0,2	1,53	0,05	0,35	1,25	0,42	0,34
	2	"	18	$\bar{x}$	47,18	1,99	16,08	6,00	6,7	0,18	6,24	8,00	2,99	0,5
				s	3,77	1,1	1,9	2,58	1,85	0,07	2,94	2,76	0,99	0,4
	3	Щелочной оливиновый базальт высокожелезистый	6	$\bar{x}$	48,05	3,35	12,61	12,75	3,83	0,03	5,02	6,64	4,20	0,4
				s	1,21	1,82	0,72	1,75	0,42	0,01	1,09	1,25	0,86	0,27
Ундургинский; нижний-средний девон	4	Щелочной оливиновый базальт	15	$\bar{x}$	50,5	1,63	15,46	2,93	7,94	0,19	5,79	6,72	3,51	1,38
				s	3,62	0,74	1,99	2,66	3,24	0,14	1,87	2,76	1,51	1,98
Устьборзинский; нижний-средний девон	5	Трахидациты	6	$\bar{x}$	66,28	0,31	16,37	2,75	2,57	0,09	0,46	0,96	5,54	4,22
				s	1,32	0,06	0,11	0,75	0,35	0,04	0,34	0,39	1,40	1,69
	6	"	7	$\bar{x}$	65,27	0,42	15,71	3,99	2,61	0,09	0,63	1,06	5,88	3,63
				s	2,76	0,28	1,62	3,12	0,34	0,04	0,49	0,43	1,54	2,12
Уртуйский; нижнекаменноугольный	7	Щелочные оливиновые	7	$\bar{x}$	47,32	2,63	13,35	2,64	6,55	0,27	6,19	7,37	3,43	1,32
				s	2,6	0,9	2,0	2,31	2,59	0,22	2,87	4,2	0,96	0,91
Уртуйский (район Шерловой горы) и	8	Трахибазальты	6	$\bar{x}$	50,67	2,12	14,55	1,13	8,88	0,26	4,56	7,15	5,44	1,09
				s	4,44	0,82	1,57	1,19	1,45	0,18	1,55	1,14	0,51	0,43
Алуканский центрального звена Монголо-Охотской эвгеосинклинали	9	Липариты	5	$\bar{x}$	72,08	0,28	12,96	1,82	1,96	0,09	0,71	2,1	4,1	3,18
				s	1,28	0,11	0,82	0,62	0,67	0,02	0,27	0,21	0,55	0,47
Зуншивеинский комплекс	10	Липариты экструзивных тел	11	$\bar{x}$	74,02	0,39	11,26	2,54	2,13	0,10	0,46	0,49	3,44	4,61
				s	1,21	0,19	1,26	1,22	0,79	0,06	0,25	0,20	0,86	0,63
		Липариты покровов	6	$\bar{x}$	71,50	0,31	13,87	1,18	1,61	0,07	0,87	2,09	3,87	3,22
				s	1,31	0,05	0,42	0,30	0,27	0,02	0,32	0,48	0,21	0,15
Позднепалеозойский вулканический комплекс	11	Толеитовые базальты	15	$\bar{x}$	49,3	1,5	14,57	3,02	7,55	0,09	5,86	10,05	3,41	0,45
				s	1,49	0,33	0,9	0,91	0,97	0,04	0,7	1,47	0,73	0,28
	12	Толеитовые базальты измененные	26	$\bar{x}$	47,6	1,45	15,79	2,63	7,71	0,16	6,37	9,52	3,14	0,5
				s	3,1	0,58	1,67	1,08	1,66	0,03	1,08	2,48	1,19	0,54
Позднетриасовый вулканический комплекс	13	Плагиоандезитобазальты	5	$\bar{x}$	53,6	1,2	17,1	1,7	6,4	0,12	5,81	7,38	3,64	0,8
				s	2,12	0,26	1,1	0,3	0,8	0,04	0,83	0,41	0,71	0,2

Вулканиты этой геологической ассоциации выделяются в формацию базальтов субщелочного (промежуточного) типа, в подформацию железистых базальтов.

Ранне-среднедевонские вулканические формации. Вулканические породы участвуют в строении усть-борзинской и ундургинской свит, а также изученной в последние годы Н.А. Трущевой и К.К. Анашкиной (1972) к востоку от озера Торей нижне-среднедевонской толщи.

В нижней части разрезов ундургинский и усть-борзинской свит установлены базальты, андезитобазальты, андезиты, в верхней — липариты, дациты. Совокупности вулканических пород характеризуются бимодальным распространением по SiO_2, Σ FeO, MgO, CaO, Na_2O, что позволяет рассматривать каждую из них отдельно. При этом базальты распространены преимущественно на севере Агинской зоны, а андезитодациты, липариты, дациты повсеместно. Таким образом, выделяются комплексы базальтов и дацитов, липаритов, андезитов.

Комплекс базальтов объединяет вулканические породы, участвующие в строении нижней части ундургинской свиты. Наиболее широко он распространен в северных и южных предгорьях Могойтуйского хребта и на междуречье Онона и Аги. Базальты образуют среди осадочных пород — глинистых и алевролитовых сланцев, песчаников, кремнистых пород, редко — известняков линзовидные тела мощностью от первых метров до 250—350 м, имеющие площадное распространение. Удлинение тел нередко не совпадает с простиранием смятых в складки вмещающих пород.

Тела базитов заключены внутри пачек тонкого переслаивания алевролитов, песчаников и кремнистых пород и разделяются пачками песчаников мощностью 30—150 м. На выклиниваниях тел вулканитов отмечается увеличение мощности пластов песчаников.

Тела вулканитов представляют собой одиночные потоки, ассоциации потоков и экструзивных куполов, а также группы последовательно налегающих друг на друга потоков, между которыми только в краевых частях тел размещаются линзы осадочных пород. Мощность отдельных потоков от 1—3 до 5—6 м. Площадь экструзивных тел достигает 120—140 м. Общий объем вулканитов в разрезах колеблется от 10 до 50%.

Базиты представляют собой зеленые и лиловые различной интенсивности окраски рассланцованные и массивные породы с вкрапленниками амфибола и плагиоклаза, реликтовыми вкрапленниками основного плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксена. Основная масса сложена альбитом, хлоритом, актинолитом, уралитом, эпидотом, магнетитом и титаномагнетитом. Осадочные породы, вмещающие вулканиты, изменены слабо.

Базальты свиты образуют однородную по химическому составу совокупность (табл. 11, группа 4) и наиболее близки щелочным оливиновым базальтам. Высокие содержания TiO_2, FeO, пониженные CaO сближают их с траппами и платобазальтами (рис. 4). Учитывая вторичные изменения пород, ассоциацию базальтов нижней толщи ундургинской свиты относят к формации щелочных оливиновых базальтов.

Дациты, андезиты, липариты в северных районах Агинской зоны отчет-

ливо сменяют в разрезе по вертикали базальты и образуют самостоятельный комплекс.

Вулканические породы образуют линзовидные тела мощностью до 200 м и протяженностью до 1,5 км. Они ассоциированы с песчаниками, алевролитами, реже — с кремнистыми породами и гравелитами. В ряде случаев отмечены изометричные в плане тела гранодиорит-порфиров, сопровождаемые небольшими потоками лав дацитов, липаритов. Среди осадочных пород в обрамлении вулканических тел преобладают песчаники, алевролиты, конгломераты, туфопесчаники.

В вулканических породах сохраняются реликты вкрапленников кислого плагиоклаза размерами до 0,4 см, реже — калинатрового полевого шпата и щелочной роговой обманки (в экструзивных телах). Основная масса образована микрокристаллическим агрегатом альбита, калинатрового полевого шпата, отдельными зернами эпидота, актинолита и хлорита. По химическому составу они соответствуют в основном дацитам (55—60%), липаритам (30—35%), андезитодацитам (10%) с повышенным содержанием Al_2O_3 и K_2O и выделяются в трахилипарит-трахидацитовую формацию щелочной серии (табл. 11, группа 5).

В южной части зоны вулканические породы образуют с кремнисто-глинистыми сланцами, песчаниками, известняками устьборзинскую свиту и выделяются в устьборзинский комплекс. Вулканические породы слагают вытянутые в цепочки параллельно шарнирам складок группы разобщенных тел. Размеры их по простиранию 0,6—12 км, вкрест простирания — от первых метров до 5 км. В их строении участвуют от одного до четырех, редко до девяти потоков кератофиров (дацитов). Соотношения вулканических и осадочных пород в основании потоков имеют характер налегания с эродированием подстилающих пород. В основании потоков кератофиров содержится рассеянный карбонатный материал, реже встречаются мелкие линзовидные включения карбонатно-глинистых пород. Вулканические потоки разделены прослоями массивных известняков мощностью от 7—3 см до 20—30 м. В пределах тел вулканических пород, характеризующихся афировым строением, выделяются изометричные и удлиненные участки пород с порфировой структурой. Контакты между ними постепенные, иногда подчеркнутые появлением флюидальных лав.

По составу вулканические породы однородной в петрохимическом отношении совокупности соответствуют трахидацитам (табл. 11, группа 6) с высокими содержаниями окислов калия, натрия и железа и выделяются в трахидацитовую формацию.

В южной части Агинской зоны, к востоку от оз. Торей вулканические породы образуют среди осадочных пород с фауной нижнего-среднего девона отдельные потоки и более сложные тела мощностью до 250 м. Среди вулканических пород упоминаются только светлоокрашенные липариты с вкрапленниками олигоклаза, альбита, для которых не имеется петрохимических характеристик. Установлены ассоциации вулканитов с органогенными известняками, алевролитами, глинистыми породами.

Средне-верхнедевонские отложения известны только в юго-восточной части зоны, вблизи пос. Макарово и представлены глинистыми и алевролитовыми сланцами, меньше — песчаниками и мелкогалечными конгломе-

ратами. Вулканические породы в разрезе отсутствуют. Однако непосредственно к юго-западу от коренных обнажений разрезов свиты встречаются в крупных глыбах светло-серые липариты, сходные по составу с вулканитами зуншивеинской свиты, в нижней части разреза которой встречаются наряду с раннекаменноугольными также верхнедевонские ископаемые остатки фауны.

Раннекаменноугольные вулканические формации. Вулканические породы нижнего карбона установлены на севере зоны в пределах Ингода-Агинского междуречья и на юге ее к западу и северу от г. Борзи. Они участвуют в строении визейских зуншивеинской и уртуйской свит (Амантов, 1966; Попеко, Попеко, 1972). К зуншивеинской свите, по-видимому, должны быть отнесены и кислые вулканические породы района озера Ножий, изученные Е.В. Барабашевым и Н.А. Трущевой, и включаемые в настоящее время в верхнедокембрийскую ононскую свиту (Ефимов, Тетяева, 1966), а также вулканические и осадочные породы левобережья р. Онон в районе пади Боржигантай и пос. Шерловая Гора. Между свитами предполагается несогласие, вероятность которого подчеркивается различиями между вулканическими ассоциациями: вулканические породы зуншивеинской свиты и левобережья р. Онон представлены липаритами и туфами, а уртуйской — базальтами и андезито-базальтами. Среди вулканических пород района Шерловой Горы наряду с андезитами, дацитами, липаритами, туфами встречаются базальты, сходные по химическому составу с базальтами уртуйской свиты. Вулканические породы уртуйской свиты выделяются в уртуйский комплекс, а зуншивеинской свиты и каменноугольных толщ районов Боржигантай и Оловянной и Шерловой Горы в зуншивеинский комплекс.

Уртуйский комплекс, представленный главным образом основными и, меньше, средними вулканическими породами, распространен на юге зоны. В разрезе уртуйской свиты, сложенной переслаивающимися песчаниками и алевролитами, содержатся линзовидные тела лав, туфов, кремнистых пород, органогенных известняков, сопровождаемых шлейфом брекчий.

В центральных районах распространения комплекса тела вулканических пород, размерами до 0,2 х 3 км, размещаются главным образом на одном геологическом уровне с известняками. При этом вулканиты в одних случаях залегают в основании линз рифогенных известняков, в других прорывают и перекрывают их, но подстилаются песчаниковыми, алевролитовыми слоями и маломощными пачками переслаивания песчанистых алевролитов и мелкозернистых песчаников.

Вулканические породы в ассоциации с органогенными известняками представлены темно-зелеными и лиловыми массивными, плотными и миндалекаменными базальтами, андезитами и шлаками базальтов, крупно-, средне- и мелкообломочными туфами базальтов. Редкие и небольшие по размерам вкрапленники сложены основным-средним плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом. Основная масса перекристаллизована и представляет собой микрокристаллический агрегат кислого плагиоклаза, актинолита, хлорита, калинатрового полевого шпата.

По химическому составу базальты комплекса соответствуют щелоч-

ным оливиновым базальтам (табл. 11, группа 7, рис. 4). Особенности состава пород комплекса и количественные соотношения между ними позволяют отнести его к формации щелочных оливиновых базальтов промежуточной серии.

К востоку и юго-востоку от участков развития стратотипического разреза уртуйской свиты, в районе пос. Шерловая Гора, наряду с основными и средними вулканитами в строении комплекса участвуют липариты и дациты. Мощность уртуйской свиты (1900–2000 м) при этом сохраняется. Вулканические породы образуют здесь изолированные поля среди алевролитов и песчаников либо участки с частым чередованием вулканических и осадочных пород, разделенные участками сплошного распространения осадочных отложений. Вертикальная амплитуда распространения вулканических пород на отдельных участках 300–500 м. Размеры участков 3–5 км. К ним приурочены интрузивные тела граноидов и габброидов, и в ряде случаев такие участки могут рассматриваться как остатки вулканических построек.

Среди вулканических пород андезиты (90–95) преобладают над липаритами и дацитами. Базальты отмечаются редко.

Кислые вулканиты сложены туфами и, редко, маломощными потоками массивных лав. Потоки андезитов и дацитов, распространенные по всему разрезу, имеют мощность до 7 м.

Наиболее распространенный тип пород комплекса – андезитовые туфы (53%). В некоторых разрезах объемы дацитов и липаритов, главным образом за счет экструзивных тел, достигают 50%. Однако среди покровных образований объем кислых туфов нигде не превышает 40%. Среди вкрапленников кислых пород нет фемических минералов, и они представляют собой группу щелочных лейкократовых пород. Средние породы наряду с вкрапленниками плагиоклаза содержат биотит и роговую обманку.

Все разновидности вулканических пород по химическому составу относятся к липаритам, андезитам, дацитам натрового промежуточного (субщелочного) типа. Липариты близки по составу липаритам зуншивеинского комплекса, но отличаются от них более высокими содержаниями окиси натрия. Редко встречаются базальты, по содержанию щелочей приближающиеся к трахибазальтам (табл. 11, группа 8). Изложенное позволяет рассматривать уртуйский комплекс района Шерловой Горы как андезитодацитовую формацию субщелочного типа.

Зуншивеинский комплекс образован достаточно крупными телами вулканитов в окружении осадочных образований зуншивеинской свиты, а также отдельными пластами и линзами среди осадочных пород. Вулканические породы представлены липаритами, туфами липаритов, агломератами, редко – дацитами в покровном и экструзивном залегании. На южных склонах Могойтуйского хребта наблюдаются оба типа ассоциаций.

Вулканические и вулканогенно-осадочные породы, прорванные субвулканическими и интрузивными телами гранит-порфиров, а также заключительными телами гранитоидов, образуют линейно вытянутую полосу шириной 4–6 км и длиной 16 км. На юго-востоке и северо-западе она

ограничена разрывами. К северо-западу от нее расположен широкий мульдообразный прогиб диаметром до 10—12 км, сложенный главным образом осадочными породами — грубослоистыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами, конгломератами, гравелитами, среди которых встречаются пласты туфов, линзовидные тела лав липаритов и дацитов.

В северной части прогиба возрастает мощность и количество тел вулканических пород, появляются субвулканические интрузивные массивы, намечающие положение второй параллельной полосы магматических пород.

Главный тип пород формации — липариты и туфы липаритов — составляют 95% от ее объема, второстепенный — дациты, липаритодациты; андезитодациты крайне редки.

Липариты, липаритодациты и туфы образуют потоки и пласты мощностью 0,3—32 м. Общая мощность вулканических пород достигает 230—260 м. Наиболее частые ассоциации липарит—туф—грубозернистый граувакковый песчаник и туфопесчаник — кремнистый алевролит, а также липарит—конгломерат—туфопесчаник—кремнистый алевролит. Вулканические породы играют в этих ассоциациях наиболее существенную роль. Они представлены светло-серыми, кремово-серыми афировыми и порфировыми разностями близкого химического состава и различаются лишь наличием (от 5—8 до 20%) или отсутствием вкрапленников кварца, калинатровых полевых шпатов (крипто- и микропертит), редко — кислого плагиоклаза. Вокруг некоторых вкрапленников кварца развиты каемки микропсевдосферолитового строения, нарастающие на оплавленные зерна кварца. По химическому составу вулканические породы соответствуют липаритам и липаритодацитам с содержанием щелочей 7,5—8,0% при некотором преобладании окиси калия над окисью натрия либо равных их содержаниях, равных дисперсиях. Дациты характеризуются резко выраженным преобладанием окиси натрия (6,8%) над окисью калия (0,46%).

Однородный по составу зуншивеинский вулканический комплекс выделяется в липаритовую формацию субщелочного типа.

Позднепалеозойские вулканические формации. Основные вулканические породы участвуют в строении верхнепалеозойской толщи, выделенной в северной части Агинской зоны.

Среди осадочных образований верхнего палеозоя, отличающихся слабым метаморфизмом и дислоцированностью, выделяются вытянутые цепи тел вулканических пород основного состава. Мощности их достигают 1000—1500 м и соизмеримы с мощностями вмещающих их слоистых образований. С телами вулканических пород пространственно связаны изометричные и линейные в плане тела диорит-порфиритов, диабазов, габбро, диоритов.

На междуречье Туры и Могойтуя цепь тел магматических пород вытянута в северо-западном направлении на 35—45 км при ширине 3—5 км и ориентирована несогласно по отношению к границам смятой в складки палеозойской толщи. Она образована десятью эшелонированно размещающимися магматическими телами, общая площадь которых 160 км^2.

Вулканические породы образуют линзовидные тела среди тонкого переслаивания песчаников и алевролитов, в редких случаях содержащих

прослои туфогенных песчаников и гравелитов. Слоистые породы между телами вулканических пород по простиранию содержат только единичные потоки лав.

Вулканиты представляют собой зеленые массивные афировые и порфировые породы. Среди них по структуре выделяются диабазы, базальты, редко — спилиты. Первичные вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 55—60), авгитом, что позволяет различать среди них пироксен-плагиоклазовые, плагиоклазовые и редко встречающиеся пироксеновые разновидности.

По химическому составу они соответствуют траппам и платобазальтам, оливиновым толеитам (рис. 4), с низкими содержаниями SiO_2 (табл. 11, группа 11). Изменения базальтов выражены образованиями альбита, амфибола, и эти базальты (табл. 11, группа 12) отличаются меньшими содержаниями SiO_2, CaO и бо́льшими Al_2O_3, MgO. Комплекс представлен однородными по составу вулканитами — толеитовыми базальтами и относится к формации толеитовых базальтов.

Вулканические породы позднетриасового вулканического комплекса играют небольшую роль в строении верхнетриасовых толщ Монголо-Охотского пояса. Наиболее хорошо изучены в Агинской зоне (Долганев, 1968; Окунева и др., 1973), в краевых частях Ингодино-Шилкинского и Могойтуйского прогибов, а также в обрамлении Ингодино-Шилкинского прогиба.

В Ингодино-Шилкинском и Могойтуйском прогибах вулканические породы представлены главным образом андезитобазальтами, андезитами, базальтами, редко — дацитами и их туфами. Они приурочены к нижним частям разрезов карнийских и норийских толщ, представленных граувакковыми, реже — аркозовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, и образуют среди них цепочки небольших по размерам тел. Так, в западной части Ингодино-Шилкинского прогиба вулканиты появляются в 50—60 м выше базальных горизонтов верхнего триаса и исчезают в 600—700 м выше них. Центральное положение в мульде, образованной вулканическими и осадочными породами с норийской фауной, занимает некк диаметром до 600 м, сложенный лиловыми агломератами, крупнообломочными туфами с обломками андезитов, андезитобазальтов, трахитов, сцементированных мелко- и среднеобломочными туфами, с многочисленными пустотами и трещинами, выполненными кальцитом, хлоритом и эпидотом.

В обрамлении некка мелкозернистые и среднезернистые песчаники перекрыты темно-зелеными базальтами, андезитобазальтами, грубообломочными туфами, образующими пачку мощностью до 40 м. Залегающие выше вулканиты представлены серыми среднеобломочными туфами и гиалокластитами андезитодацитов (18—20 м), чередованиями андезитов, андезитобазальтов, среднеобломочных туфов андезитов (60—80 м). В краевых частях мульды диаметром до 4—6 км среди песчаников и песчанистых алевролитов встречаются лишь отдельные маломощные (от 1 до 3,5 м) потоки лав и линзы гиалокластитов.

В северо-восточной части Агинского прогиба вулканические породы образуют цепочку тел среди песчаников и конгломератов с норийской фауной. Они залегают выше толщи переслаивания алевролитов и гравели-

тов мощностью 170—220 м, несогласно перекрывающей отложения чиронской серии (Котляр, Попеко, 1967). В основании этой толщи в районе г. Хресты обнажается поток базальтов мощностью до 8 м при протяженности по простиранию 250 м. Массивные и миндалекаменные базальты в кровле сменяются брекчиями и перекрыты зелено-серыми афировыми андезитобазальтами (3—3,5 м). Пачка вулканогенно-осадочных пород, залегающая выше, сложена грубообломочными туфами андезитов (2,5 м), средне- и крупнообломочными литокластическими туфами андезитов (2 м), темно-серыми туфоалевролитами (10 м) и мелко-среднеобломочными литокластическими туфами. Вулканогенно-осадочная пачка перекрыта алевролитами, песчаниками, мелкогалечными конгломератами.

Немногочисленные порфировые вкрапленники вулканитов представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, замещенным хлоритом и рудными минералами. В гиалопилитовой и пилотакситовой основной массе выделяются микролиты плагиоклаза, отдельные зерна гематита и лейкоксена. Вторичные минералы образуют гнездообразные скопления и представлены альбитом, хлоритом, эпидотом, актинолитом. По химическому составу они соответствуют плагиобазальтам и характеризуются повышенными отношениями между окислами кальция и магния и более высокими, чем в известковых лавах островных дуг, содержаниями окиси калия.

Вдоль северного обрамления Ингодино-Шилкинского прогиба в зоне Монголо-Охотского разлома среди конгломератов верхнего триаса вулканические породы образуют отдельные небольшие по площади и мощности однородные и сложные тела и представлены зеленовато-серыми андезитами, флюидальными дацитами, туфами и кластолавами. Они обрамлены толщами лавовых конгломератов, переслаивающихся с туфоконгломератами. В пространственной связи с вулканитами установлены некки агломератов, туфов, грубообломочных туфов дацитов и андезитодацитов.

В основании разрезов вулканических комплексов на конгломератах залегают лавы андезитов и дацитов 2—30 м мощностью, которые выше сменяются лавами и туфами дацитов и липаритодацитов. Соотношения между лавами и туфами в разрезе 1,1 — 1,6 при максимальной мощности вулканических комплексов до 800—1000 м.

Среди вулканических пород преобладают петрохимические аналоги плагиоандезитов, плагиоандезитобазальтов и плагиоандезитодацитов со слабо повышенной глиноземистостью. Характерны повышенные количества щелочей при высоких содержаниях окиси калия, а также пониженные содержания окислов кальция и магния. Количественные соотношения между породами в комплексе позволяют рассматривать его как плагиоандезитовую формацию.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

В центральном звене Монголо-Охотского пояса вулканические породы установлены в составе позднекембрийских — раннекембрийских, силурийских, нижне-среднедевонских, нижнекаменноугольных, пермских и верхнетриасовых толщ. Однако сложноскладчатые комплексы этого

звена пояса изучены намного хуже, чем западного и восточного. Существует даже мнение о локализации вулканических пород в геосинклинальном комплексе только в Удско-Шантарском и Монголо-Забайкальском прогибах (Геология Северо-Восточной Азии, т. III, 1973).

Позднедокембрийские-раннекембрийские вулканические формации. К верхнему докембрию относится сложнодислоцированная толща граувакковых песчаников, карбонатно-хлоритовых, кремнистых сланцев, известняков и спилитов. Она выделяется на западе зоны между Аникинским прогибом и долиной р. Дугды. Южная граница толщи определяется прорывающим ее Пиканским массивом габбро-диоритов, а северная — разломами, отграничивающими от более молодых комплексов.

Вулканические породы образуют среди осадочных линзовидные тела мощностью до 300—450 м и их ассоциации, выделяемые иногда как самостоятельные толщи. Они резко преобладают в основании разреза в составе нижней толщи (до 2000 м), сложенной спилитизированными базальтами (до 60%), а также алевролитами и кремнистыми сланцами. Вверх по разрезу объем базальтов уменьшается, и вышележащая песчанико-алевролитовая толща (до 600—700 м) представлена грубым переслаиванием песчаников и алевролитов, среди которых встречаются отдельные потоки базальтов, прослои кремнистых сланцев и гравийных песчаников.

Верхняя алевролитово-глинистая толща (800—1200 м) полностью лишена вулканитов и образована главным образом черными алевролитами и карбонатно-глинистыми сланцами, содержащими прослои и линзы известняков.

Вдоль границы с Пиканским массивом габброидов распространены известняки с прослоями карбонатных и алевролитовых сланцев общей мощностью до 200 м. Среди габброидов массива часто встречаются ксенолиты окремнелых известняков, меланократовых диабазов, амфиболизированных пироксенитов и базальтов. Базиты — зеленые сланцеватые породы, практически лишенные вкрапленников. Минеральнй парагенезис представлен в основном вторичными минералами — актинолитом, хлоритом, эпидотом, магнетитом. Первичные минералы — средний плагиоклаз, реликты пироксена.

По химическому составу вулканиты комплекса наиболее близки щелочным оливиновым базальтам с отношением $MgO/CaO = 0{,}75$, при низких содержаниях CaO и повышенных TiO_2. Однако среди них встречаются аналоги толеитовых базальтов, в особенности в составе нижней толщи.

Судя по имеющися данным, базальты нижней толщи и ксенолитов в пиканских габбро-диоритах выделяются как толеитовая базальтовая формация, а верхней толщи — как формация оливиновых щелочных базальтов.

В восточном звене верхнедокембрийские вулканические формации не выделяются. Не исключено, что известные в составе афанасьевской свиты зеленые сланцы (Эйриш, 1969) могут занимать один стратиграфический уровень с вулканогенно-осадочным комплексом хр. Тукурингра и кулиндинской и ононской свитами Агинской зоны.

Силурийские и раннесреднедевонские вулканические комплексы. На востоке центрального звена наиболее древние толщи рассматриваются как силурийские. Однако в них не обнаружены ископаемые органические остатки. Нижняя толща представлена серицит-кварцевыми и зелеными (эпидот-хлорит-актинолитовыми, альбит-актинолит-эпидотовыми) сланцами с пластами микрокварцитов и метаморфизованных песчаников видимой мощностью 1600 м. Она перекрыта толщей филлитов, серицит-кварцевых сланцев с пластами рассланцованных полимиктовых песчаников, эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев и микрокварцитов мощностью 1750 м.

Зеленые сланцы этих толщ образованы альбитом (до 40%), хлоритом (до 60%), кварцем (10—15%), кальцитом (до 3%), магнетитом (3—5%). Обнаруживаются реликты зерен моноклинного и ромбического пироксена, зонального плагиоклаза. Они имеют реликтовые спилитовые, аподиабазовые структуры и представляют собой рассланцованные зеленокаменные измененные эффузивные породы.

Толща зеленых (хлорит-эпидот-актинолитовых, кварц-эпидот-хлоритовых, альбит-актинолит-эпидотовых) сланцев и микрокварцитов с пластами серицит-кварцевых сланцев, редкими прослоями метаморфических песчаников и линзами известняков относится к нижнему-среднему девону на основании изучения ископаемых остатков фауны. Мощность толщи около 1700 м. Она согласно перекрывает силурийские толщи и перекрыта живетскими отложениями.

Зеленые сланцы в большинстве своем сохраняют признаки вулканических структур (микрофитовые, толеитовые), реликты порфировых вкрапленников и рассматриваются как вулканические породы. Общий объем зеленых сланцев в строении толщи от 8 до 70%.

Вулканические породы обычно имеют сланцеватую текстуру, афировую и порфировую структуру. Порфировые вкрапленники (5—20%) представлены зональным полисинтетически сдвойникованным плагиоклазом, погруженным в микрокристаллическую массу, сложенную хлоритом, эпидотом, плагиоклазом, кварцем, лейкоксеном.

Из-за отсутствия достаточных или бесспорных петрохимических характеристик вулканические породы силурийских и нижне-среднедевонских толщ относятся только на основании петрографических характеристик к базальтовым формациям, ближе не определенным.

Верхняя часть среднепалеозойского эвгеосинклинального разреза образована толщей филитов с пластами мелкозернистых полимиктовых песчаников, линзами конгломератов и гравелитов с фауной, характерной для живетского яруса девона. В разрезе этой толщи мощностью 1450 м вулканические породы не установлены.

Позднепалеозойские вулканические формации. Выделяются раннекаменноугольные (типаринский и алуканский), позднекаменноугольный—раннепермский (туксинский) и позднепермский (муяканский) вулканические комплексы.

Раннекаменноугольный (типаринский) вулканический комплекс распространен в краевой южной части центрального звена пояса, которая относится к миогеосинклинальной

зоне. Небольшие по площади тела раннекаменноугольных образований представлены рассланцованными алевролитами, полимиктовыми и туфогенными песчаниками, переслаивающимися с измененными эффузивами кислого и среднего состава и туфобрекчиями.

Вулканические породы только на отдельных участках составляют от 8 до 30% от общей мощности разреза 600 м. Они приурочены к средней и нижней частям разрезов толщи. Кислые вулканические породы (70%) преобладают над средними (30%). Дациты и липариты представляют собой светлые порфировые породы с вкрапленниками (5—10%) плагиоклаза и кварца и основной массой, сложенной альбитом, кварцем, хлоритом, актинолитом. Спилиты обычно имеют афировую структуру, участками миндалекаменную.

По петрохимическому составу вулканические породы соответствуют дацитам, липаритам, андезитам субщелочного ряда и относятся к андезит-дацитовой формации.

Позднекаменноугольный — раннепермский (туксинский) вулканический комплекс участвует в строении так называемой Туксинской синклинали. Вулканические породы установлены в разрезе всех трех свит, образующих синклиналь, однако их объем снизу вверх возрастает. В обнажающейся на крыльях синклинали джескогонской свите (800—950 м), сложенной глинистыми сланцами, тонкослоистыми алевролитами с пластами разнозернистых полимиктовых песчаников и линзами известняков, обнаруживаются только отдельные линзы вулканитов основного состава.

Нектерская свита (950—1150 м) представлена породами алевролитового ряда, в ней меньше микрокварцитов, мелкозернистых полимиктовых песчаников, известняков. Среди пород этой свиты отмечаются пласты и линзы зеленых сланцев (эпидот-хлорит-актинолитовых и альбит-эпидот-хлоритовых) мощностью 10—20 м.

Вулканические породы составляют основу верхней, бочагорской свиты, возраст которой по ископаемым остаткам фауны определяется как нижнепермский. Среди вулканитов невыдержанные по мощности пласты (0,1—70 м) и линзы образуют глинистые, алевролитовые, кремнисто-глинистые сланцы и известняки.

Химический состав пород не изучен. Поэтому каждый из вулканических комплексов, разделенных между собой значительными перерывами, рассматривается как базальтовая формация, ближе не определенная.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Детальными геологическими исследованиями Ю.Н. Щербины, Г.В. Роганова, Д.Ф. Фомина, Ю.А. Мамонтова и других геологов, выполненными в последние годы на Удско-Селемджинском междуречье и бассейнах правых притоков р. Уды, выделены толщи нижнего и среднего-верхнего кембрия, ордовика, силура, трех отделов девона, нижнего карбона и верхней перми. В разрезе каждого из выделенных стратиграфических подразделений установлены вулканические породы — диабазы, диабазо-

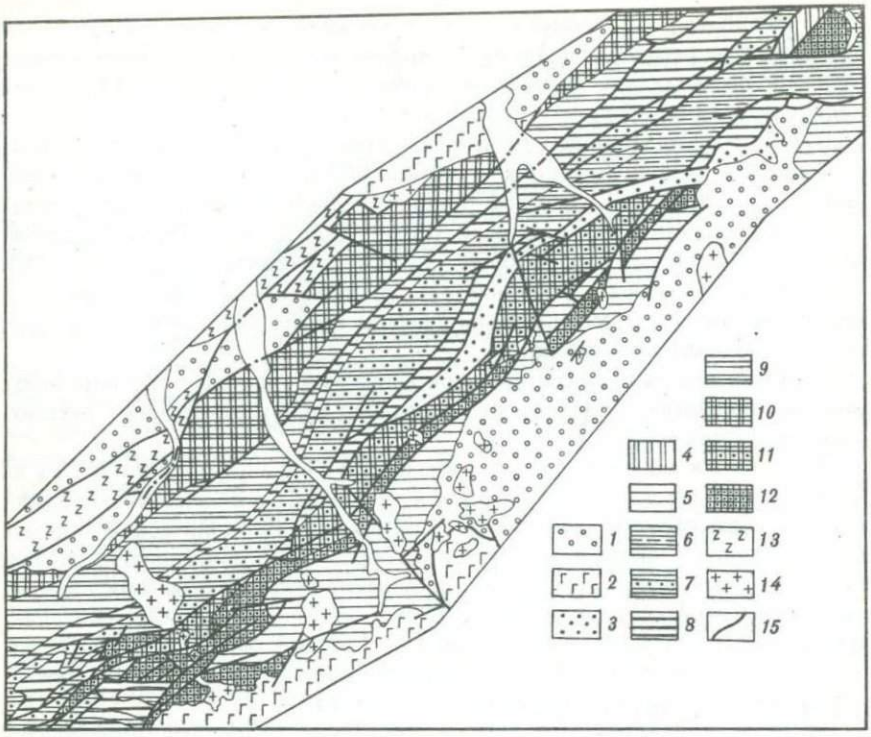


Рис. 9. **Схематическая геологическая карта восточной части Монголо-Охотского пояса**

1–2 — мезозойские образования Удского и Торомского прогибов: *1* — терригенные, *2* — вулканические; *3* — терригенные образования верхней перми; *4* — нерасчлененные нижне-среднепалеозойские отложения; *5* — среднедевонские–раннекаменноугольные терригенные отложения (тыльский комплекс); *6–9* — нижний девон и низы среднего девона (галамский комплекс): *6* — песчаниково-алевролитовые отложения, *7* — песчаниковые отложения, *8* — песчаниково-алевролитовые и вулканические образования, *9* — песчаниковые и вулканические образования; *10* — позднекембрийские и силурийские толщи; *11* — средне-позднекембрийские образования; *12* — раннекембрийские отложения; *13* — баладекский комплекс: габбро, лабрадориты, пироксениты, серпентиниты; *14* — меловые гранитоиды; *15* — разломы

вые порфириты, их туфы, лавобрекчии, а также спилиты, вариолиты и шлаковостекловатые породы. Петрографическое изучение разновозрастных вулканических пород свидетельствует об отсутствии существенных различий между ними. Однако изучение химического состава вулканических образований однозначно указывает на присутствие среди них аналогов различных типов базальтов (Мамонтов, Попеко, 1975).

Раннекембрийские — раннеордовикские вулканические комплексы. Протяженная полоса наиболее древних (раннекембрийских–раннеордовикских) отложений шириной 5–15 км прослежена от р. Гербикана до р. Нелькана. Эти отложения образуют центральный антиклинорий, разделяющий средне- и верхнепалеозойские отложения галамского и тыльского синклинориев (рис. 9). Выделяются

раннекембрийские, средне-верхнекембрийские и ордовикские толщи, существенную роль в строении которых играют базальты.

Раннекембрийские отложения обнажаются в южной части антиклинория и представлены яшмами, диабазами, их туфами, лавобрекчиями, кремнисто-глинистыми сланцами, песчаниками и алевролитами с пластами микрокварцитов, железных руд и фосфоритов. Мощность и характер переслаивания перечисленных пород по разрезам резко меняются; повсеместно наблюдается замещение одних пород другими.

Вулканические породы наиболее широко распространены в бассейнах рек Гербикана, Токи, Джялака, Галама, Ними, где составляют 20–60% разреза этих отложений. Мощность залежей достигает 100–200 м, протяженность 8–10 км (бассейн р. Наму). В отдельных случаях наблюдается частое и незакономерное их переслаивание (через 10–15 м) с кремнистыми породами, песчаниками и седиментационными брекчиями (р. Джялак). В ассоциации с ними часто находятся известняки. Повсеместно наблюдается смена по простиранию диабазов туфами, а последних — лавобрекчиями. Пласты обычно имеют сложное строение, обусловленное расщеплением по простиранию на отдельные линзы, разделенные другими породами.

Средне- и верхнекембрийские отложения приурочены к северо-западной части антиклинория. Они образуют мощные толщи (2500–3000 м), для которых, как и для нижнекембрийской, характерны пестрый набор литологических типов пород и резкая фациальная изменчивость по площади. Существенные отличия заключаются в более широком распространении в составе этих отложений терригенных пород, наличии карбонатных органогенных построек и мощных залежей фосфоритов. В низах преимущественно распространены терригенные породы, а в верхах преобладают кремнистые образования. Для средней части характерно сложное чередование линзующихся пластов яшм, песчаников, вулканогенных пород, известняков, микрокварцитов, фосфоритов, седиментационных брекчий.

Максимальные объемы эффузивных пород установлены для бассейна р. Эльги и верховье р. Ними. Мощность отдельных тел диабазов достигает здесь 100 м, протяженность 3–5 км. Как и в нижнекембрийских разрезах, они подстилаются и перекрываются чаще всего яшмами и песчаниками и ассоциируются с известняками.

Имеются химические анализы базальтов из кембрийских толщ, в основном бассейна р. Ир. Эти базальты характеризуются высокими содержаниями окислов магния ($MgO/CaO = 1{,}22$), титана и калия и наиболее близки к щелочным оливиновым базальтам магнезиальной специализации (табл. 12). К юго-западу, в бассейне р. Нижнего Курула, на одном геологическом уровне с ними находятся толеитовые базальты также магнезиальной специализации ($MgO/CaO = 1{,}17$), отличающиеся от базальтов бассейна р. Ир более низкими содержаниями окиси калия и повышенными Al_2O_3. Низкие содержания щелочей сохраняются и в наиболее кислых разновидностях пород комплекса — андезитобазальтах.

Среди вулканических пород, участвующих в строении нижних толщ среднего-верхнего кембрия, установлены только петрохимические анало-

Таблица 12

Химические составы пород вулканических формаций восточной части Монголо-

$\chi^2_{0,01,10} = 23,2$ $\chi^2_{0,01,1} = 6,63$

Комплексы	Породы	V_m^2	Число анализов	Статистические параметры	SiO_2
Раннекембрийский	Андезито-базальты толеитовые		15	$\bar{x}$	54,26
				s	1,44
		39,63		V_i^2	6,68
"	Щелочные оливиновые базальты			$\bar{x}$	51,61
			14	s	3,23
		40,28		V_i^2	10,55
Позднекембрийский-ордовикский, силурийский и раннедевонский	"			$\bar{x}$	47,3
			22	s	2,43
		28,59		V_i^2	0,76
Раннедевонский	"			$\bar{x}$	47,52
			10	s	4,08
		30,82		V_i^2	7,43
				$\bar{x}$	46,81
			3	s	1,33
Раннекембрийский	Толеитовые базальты			$\bar{x}$	48,79
			5	s	1,14
		24,88		V_i^2	4,49
Ордовикский	Щелочные калиевые базальты			$\bar{x}$	43,20
			7	s	7,13
				$\bar{x}$	47,70
Ранне-среднедевонский	Щелочные базальты		13	s	2,29
		26,14		V_i^2	5,77
				$\bar{x}$	45,10
			6	s	1,91
				$\bar{x}$	43,56
			3	s	2,31
		33,34		V_i^2	1,66
				$\bar{x}$	45,19
			4	s	0,83
				$\bar{x}$	46,85
			4	s	1,20

Охотского пояса

TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1,57	14,26	2,35	8,53	0,17	8,22	6,36	2,77	0,82
0,57	1,53	1,26	1,64	0,06	1,28	2,43	1,11	0,96
1,26	2,72	5,31	9,22	0	7,46	1,88	2,94	2
1,99	15,32	4,53	5,76	0,17	6,32	5,19	3,59	1,62
1,26	1,69	2,96	2,28	0,04	1,84	1,85	1,28	1,72
0,02	2,11	0,35	9,98	3,3	0,01	9,42	0	4
1,94	14,56	4,04	8,23	0,2	6,38	8,06	3,58	0,65
0,8	1,28	1,96	1,62	0,05	1,62	2,54	0,8	0,68
7,03	9,52	1,74	0,59	0,03	0,01	2,42	0,06	6
3,48	12,36	3,62	7,6	0,19	5,99	6,22	2,52	2,74
1,5	1,77	1,94	1,65	0,08	2,7	1,97	1,73	1,96
0,01	3,72	1,19	6,23	4,9	3,43	1,2	2,66	0,0
3,57	15,07	2,18	12,56	0,36	10,51	4,25	0,58	3,07
0,07	1,44	1,43	2,91	0,12	3,88	3,73	0,5	1,99
1,56	15,31	1,69	8,88	0,15	7,07	6,55	3,49	0
0,41	1,03	0,28	1,96	0,04	0,58	2,79	0,89	0
1,6	4,01	2,18	1,35	1,56	4,24	0,14	0,3	5
3,40	13,42	3,33	9,42	0,24	7,20	5,54	0,79	3,75
0,63	2,16	2,35	3,46	0,13	3,90	2,79	0,96	2,01
2,36	14,19	3,71	8,16	0,21	6,18	7,63	3,54	1,00
0,65	1,59	2,44	1,59	0,05	2,41	2,76	1,02	0,91
9,93	0,81	3,03	1,01	0,01	0,29	3,31	0,21	2,78
4,81	12,41	4,02	7,80	0,25	5,87	6,08	3,33	2,25
1,90	2,27	0,68	0,81	0,10	1,97	2,16	1,21	1,18
4,57	14,37	8,48	8,42	0,18	5,28	3,99	4,24	1,45
0,76	0,77	2,67	1,23	0,02	1,19	1,13	0,67	0,28
9,39	0,57	5,18	1,81	0,38	6,63	1,91	1,66	4,14
1,29	14,17	3,20	9,65	0,21	7,97	7,42	3,77	0,41
0,38	1,56	0,67	1,89	0,03	0,69	2,58	0,61	0,17
1,66	13,79	2,84	8,53	0,17	9,27	6,13	2,57	0,96
0,71	1,07	1,87	1,55	0,09	1,68	1,62	0,90	0,98

ги щелочных оливиновых базальтов магнезиальной специализации ($MgO/CaO = 1,64$). В отличие от сходных с ними базальтов нижнего кембрия в них содержится больше окислов алюминия и железа, и породы приближаются по этим характеристикам к известково-щелочным базальтам, но содержат меньше окиси кальция. Щелочные базальты верхней толщи среднего-верхнего кембрия сохраняют магнезиальную специализацию ($MgO/CaO = 1,08$) при небольших содержаниях окиси кальция, но по содержанию SiO_2 близки толеитовым базальтам.

Таким образом, в объеме кембрийского комплекса выделяются две формации — щелочных оливиновых базальтов и толеитовых базальтов.

Вопросы стратиграфии отложений, обнажающихся на северо-западном крыле антиклинория и литологически близких к кембрийским, не решены. В последние годы в них обнаружены органические остатки раннего кембрия, раннего кембрия — раннего ордовика и силура. Многие геологи, изучающие эти отложения, считают, что известняки с археоциатами переотложены и залегают в форме экзотических глыб. Вопросы, касающиеся объемов, фаунистического обоснования и взаимоотношения выделяемых здесь ордовикских и силурийских отложений, окончательно решенными считать нельзя, так как имеющиеся материалы во многом противоречивы, хотя стратиграфическая последовательность формирования выделенных подразделений сомнений не вызывает.

Ордовикские отложения представлены мощной толщей диабазов и их туфов, содержащих отдельные тела известняков, песчаников и кремнистых пород. Химические анализы диабазов из этой толщи указывают на принадлежность их к оливиновым толеитам, близким океаническим.

Силурийский вулканический комплекс. Силурийские отложения по набору пород и строению разреза имеют много общего с кембрийскими. Диабазы, их лавобрекчии и туфы залегают среди песчаников, алевролитов, яшм, кремнисто-глинистых сланцев. Железные руды и фосфатоносные седиментационные брекчии образуют редкие линзы. Полнее, чем в нижнекембрийских толщах, представлены терригенные породы, появляются конгломераты, конгломерато-брекчии и гравелиты, которые образуют выдержанные пачки, чередующиеся по разрезу с очень пестрыми по составу терригенно-вулканогенно-кремнистыми, кремнисто-терригенно-вулканогенными либо кремнисто-вулканогенными пачками.

Размеры, морфология залежей вулканитов, характер их чередования с другими породами аналогичны тому, что наблюдалось в кембрийском разрезе. Бóльшая часть эффузивных пород этих отложений ближе к магнезиальным толеитам ($MgO/CaO = 1,51$), но отличается от них низкими содержаниями SiO_2. Только в верхней кремнисто-вулканогенной пачке, согласно подстилающей нижнедевонской толщи, они соответствуют щелочным базальтам с примерно равными содержаниями окислов магния и кальция и низким — окислов кремния и калия.

Нижне-среднедевонский вулканический комплекс. Ядро галамского синклинория образовано отложениями, относимыми по результатам изучения ископаемых растительных остатков к нижнему девону и низам среднего девона. Они представлены существенно

терригенными, в низах ритмично-слоистыми отложениями мощностью 9000—10000 м. Выделяются отдельные толщи вулканогенно-кремнистого состава. К одной из таких толщ (иргаламской) приурочены промышленные тела железных руд. Помимо вулканогенных и кремнистых пород, составляющих в среднем 25—40% объема толщи, в ее строении участвуют песчаники, алевролиты, известняки, седиментационные брекчии, фосфориты.

Вулканогенные породы распространены крайне неравномерно, и какая-либо приуроченность к определенным частям разреза нижнего-среднего девона не обнаруживается.

В полосе, протягивающейся от р. Гербикан до р. Ир, где мощность толщи оценивается в 800—1000 м, они составляют не более 5—7% ее объема. Обычная мощность тел вулканических пород колеблется от 5 до 20 м и редко достигает 30 м при протяженности до 1—1,5 км. Подстилаются они чаще всего песчаниками, перекрываются яшмами, хотя известны и обратные соотношения вмещающих пород. По данным Г.И. Архипова, наряду с диабазами здесь широко распространены лавошлаковые и известково-шлаковые породы шальштейнового типа.

По химическим характеристикам вулканические породы нижнего-среднего девона образуют дифференцированный ряд, представленный щелочными базальтами с высокими содержаниями окиси титана и несколько пониженными окиси кальция, часто обогащенными окисью калия, и щелочными калиевыми базальтами с низкими содержаниями окиси кальция ($MgO/CaO = 0,96$), высокими — окислов калия (2—3%) и титана (до 6%) при низких содержаниях SiO_2.

В северо-восточной части зоны в бассейнах рек Ира, Ними и Нелькана объем вулканических пород в составе толщи увеличивается до 35—40%, а мощность до 3100 м. Разрез ее характеризуется частым и незакономерным переслаиванием кремнисто-глинистых сланцев, яшм, вулканических пород.

Наиболее крупные тела вулканитов имеют протяженность 8—10 км при мощности от 50 до 2000 м. Строение их сложное, обусловлено изменением структурно-текстурных особенностей, перемежаемостью лав и туфов, расщеплением по простиранию на отдельные линзы, разделением яшмами и кремнисто-глинистыми породами.

Для химического состава диабазов, вариолитов и спилитов, отобранных главным образом в разрезе по р. Иру, характерны еще более высокие содержания окиси калия при пониженных окиси натрия, отчетливо выраженная магнезиальная специализация ($MgO/CaO = 1,3$) при низких содержаниях SiO_2.

Среднедевонские—нижнекаменноугольные вулканические комплексы. Отложения среднего, среднего-верхнего и верхнего девона, а также нижнего карбона образуют Тугурский и Тыльский синклинории.

Среднедевонские отложения, согласно перекрывающие образования нижнего девона, представлены (снизу вверх): толщей песчаников с пачками и пластами яшм, диабазов, их туфов, конгломератов, брекчий, алевролитов и известняков (2400—2500 м); толщей переслаивания алев-

ролитов, песчаников и известняков с редкими прослоями яшм, диабазов и кремнисто-глинистых сланцев (около 1700 м); песчаниками с редкими пластами алевролитов, яшм и седиментационных брекчий, линзами известняков (около 1700 м); песчаниками, яшмами и диабазами с редкими пластами алевролитов и кремнисто-глинистых пород (1200 м). По результатам изучения ископаемых остатков достоверно установлен эйфельский возраст отложений и предполагаются живетские отложения.

Вулканические породы образуют небольшие по мощности и протяженности тела среди осадочных образований. При общей мощности среднедевонских отложений Тугурского синклинория до 7000 м общая мощность вулканитов оценивается в 200–300 м.

В верховьях рек Муникан и Тором в составе верхней части разреза комплекса (более 3600 м) наряду с песчаниками широко распространены также алевролиты, глыбовые брекчии (обвально-оползневые). В небольшом объеме отмечаются диабазы, яшмы, известняки.

Средне-верхнедевонские отложения установлены С.И. Гороховым и В.Б. Карауловым в верховьях р. Муникан (мендгольмская свита). Они представлены средне- и крупнозернистыми песчаниками (2000 м) с прослоями и пачками алевролитов, единичными пластами диабазов, яшм и линзами конгломератов. В Верхне-Селемджинском районе в толще серых массивных песчаников и алевролитов (около 1200 м), обнажающейся по р. Селемдже, параллелизуемые с этой свитой вулканиты не установлены.

Верхнедевонские отложения согласно перекрывают мендгольмскую свиту. Вулканические породы участвуют в строении разреза общей мощностью более 2600 м на всем его протяжении, однако не образуют значительных по объемам тел.

В нижней части разреза (700–1000 м) диабазы и туфы залегают среди алевролитов, песчаников и кремнистых пород. В средней части (2300–2600 м) среди песчаников с прослоями алевролитов и кремнистых пород встречаются редкие маломощные пласты туфов и линзы диабазов. В верхней части разреза (800–1000 м), представленной алевролитами, диабазовыми туфами, песчаниками с линзами кремнистых пород и диабазами, объем вулканитов также невелик.

Нижнекаменноугольные отложения согласно перекрывают верхнедевонские образования и расчленяются на толщи и свиты. Комплекс нижнекаменноугольных образований расчленяется на три толщи. Вулканические породы участвуют только в средней части их разреза. Нижняя толща (1100–1300 м) сложена песчаниками со слоями и прослоями алевролитов, дресвяников, гравелитов, яшм, известняков, с горизонтами тонкого переслаивания песчаников и алевролитов. Средняя толща (до 3500 м) образована преимущественно песчаниками и алевролитами с прослоями и пластами яшм, кремнисто-глинистых сланцев, диабазов, их туфов, дресвяников, гравелитов, брекчий, редко – известняков и железных руд. Кремнистые породы преобладают в средней части разреза толщи. Верхняя толща (до 2000 м) сложена песчаниками и алевролитами, содержащими редкие прослои грубообломочных пород. По особенностям строения она напоминает вторую толщу и в средней части разре-

за представлена частым (3—15 см) переслаиванием песчаников и алевролитов.

В северо-восточных районах вулканические породы играют более существенную роль. Они участвуют в строении ланской и малошантарской свит, выделенных С.И. Гороховым и В.Б. Карауловым в верховьях р. Муникан.

Ланская свита (1400—1200 м) сложена основными лавами и туфами, а также кремнистыми породами, туфогенными песчаниками и алевролитами. Малошантарская свита (2200 м) образована туфогенными песчаниками и алевролитами, базальтовыми туфами, туфобрекчиями, туфогенными песчаниками и диабазами.

Химических анализов вулканических пород среднего девона—нижнего карбона не имеется, и вулканические тела этих свит относятся к базальтовой формации, ближе не определенной.

В составе пермских толщ вулканические породы отсутствуют.

Глава 6

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ БУРЕИНСКОГО МАССИВА

Буреинский срединный массив занимает в пределах советской части юга Дальнего Востока обширную площадь Верхнего Приамурья, междуречья Зеи, Селемджи и Буреи к югу от подножий хребтов Тукуринга, Джагды. Границы массива определяются на севере с Монголо-Охотским поясом Южно-Тукурингским разломом, на востоке с Сихотэ-Алинским поясом — Тахстахским и Куканским разломами. Южное ограничение массива намечается складчатой системой, протягивающейся в субширотном направлении и сопряженной с герцинскими структурами Сихотэ-Алиня (Борзаковский, Суетенко, 1970; Косыгин и др., 1974). Западнее, на территории Забайкалья размещается так называемый Аргунский массив (Объяснительная записка..., 1973), который по характеру разрезов верхнего докембрия и палеозоя сходен с различными районами Буреинского массива.

Специфическая особенность Буреинского массива — чрезвычайно широкое развитие метаморфических и разновозрастных магматических образований, а среди последних — гранитоидов. Осадочные и вулканические доюрские толщи проплавлены гранитоидами и образуют среди них провесы кровли и тектонические блоки.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БУРЕИНСКОГО МАССИВА

Вполне отчетливо выражено неоднородное, зональное строение массива. Выделяются Малохинганская, Туранская, Мамынская (Октябрьская) и Гонжинская зоны.

Для Малохинганской зоны, охватывающей хр. Малый Хинган, характерны терригенно-карбонатные комплексы верхнего докембрия и девона, кислые вулканиты карбона и нижнего-среднего триаса, раннепротерозойские, раннепалеозойские и ранне-среднемезозойские интрузивные комплексы. В пределах Туранской зоны установлены терригенные и вулканические комплексы верхнего докембрия, силура, триасовые и юрские интрузивные комплексы. В Мамынской зоне среди терригенно-сланцевых, терригенных, терригенно-карбонатных ассоциаций верхнего докембрия установлены базальты, андезиты и андезитобазальты, а среди силурийских — кислые и средние вулканиты. Наиболее полно представлены интрузивные раннепалеозойские и среднепалеозойские гранитоиды. Для Гонжинской зоны типичны метаморфизованные комплексы архея и протерозоя, проплавленные докембрийскими и палеозойскими гранитоидами. На северо-западе вдоль границы с Монголо-Охотским поясом выделяется зона наложенных силурийско-девонских и каменноугольных

прогибов, сложенных терригенно-карбонатными и терригенными с вулканитами породами, прорванными позднепалеозойскими интрузивными массивами.

Во внешних и внутренних частях массива наложенные впадины сложены юрскими, меловыми и кайнозойскими, преимущественно терригенными образованиями. Меловые вулканические и интрузивные комплексы образуют вулканические зоны северо-западного и северо-восточного простирания.

Наиболее древние образования Буреинского массива — метаморфические комплексы нижнего-среднего докембрия (амурская серия), представленные главным образом биотитовыми, гранат-биотитовыми и, реже, амфибол-биотитовыми, гранат-пироксеновыми гнейсами, сланцами и амфиболитами. Эти образования обычно сопоставляются со становым комплексом Селенгино-Яблоневой системы. Не исключено, что они включают и более молодые по сравнению с ним подразделения докембрия.

Мощный разрез верхнего докембрия (до 6 км) установлен на Малом Хингане. Это амагматичные, карбонатные и терригенные, преимущественно доломитовые толщи. Карбонатные, карбонатно-сланцевые отложения нижнего кембрия несогласно перекрывают их. На остальной, большей по площади, части массива образования верхнего докембрия не отделяются от кембрийских. Они выделяются в Мельгинском, Кера-Ульмийском и Чагоянском блоках и представлены песчаниками, гравелитами, реже — кремнистыми и глинистыми сланцами и карбонатными породами с вулканитами кислого, среднего и местами основного составов. Мощность докембрийско-кембрийских образований обычно не превышает 2—3 км. Основание разреза здесь неизвестно. Характерны линейные складки, осложненные мелкими складками более высоких порядков.

Более молодые фаунистически охарактеризованные комплексы в центральных районах массива представлены преимущественно морскими терригенными и, реже, карбонатными толщами силура, девона, карбона и перми. Отмечается наличие многочисленных несогласий и конгломератов в основании многих комплексов. Несогласия устанавливаются в основании нижнего и верхнего девона, карбона и перми. В основании базальных конгломератов этих подразделений галька представлена гранитоидами подстилающих массивов.

Устанавливаются прибортовые, прибрежные фации и фации внутренних зон прогибов, что указывает на формирование палеозойских отложений в прогибах, разделенных поднятиями. В краевых частях прогибов верхние свиты комплексов налегают на породы основания прогибов, представлены преимущественно гранитоидами. Конфигурацию прогибов восстановить в настоящее время затруднительно в связи с большой эродированностью и плохой обнаженностью массива.

Сухотинский прогиб (синклинорий по М.С. Нагибиной, 1963, 1969) расположен в среднем течении р. Амура, выше г. Благовещенска, между с. Сухотино и устьем р. Гурана. Он образован фаунистически охарактеризованными силурийскими карбонатными, нижне-средне- и средне-верхнедевонскими песчанико-алевролитовыми с известняками и алевролитовыми толщами. Силурийские карбонатные породы обнажаются в тектониче-

ских клиньях вдоль границ средне-верхнедевонских комплексов и вулканического комплекса, который ранее рассматривался как нижняя часть среднедевонского комплекса (Нагибина, 1963; Трачук, Шишкина, 1969). Нижне-среднедевонский комплекс мощностью до 1700—1900 м обнажается в нижних течениях рек Гурана, Большой и Малой Каменушки и граничит с вулканическим комплексом по разломам. Средне-верхнедевонский комплекс мощностью около 1000 м обнажается вдоль долины р. Амура и в тектонических блоках среди нижне-среднедевонских комплексов.

На правобережье р. Гурана, среднедевонские отложения перекрыты песчанико-алевролитовой толщей с флорой карбона—перми. В составе толщи западнее г. Свободного известны основные вулканиты, сходные с вулканитами Сухотинского участка.

Силурийские и девонские отложения смяты в сжатые складки северо-западного простирания. Складки опрокинуты на северо-восток, осложнены мелкими складками и сопровождаются кливажем. Пермские осадочные и вулканические толщи образуют моноклинали, осложненные складками вдоль зон разрывов.

Нимано-Мельгинский прогиб приурочен к зоне Мельгинского разлома. Он образован грубообломочными с вулканитами кислого состава отложениями нижнего и среднего девона общей мощностью до 1000 м. Они смяты в простые широкие симметричные складки субширотного и северо-восточного простирания.

В направлении к окраине массива и вдоль границы с Монголо-Охотским поясом мощности девонских, каменноугольных и пермских отложений, представленных карбонатными, карбонатно-терригенными и терригенными толщами, возрастают в 2—4 раза по сравнению с мощностями синхронных им образований внутренних районов массива.

Несогласия внутри девона и в основании карбона здесь отсутствуют. Эти образования выполняют прогибы, развившиеся на погруженной окраине Буреинского массива, — Ольдойский и Депско-Мамынский. На восточной окраине Буреинского массива вдоль границ с Сихотэ-Алинским поясом прогибы образованы каменноугольными, пермскими и ранне-среднетриасовыми отложениями. Они представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, туфами и лавами кислого и среднего состава, редко содержащими линзы известняков общей мощностью до 2000—3000 м.

Верхнетриасовые терригенные отложения образуют небольшие прогибы только в окраинных частях Буреинского массива. Обычно они рассматриваются совместно с юрскими в составе одного яруса или единых тектоно-генетических структур (Объяснительная записка..., 1973). Однако повсеместно в основании нижнеюрских отложений известны угловые несогласия и перерывы, а триасовые и юрские прогибы различаются по простиранию, морфологии и положению, дислокациям образующих их толщ.

На востоке Буреинского массива юрскими отложениями сложен Буреинский (Тырмо-Буреинский) прогиб меридионального простирания. Нижняя, преобладающая часть прогиба образована граувакково-глинис-

тыми нижне-верхнеюрскими отложениями, верхняя — конгломерато-граувакковыми верхнеюрскими–нижнемеловыми. При этом, как и в случае более древних прогибов, устанавливаются прибортовые фации, миграция прогибов в сторону массива и, таким образом, верхнеюрская–нижнемеловая формации налегают непосредственно на палеозойские гранитоиды.

В северной части массива, вблизи Южно-Тукурингрского разлома, юрскими отложениями сложен Ольдойский прогиб северо-восточного простирания. Мощность отложений в прогибе достигает 5,5–7,0 км. Морские песчанико-алевролитовые нижне-средне- и верхнеюрские отложения по простиранию сменяются грубообломочными прибрежно-континентальными и континентальными, краевые части прогибов сложены конгломератами, фангломератами и брекчиями.

На западе массива выделяется крупный угловатый Амуро-Зейский прогиб, отделенный от Ольдойского узким блоком метаморфических сланцев и гнейсов нижнего протерозоя. Прогиб сложен главным образом пресноводно-континентальными песчанико-сланцевыми, конгломератовыми, угленосными и вулканогенными отложениями верхней юры и нижнего мела. Юрские морские отложения слагают нижнюю часть разреза и обнажаются вдоль северо-западного края прогиба. Верхнеюрские морские отложения вверх по разрезу постепенно переходят в пресноводно-континентальные вулканогенно-осадочные и угленосные отложения верхов юры и нижнего мела.

Нижне- и верхнемеловые вулканические комплексы образуют вулканические зоны, рассмотренные ниже, иногда сопровождаются впадинами, выполненными конгломератами, песчаниками, аргиллитами.

В центральной части Буреинского массива расположена Амуро-Зейская, или Зейско-Буреинская впадина, сложенная верхнемеловыми и палеогеновыми песчаниками, аргиллитами, алевролитами с пластами каменных углей, а также песками, глинами.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ БУРЕИНСКОГО МАССИВА

Вулканические формации. На Буреинском массиве вулканические породы участвуют в строении почти всех геологических серий и свит. Несмотря на прерывистость размещения осадочных и вулканических пород, удается восстановить общую картину распространенности даже древнейших вулканических комплексов и вариации их составов по данным наблюдений.

Вулканические породы верхнего докембрия — нижнего кембрия сосредоточены главным образом в пределах Туранской и Мамынской зон, где они размещаются среди терригенных и карбонатных отложений, в различной степени метаморфизованных. В разрезах верхнедокембрийских-нижнекембрийских толщ Малохинганской зоны, представленных карбонатными и алевролитовыми породами, вулканические породы отсутствуют.

В Туранской зоне среди вулканических пород преобладают липариты и дациты, а андезитобазальты и базальты встречаются редко. Кислые вулканиты распространены также севернее, но в среднем течении р. Селемджи и в верховьях р. Мамына они находятся в разрезах со сланцами.

Таблица 13

Химический состав пород вулканических формаций Буреинского массива

Вулканические комплексы	Породы	Число анализов	Содержание породы в ассоциации, %	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	ΣFeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Формации
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Позднедокембрийский—раннекембрийский	Плагиобазальты	5	90	49,98	1,20	17,92	8,68	3,90	12,33	3,61	0,53	Плагиобазальт-плагиоандезитобазальтовая известковая
	"	8	60	50,15	1,34	15,3	8,84	5,83	6,77	3,12	0,90	Плагиоандезитобазальтовая
	Плагиоандезиты	3	30	56,49	1,02	15,97	8,21	3,74	5,18	4,22	1,81	известковая
	Плагиолипариты	2	До 10	76,83	0,18	10,86	2,03	0,78	0,75	3,19	1,15	
	Трахиандезито-дациты	3	30	64,46	0,22	16,88	3,21	1,03	2,54	7,99	1,09	Андезит-липаритовая
	Липариты	3	70	72,04	0,24	15,32	1,29	0,68	1,41	6,90	0,22	субщелочная
	"	4	80	73,27	0,41	14,20	2,05	0,65	1,0	3,19	3,5	Андезит-липаритовая
	Андезиты	2	15	61,00	1,09	13,77	1,34	2,31	1,53	2,67	3,12	субщелочная
	Трахиандезито-базальты	1	5	54,29	1,65	16,92	6,99	3.55	4,11	5,00	2,0	
Силурийский	Липариты	4	70	73,23	0,22	12,75	1,77	0,43	1,12	3,73	3,95	Андезит-липаритовая субщелочная
Раннекаменноугольный	Андезиты	8	90—10	—	0,45	15,86	2,79	2,04	1,43	2,23	3,75	Андезитовая субщелочная
	Липариты	2	40	76,64	0,30	12,67	3,56	1,24	1,37	6,30	0,90	Андезит-липаритовая
	Андезиты	4	50	56,10	1,20	13,85	9,10	4,79	2,37	6,20	0,70	субщелочная
	Оливиновые щелочные базальты	2	10	49,80	0,80	13,57	8,90	8,58	9,07	4,69	0,60	
Среднекаменноугольный (?)	Плагиоандезитобазальты	26	100	52,86	1,12	16,75	8,75	6,87	7,73	4,65	0,85	Плагиоандезитобазальтовая известковая
Ранне-среднетриасовый	Липариты	2	100	74,33	0,22	13,62	1,82	0,18	0,35	3,79	4,2	Липаритовая субщелочная

В Октябрьской зоне к западу и юго-западу от долины р. Гари, в долине р. Зеи и на междуречье Гари и Норы среди мраморизованных известняков, серицит-карбонатных, серицит-кварцевых и карбонатных пород мощностью до 2300 м залегают главным образом вулканические породы основного и среднего состава. Поэтому ниже рассматриваются как самостоятельные комплексы кислых и средних вулканитов Туранской зоны и комплексы основных, средних и кислых вулканических пород Октябрьской зоны. Вулканические породы комплексов различаются по особенностям химического состава и не представляют собой однородные совокупности (табл. 13).

Комплекс кислых и средних вулканических пород распространен на междуречье Буреи и Селемджи. Вулканические породы кислого состава образуют обособленные тела среди терригенных пород, а среднего — отдельные потоки среди слюдистых алевролитовых сланцев и кислых туфов преимущественно на севере ареала распространения комплекса. Липариты составляют 60% объема вулканитов комплекса, дациты 30%, андезиты до 10%. Встречаются отдельные тела андезитобазальтов.

Вулканические породы рассланцованы и изменены. В кислых вулканитах сохраняются реликты порфировых вкрапленников калинатрового полевого шпата, кислого плагиоклаза, кварца, а в средних и основ-

ных — плагиоклаза и амфибола. Поэтому следует полагать, что химический состав этих пород отражает особенности их первичного состава, главная из которых — высокое содержание щелочей при преобладании окиси калия над окисью натрия (для кислых разновидностей) с тенденцией к накоплению их от основных-средних к кислым дифференциатам. Комплекс отнесен к дацит-липаритовой формации субщелочного типа.

Комплексы основных и средних вулканических пород распространены в Мамынской зоне и наиболее хорошо изучены по рекам Мамыну, Селемдже, Зее. Намечается также комплекс кислых вулканических пород, следующий по вертикали за комплексом основных и средних.

Комплекс основных и средних вулканических пород образован диабазами, пироксеновыми, пироксен-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми порфиритами, среди которых встречаются липариты, туфы. В разрезах по р. Селемдже пироксен-плагиоклазовые порфириты чередуются с липаритами и плагиоклазовыми порфирами, а в районе слияния рек Селемджи и Мамына кислые вулканиты образуют преимущественно нижнюю часть разреза. Вертикальный диапазон их распространения здесь достигает 1800 м из общей мощности разреза до 2300 м. Верхняя часть разреза сложена пироксен-плагиоклазовыми порфиритами. Вулканические породы ассоциированы с песчаниками, кремнисто-серицитовыми сланцами и вулканическими породами.

В разрезах ниже устья р. Гари преобладают глинисто-кремнистые, кремнисто-серицитовые, глинисто-углисто-кремнистые сланцы. Вулканические породы образуют в средней части пластообразное тело мощностью до 100 м. Они представлены пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами. Среди сланцев содержатся породы с примесью пеплового материала.

На правом берегу р. Мамына в 2,5 км ниже устья р. Лебердихи в крупнозернистых гранитах заключены два провеса кровли, образованные верхнедокембрийскими—нижнекембрийскими породами. Пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты образуют пачку чередования общей мощностью 15 м. В гранитах встречаются рассланцованные эффузивы на удалении от контакта до 45 м.

Наибольшую мощность комплекс вулканитов имеет западнее долины р. Мамына. Диабазами сложена нижняя часть толщи мощностью до 400 м. Выше с перерывами прослеживается толща пироксен-плагиоклазовых порфиритов, местами окварцованных, брекчированных, рассланцованных, мощностью около 1400 м. Среди пироксен-плагиоклазовых порфиритов расположено несколько тел плагиоклазовых порфиритов мощностью 30—70 м.

Далее на запад к долине р. Зеи объем вулканических пород вновь уменьшается. По правому борту долины р. Тэмучукана от дороги на пос. Октябрьский до устья среди мраморизованных известняков содержится несколько прослоев метаморфизованных вулканических пород основного и кислого состава.

На р. Зее в районе пос. Чагояна наибольшие по мощности тела основных эффузивов залегают среди известняков, содержащих прослои кремнистых, известковистых сланцев, песчаников. На правом берегу р. Зеи

напротив о. Голкин разрез образован переслаивающимися ороговикованными песчаниками, кремнистыми, хлоритово-кремнистыми сланцами, плагиоклазовыми порфиритами, диабазами. У с. Сохатино микролитовые диабазы, рассланцованные пироксеновые порфириты наблюдаются среди хлорит-кремнистых, кремнистых и серицит-хлоритово-кремнистых сланцев.

Диабазы представляют собой темные с зеленоватым оттенком массивные и сланцеватые мелкозернистые породы. Структура офитовая, бластоофитовая, диабазовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом (0,2×2 мм), в значительной степени замещенным хлоритом, кварцем, серицитом, кальцитом, эпидотом, а также реликтами зерен диопсида. Основная масса замещена хлоритом, эпидотом, сфеном, титаномагнетитом, лейкоксеном.

Пироксен-плагиоклазовые, пироксеновые порфириты обычно сланцеватые и более светло окрашенные. В основной пилотакситовой и криптокристаллической основной массе содержатся порфировые выделения желтого, желто-бурого и серого пироксена, в значительной степени корродированного, и плагиоклаза. Размеры вкрапленников до 2 мм. В основной массе равномерно рассеяны лейкоксен, магнетит.

Плагиоклазовые порфириты окрашены в серые, желто-серые тона. Это рассланцованные порфировые с криптокристаллической основной массой породы. Фенокристы образованы кислым и средним плагиоклазом.

Липариты (кварцевые и бескварцевые порфиры) имеют массивную текстуру и практически не содержат вкрапленников. Структура основной массы микропойкилитовая, аллотриоморфнозернистая, фельзитовая. Иногда выделяются более крупные микролиты кислого плагиоклаза, ортоклаза, кварца. Вторичные минералы представлены хлоритом, кальцитом, сфеном, магнетитом, серицитом, мусковитом.

Среди вулканических пород комплекса выделяются базальты, андезитобазальты и андезиты с высокими содержаниями окислов алюминия и низкими содержаниями железа и щелочей при резком преобладании окиси натрия над окисью калия. Они тяготеют к южной части Октябрьской зоны. В ассоциации с ними встречаются дациты и липариты. Особенности состава пород, качественные соотношения между их разновидностями позволяют отнести комплекс вулканитов южной части зоны к плагиоандезитобазальтовой формации известкового типа. Комплекс вулканических пород северной части зоны, представленный главным образом базальтами с различными содержаниями кремнезема (45–53%), относится к плагиобазальтовой формации известкового типа. Главная особенность химического состава образующих его пород – повышенные содержания окислов магния и алюминия при относительно низких содержаниях щелочных окислов.

В районе с. Гари в строении верхней части комплекса преобладают липариты и альбитизированные дациты над андезитами. Возрастает объем туфов. Вулканические породы чередуются с кварц-хлоритовыми сланцами и песчаниками. Мощность этой части комплекса достигает 700–900 м, а суммарная мощность вулканитов не превышает 200–300 м. Массивные

и сланцевые кислые вулканические породы содержат вкрапленники кислого плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, нередко замещающегося шахматным альбитом. Содержания глинозема и щелочей в них также повышаются. Эта часть комплекса выделяется в андезит-липаритовую формацию известкового типа.

Силурийский вулканический комплекс распространен только в северной части Буреинского массива. Наиболее крупные тела вулканических пород этого комплекса установлены среди существенно песчаниковых толщ долины р. Норы. Юго-западнее, в верхнем Приамурье, в разрезах силура известны небольшие пласты туфов. В разрезах силурийских отложений внутренних районов Буреинского массива вулканические породы отсутствуют.

В разрезе силура долины р. Норы вулканические породы представлены липаритами (до 60%) и андезитами, а выше — базальтами. Отдельные тела сложены миндалекаменными трахиандезитами и трахибазальтами. Среди толщ песчаников и туфопесчаников, переслаивающихся с алевролитами и глинистыми сланцами, вулканические породы образуют пачки мощностью до 150 м и отдельные пластообразные тела. По химическому составу они сходны с породами андезит-липаритовой формации субщелочного типа.

Нижне-среднедевонский вулканический комплекс распространен только в восточной части массива и участвует в строении Нимано-Мельгинского прогиба.

В тектонических блоках и провесах кровли разновозрастных массивов гранитоидов вулканические породы чередуются с песчаниками, гравелитами, конгломератами, реже — с известняками и алевролитовыми сланцами. При максимальной мощности девонских образований 1000 м вулканические породы составляют в отдельных случаях около четвертой части разреза. Отдельные тела вулканических пород имеют мощность до 250 м.

Среди вулканических пород липариты и туфы липаритов преобладают над ортофирами и дацитами. Последние известны только на востоке Малохинганской зоны, первые — на западе и северо-западе. В дислоцированных породах сохранились деформированные вкрапленники калинатровых полевых шпатов, кварца, кислого плагиоклаза. Основная масса образована только вторичными минералами — биотитом, кислым плагиоклазом, кварцем, актинолитом.

Химические анализы вулканических пород нижнего-среднего девона отсутствуют. Однако петрографические особенности пород характерны для салитовых формаций субщелочного типа, а количественные соотношения между породами — для дацит-липаритовых.

Каменноугольные вулканические комплексы установлены вдоль северных окраин Буреинского массива. К каменноугольным образованиям отнесены на основании геологических взаимоотношений небольшие поля вулканитов вдоль зоны Куканских разломов, а также внутренних частей массива. Вероятна принадлежность к каменноугольным образованиям вулканитов района Сухотинского кривуна.

В долине р. Зеи среди вулканитов преобладают андезиты (до 70%)

над базальтами. Они образуют небольшие по мощности (первые метры) потоки среди алевролитовых сланцев и алевролитов. Зелено-серые рассланцованные эффузивы не содержат вкрапленников. Основная масса образована альбитом, калинатровым полевым шпатом, хлоритом, эпидотом, актинолитом, кварцем. По химическому составу вулканические породы соответствуют андезитам, андезитобазальтам субщелочного типа и характеризуются повышенными содержаниями окиси калия и отношениями между магнием и кальцием. Они выделяются в андезитобазальтовую формацию субщелочного петрохимического типа.

На востоке массива вдоль зоны Куканских разломов вулканические породы представлены дацитами, плагиодацитами, липаритами и туфами и принадлежат плагиолипарит-плагиодацитовой формации известкового типа. Во внутренних районах Буреинского массива известны только кислые вулканиты—липариты, туфы, туфолавы. Однако возраст этих пород не установлен, и нередко сходные по составу вулканиты в этих же районах рассматриваются как пермские или ранне-среднетриасовые.

На междуречье Зеи и Амура, к юго-западу от г. Свободного, вулканические породы представлены андезитобазальтами, базальтами и, редко, туфами. Они образуют самостоятельные тела площадью до 100 км^2, лишенные осадочных пород, иногда среди песчаников и конгломератов содержатся отдельные потоки лав и пласты туфов. Среди вкрапленников преобладают средний и основной плагиоклаз, в реликтах среди амфибола и биотита обнаруживаются ромбический пироксен и авгит. В основной массе наряду со вторичными минералами (амфиболом, кислым плагиоклазом, эпидотом, хлоритом) сохраняются средний плагиоклаз и моноклинный пироксен. Главные особенности химического состава вулканитов определяются высокими содержаниями окиси алюминия и железа, высокими отношениями MgO/CaO. Содержание щелочей в породах несколько повышенное.

По особенностям строения и составу пород комплекс относится к плагиоандезитобазальтовой формации известкового типа.

Ранне-среднетриасовый вулканический комплекс выделяется в юго-восточной части массива в составе толщи морских отложений. Он представлен туфами и лавами липаритов. Небольшие по площади участки в восточной части массива сложены исключительно массивными и флюидальными лавами, туфами и игнимбритами липаритов общей мощностью 300—500 м.

Вкрапленники представлены калинатровым полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом, иногда зональным. Как и более древние вулканические породы кислого состава, они характеризуются повышенным содержанием окиси калия при высоком суммарном содержании щелочей. Нижне-среднедевонские вулканические породы относятся к липаритовой формации субщелочного типа.

В составе нижне-средне- и верхнеюрских толщ, образующих наложенные впадины в краевых частях Буреинского массива, практически нет самостоятельных крупных тел вулканических пород. Однако по всему разрезу юры отмечается постоянное присутствие пирокластического материала кислого состава. Небольшие тела туфов и лав кислого сос-

тава в разрезе юрских морских и континентальных отложений установлены только в восточной части массива в бассейне р. Солони и в районе пос. Умальтинского. Петрохимические и петрографические исследования этих пород не проводились.

Интрузивные формации. Интрузивный магматизм на Буреинском массиве проявился в нижнем докембрии, нижнем, нижнем-среднем и верхнем палеозое, в триасе и юре. Меловые интрузивные комплексы участвуют в строении системы наложенных вулканических зон Буреинского массива и здесь не рассматриваются.

Подчиненное распространение слоистых отложений создает определенные трудности при расчленении магматических образований и корреляции магматических комплексов, что отражается в многообразии взглядов на магматизм Буреинского массива и существовании различающихся между собой схем магматизма. Основой для построения этих схем послужили результаты работ геологов ДВТГУ, институтов АН СССР и Министерства геологии. Сводные работы по магматизму Буреинского массива принадлежат Г.В. Ициксону, Б.И. Лови, М.В. Чеботареву (1961), М.С. Нагибиной (1963), В.К. Путинцеву, С.М. Брагинскому, В.А. Селиванову, В.Ф. Сигову, Л.В. Эйришу (Схема расчленения..., 1971) и др.

К наиболее ранним на Буреинском массиве интрузивным образованиям относятся различные по структуре и составу габброиды и гранитоиды, чрезвычайно редко встречающиеся ультраосновные породы. Они пространственно сопряжены с толщами нижнепротерозойских гнейсов и кристаллических сланцев и прорваны телами более молодых интрузивных пород.

Серпентиниты, перидотиты и дуниты, распространенные на Малом Хингане по рекам Дробовичной и Солокачи, выделяются, по В.К. Путинцеву с соавторами (Схема расчленения..., 1971), в солокачинский комплекс, а по схеме ДВТГУ — в амурский. Они образуют пластинообразные залежи, линзы и, редко, небольшие массивы с сорванными поверхностями контактов в кристаллических сланцах урильской свиты. Краевые части интрузивных тел образованы катаклазитами, сланцами либо превращены в серпентин-каолинитовые милониты. Пластообразные тела сложены серпентинитами, а в массивах наряду с ними встречаются перидотиты, дуниты. В перидотитах, сильно рассланцованных, наряду с пироксеном и оливином присутствуют хромит и магнетит. В дунитах пироксен крайне редок. В петрохимическом отношении ультраосновные породы соответствуют образованиям дунит-гарцбургитовой формации. Отмечаются пониженные содержания титана и алюминия, высокие отношения магния к железу.

Метагаббро, габбро-амфиболиты, лейкократовые габбро, габбро-диориты распространены несколько шире, чем ультраосновные породы. Они известны на левом берегу р. Урми, в бассейнах рек Делунга, Ульку, Туловчихи и Дичуна. Этими породами сложены небольшие по площади тела (0,5—2 км^2) линзовидной формы среди гнейсов и кристаллических сланцев и часто — ксенолиты в более поздних гранитоидах. Центральные части тел образованы массивными среднезернистыми габбро и габбро-амфиболитами с плохо выраженной ориентированной текстурой, среди

которых иногда обнаруживаются измененные пироксениты. В краевых частях тел обычно встречаются гнейсовидные габбро, габбро-диориты, кварцевые габбро, нередко содержащие вторичные микроклин и альбит, с прожилками гранитоидного состава.

Плагиоклаз составляет 50% объема породы. Темноцветные минералы представлены в основном уралитовой роговой обманкой, иногда с реликтами пироксена, и хлоритом. Химический состав пород этой ассоциации не изучен. Не установлены взаимоотношения их с ультраосновными породами.

Гнейсовидные биотитовые граниты, плагиограниты и гранодиориты образуют пластообразные тела длиной до 8 км, толщиной 0,3–0,8 км и линзы 0,1×0,3 км при максимальной толщине до 50 м. Они известны в бассейнах рек Туловчиха, Солони, в среднем течении р. Гуджала и на междуречье Кукана и Урми. Гранитоиды включают многочисленные ксенолиты метаморфических пород, сменяющих их через зоны инъекционных гнейсов, в различной степени мигматизированных.

Гнейсовидные биотитовые граниты составляют 75–80% объема комплекса. Они характеризуются широким развитием среди породообразующих минералов микроклина (до 45%), плагиоклаза (25–45%). Содержания этих минералов, а также биотита, иногда составляющего до 10% объема породы, подвержены значительным колебаниям на коротких интервалах. Характерны коррозионные соотношения между минералами, включения альбитизированного плагиоклаза в микроклине.

В петрохимическом отношении граниты отличаются высокими содержаниями щелочей (8,12%, среднее из семи анализов) при некотором преобладании натрия над калием, низкой железистостью, низкими отношениями окиси магния к окиси кальция, очень низкими содержаниями титана.

Жильные образования, тесно связанные с гранитоидами, представлены только пегматитами и аплитами. Близкие им гранитоиды рассмотрены Ю.А. Кузнецовым (1964), а также коллективом геологов ВСЕГЕИ (Карта магматических формаций СССР, 1971) как образования сложные, вплоть до ультраметаморфических, типичные для докембрийских складчатых зон. Ю.А. Кузнецов (1964) выделяет подобные образования как формацию мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов гранитного состава. Д.С. Харкевич и другими геологами эта формация подразделена на три формации, различающиеся условиями преобразования пород — по степени гранитизации и интенсивности калиевого метасоматоза. Наиболее вероятно отнесение раннепротерозойских гранитоидных интрузий к мигматит-гранитовой формации субщелочного типа.

Особенность состава раннепалеозойских интрузивных комплексов Буреинского массива — многообразие петрографических типов пород — от габбро до гранитов, относящихся к известковому петрохимическому типу.

Штокообразные тела габбро, габбро-диоритов среди ранне- и позднедокембрийских толщ, а также ксенолиты и провесы кровли в различной степени измененных пород в более молодых гранитоидах В.К. Путинцев

Таблица 14

Химический состав пород интрузивных формаций Буреинского массива

Геологические районы массива	Комплексы; фазы; формации	Геологический возраст	Породы	Число анализов	Средние ($\bar{x}$) и дисперсии (s)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Мало-Хинганская зона	Солокаченский (амурский); дунит-гарцбургитовая	Нижний протерозой	Серпентиниты, измененные гарцбургиты	2	$\bar{x}$	34,65	0,14	0,63	4,82	2,12	0,18	37,73	0,62	0,04	0,1
Мало-Хинганская зона	Биробиджанский · 1 фаза; габбровая известковая мезоабиссальная;	Нижний палеозой	Габбро	2	$\bar{x}$	51,17	0,44	15,81	3,30	7,19	2,15	6,16	10,03	2,38	1,32
	2 и 3 фазы; гранитовая известковая мезоабиссальная		Диориты	5	$\bar{x}$	58,61	0,93	16,86	0,64	5,83	0,11	3,91	0,09	2,7	2,8
					s	5,98	0,28	0,42	0,22	2,21	0,04	1,81	2,37	0,48	0,98
			Гранодиориты	4	$\bar{x}$	64,32	0,66	16,28	0,94	4,41	0,09	2,03	3,88	2,51	3,41
					s	1,93	0,13	0,31	0,25	0,46	0,02	0,54	0,89	0,43	0,23
			Граниты	48	$\bar{x}$	72,29	0,25	14,37	0,46	1,88	0,05	0,48	1,72	3,22	4,48
					s	1,53	0,15	0,09	0,35	0,62	0,04	0,3	0,86	0,65	1,08
			"	10	$\bar{x}$	73,87	0,8	14,21	1,08	0,86	0,01	0,22	0,71	3,62	4,53
					s	0,85	0,08	0,64	0,49	0,41	0,02	0,26	0,43	0,63	0,91
Туранская зона	Кивелийский; 1 фаза; диорит-габбровая известковая мезоабиссальная	Нижний палеозой	Габбро	9	$\bar{x}$	47,65	0,82	18,79	12,1		0,15	7,75	8,96	3,51	0,98
					s	4,25	0,42	4,31	0,6		0,5	3,42	3,27	2,11	1,18
	2 фаза; гранитовая известковая мезоабиссальная		Гранодиориты	12	$\bar{x}$	66,82	0,54	15,37	0,79	3,53	0,08	1,24	2,63	2,56	4,80
					s	1,36	0,14	0,7	0,22	0,67	0,03	0,61	0,69	0,8	1,05
			Граниты	4	$\bar{x}$	70,7	0,24	15,51	0,45	1,74	0,05	0,57	2,19	2,76	4,08
					s	1,37	0,05	0,83	0,42	0,84	0,02	0,33	0,73	0,61	0,98
Мамынская (Октябрьская зона)	1 фаза; габбро-диоритовая мезоабиссальная	"	Габбро	2	$\bar{x}$	51,2	1,62	17,85	8,55		0,11	6,25	8,71	2,59	1,47
			Гранодиориты	12	$\bar{x}$	67,44	0,51	16,46	0,42	3,25	0,05	0,94	2,67	2,96	3,84
					s	0,94	0,14	0,68	0,24	0,62	0,01	0,29	0,51	0,54	0,85
	2 фаза; гранодиорит-плагиогранитовая известковая мезоабиссальная		Граниты	6	$\bar{x}$	70,0	0,26	16,07	1,48	2,34	0,24	0,66	2,64	2,72	2,67
					s	0,96	0,13	0,77	1,44	0,57	0,41	0,39	0,9	1,27	0,77

Таблица 14 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Мало-Хинганская зона	Бирский; гранитовая субщелочная мезоабиссальная	Нижний-средний палеозой	Диориты	6	$\bar{x}$	61,8	0,61	16,88	0,73	5,19	0,04	1,97	4,09	3,02	4,24
					s	5,29	0,07	1,44	0,52	1,38	0,05	1,32	1,51	0,5	1,45
			Граниты	56	$\bar{x}$	72,48	0,19	15,27	0,52	1,34	0,08	0,36	1,16	3,41	4,40
					s	1,25	0,11	0,79	0,38	0,85	0,27	0,17	0,71	0,67	0,89
Туранская зона	Тырма-буреинский, 1 фаза; эвкритовых габбро-мезоабиссальная;	Средний палеозой	Габбро	4	$\bar{x}$	50,22	1,08	18,82	1,72	5,51	0,12	8,16	10,28	2,89	1,26
	2 фаза; грано-диоритплагио-гранитовая известковая мезоабиссальная		Диориты	5	$\bar{x}$	57,5	0,92	18,51	1,29	4,87	0,12	2,74	6,02	3,55	2,22
					s	3,1	0,18	0,57	0,14	1,37	0,01	0,82	1,06	0,88	0,56
			Грано-диориты	13	$\bar{x}$	65,22	0,56	16,79	1,2	2,84	0,09	1,73	4,1	3,51	2,97
					s	2,85	0,12	1,29	0,37	0,66	0,04	0,82	1,09	0,76	0,79
			Плагио-граниты	15	$\bar{x}$	69,16	0,47	15,57	0,8	2,64	0,07	1,1	2,67	3,7	3,55
					s	2,2	0,14	0,96	0,52	0,78	0,03	0,73	1,28	0,56	0,82
Туранская зона	Алтахинский; граносиенитовая щелочная мезоабиссальная	Верхний палеозой	Габбро	9	$\bar{x}$	48,84	1,36	17,16	2,87	7,93	0,17	6,78	8,74	2,54	1,1
					s	2,99	0,37	0,82	1,53	1,19	0,03	1,74	1,6	0,48	0,41
			Грано-сиениты	8	$\bar{x}$	68,02	0,32	16,01	1,78	2,06	0,15	0,21	0,83	5,02	5,23
					s	0,51	0,04	1,53	0,84	0,26	0,2	0,1	0,2	0,62	0,34
			Граниты	3	$\bar{x}$	72,26	0,41	14,42	0,52	1,73	0,06	0,34	1,07	2,72	3,56
					s	1,03	0,17	0,12	0,16	0,32	0,01	0,16	0,26	1,03	0,21
			"	5	$\bar{x}$	75,22	0,13	12,92	0,99	1,05	0,04	0,13	0,81	4,36	3,81
					s	1,63	0,06	0,06	1,84	0,54	0,28	0,01	0,07	0,6	0,14
Мамынская зона	Позднепалеозойские интрузии; гранитовая субщелочная, мезоабиссальная		"	25	$\bar{x}$	73,53	0,18	13,15	0,16	0,91	0,02	0,38	1,15	3,64	4,27
Туранская, Мамынская зоны	Харинский; гранитовая субщелочная гипабиссальная; подформация калиевых гранитов	Триас	Диориты кварцевые	4	$\bar{x}$	61,23	0,74	16,38	3,28	4,4	0,22	1,54	3,78	4,62	2,61
					s	0,09	0,02	1,46	1,62	0,52	0,92	1,1	2,2	1,48	1,31
			Грано-диориты	18	$\bar{x}$	65,74	0,49	15,98	1,22	3,49	0,16	1,46	3,08	3,66	3,36
					s	1,45	0,12	0,87	1,09	0,71	0,19	0,74	1,25	0,75	0,89
			Граниты	20	$\bar{x}$	73,63	0,3	14,23	0,52	1,44	0,06	0,35	1,32	3,42	4,1
					s	1,26	0,26	0,8	0,3	0,55	0,03	0,11	0,56	0,51	0,67
				37	$\bar{x}$	74,31	0,18	13,84	0,51	1,46	0,04	0,32	1,07	3,5	4,15
					s	1,54	0,1	1,09	0,45	0,49	0,02	0,24	0,72	0,54	0,62
				12	$\bar{x}$	74,42	0,16	13,95	0,27	1,63	0,04	0,27	0,97	3,34	4,03
					s	1,46	0,13	0,77	0,19	0,65	0,02	0,14	0,42	0,41	0,52
				3	$\bar{x}$	76,52	0,12	12,88	0,53	1,08	0,03	0,17	0,6	3,18	4,58
					s	0,04	0,01	0,46	0,28	0,33	0,01	0,02	0,15	0,46	0,32
	Диканский; 1 фаза; эвкритовых габбро гипабиссальная;		Габбро	4	$\bar{x}$	47,32	0,94	18,55	3,31	6,1	0,10	8,55	9,30	2,43	0,55

Таблица 14 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Туранская, Мамынская зоны	2 фаза; гранодиорит-гранитовая субщелочная гипабиссальная		Граниты	6	$\bar{x}$	73,27	0,15	14,2	0,36	1,22	0,03	0,65	1,42	3,82	4,35

с соавторами (Схема расчленения..., 1971) выделяют в самостоятельный карагайский комплекс, а В.Ф. Сигов рассматривает как образования первых фаз огромных массивов гранитоидов, которые в Мало-Хинганской зоне объединяются в биробиджанский комплекс, а в Туранской — в кивелийский (табл. 14). Раннепалеозойские интрузивные образования распространены также в Мамынской зоне.

Пространственно сопряженные интрузивные тела габброидного и гранитоидного состава с непрерывно изменяющимися петрохимическими характеристиками пород внутри этих интрузивных тел различаются по морфологии, отношениям их к вмещающим образованиям и бимодальностью распределения петрогенных окислов в генеральной совокупности пород комплекса в целом. В соответствии с этим габброидные и гранитоидные интрузивные тела рассматриваются как самостоятельные комплексы.

Комплекс раннепалеозойских габброидов в восточных районах Буреинского массива представлен небольшими массивами габбро и габбро-диоритов, прорывающими раннекембрийские амфиболовые сланцы. Небольшие штоко- и дайкообразные тела выделяются в бассейне р. Ниман и по р. Бурее.

На Зейско-Селемджинском междуречье мелкие тела габброидов составляют около 10% площади, занимаемой раннепалеозойскими интрузивными образованиями. Габбро образуют здесь как самостоятельные массивы, так и краевые части дифференцированных до габбро-диоритов тел. В них содержатся включения ультраосновных пород размерами от нескольких метров до десятков метров в поперечнике. Контакты с вмещающими их вулканическими образованиями верхнего докембрия — нижнего кембрия резкие. Внутренняя текстура габброидных тел часто полосчатая из-за послойного распределения фемических минералов или различной зернистости.

Среди габброидов преобладают роговообманковые габбро с акцессорным апатитом, магнетитом, титаномагнетитом, сфеном и ильменитом. Состав роговой обманки изменяется незначительно. В районе Гаринского и Шимановского железорудных месторождений выделяются пироксен-роговообманковые и пироксеновые габбро с габбровой и офитовой структурами. Роговая обманка и пироксен имеют между собой реакционные взаимоотношения. Основность плагиоклаза в пироксеновых габбро выше, чем в роговообманковых без пироксена. Однако в этих же разновидностях габбро содержится первичный кварц.

Габброиды Туранской и Мало-Хинганской зон обычно интенсивно изменены и содержат инъекции гранитоидов. Часты взаимные переходы от габбро через габбро-диориты к диоритам. Все эти разновидности пород имеют полосчатую текстуру, совпадающую с простираниями слоев вмещающих их отложений. Породы обычно катаклазированы. Преобладают роговообманковые разности, а в краевых частях тел и вблизи контактов с гранитоидами и зонами гранитизации — биотитовые. Обычен парагенез роговой обманки, среднего плагиоклаза с кварцем, первичным калинатровым полевым шпатом. На контакте с раннепалеозойскими гранитами диориты микроклинизированы. В петрохимическом отношении габбро и диориты различных тектонических зон массива различаются между собой.

Габбро и диориты Мамынской зоны представлены главным образом высокоглиноземистыми разновидностями (в неизмененных разностях) с низкими содержаниями щелочных окислов, а также титана и железа. Они выделяются в мезоабиссальную габбро-диоритовую формацию известковой серии, вулканический аналог которой — плагиоандезитобазальтовая формация верхнего докембрия — нижнего палеозоя. Габбро и диориты Туранской зоны характеризуются высокими средними содержаниями Σ FeO, Na_2O, Al_2O_3. Объем диоритов в составе массивов здесь более высок. Они относятся к мезоабиссальной диорит-габбровой формации известковой серии. Габбро и габбро-диориты Мало-Хинганской зоны отличаются от них более низкими содержаниями Na_2O, высокими — окиси магния и кальция. Вероятна их принадлежность к мезоабиссальной габбровой формации также известковой серии.

Гранитоиды биробиджанского комплекса образуют массивы площадью до 700 км^2, которые по морфологии и размерам определяются как батолиты и межформационные плитообразные тела. В составе массивов выделяются две фазы: 1) кварцевых диоритов и гранодиоритов и 2) порфировидных гранитов и гранодиоритов. Отмечаются приуроченность интрузивных тел к границе между амурской и хинганской сериями, интрузивные контакты с толщами нижнего кембрия и трансгрессивное залегание на них нижнедевонских образований. Контакты гранитоидов с породами амурской серии сопровождаются мигматитами, которые определяют постепенный переход между ними и вмещающими породами. Мощность зон перехода достигает 400 м. Для контактовых зон гранитоидов с породами союзненской свиты магматиты менее характерны, а с породами хинганского комплекса не отмечаются. Это вполне понятно, если учесть, что породы амурской серии метаморфизованы в условиях амфиболито-

вой фации. Величины давлений их формирования по железистости граната (79%) соответствует 6 кб. Температуры образования по биотит-гранатовому, гранат-амфиболовому и амфибол-плагиоклазовому геотермометрам (Перчук, 1970) 500–730° (Ромашкин, 1975).

В гранитоиды выдержанного минералогического состава переходят плойчатые мигматиты с резко дифференцированным минералогическим и химическим свойствами. Направление гнейсовидности в гранитоидах совпадает с ориентировкой плоскопараллельных текстур в мигматитах. На удалении от контактов обнаруживаются более поздние магматические дифференциаты, прорывающие гранитоиды.

Преобладающий тип пород комплекса – порфиробластовые биотитовые граниты. Это массивные, нередко гнейсовидные породы, иногда с бластическими и переходными от бластической к гранитовой средне- и крупнозернистой структурами, с вкрапленниками микроклина от 3–4 до 7–8 см. Породы сложены на 25–60% микроклином, на 15–40% зональным плагиоклазом (от № 18–25 до № 40), на 20–30% кварцем, на 1–6% биотитом.

Кварцевые диориты и гранодиориты занимают до 30% площади интрузивных тел. Они представляют собой серые и темно-серые массивные и гнейсовидные породы. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз с неотчетливо выраженной зональностью (№ 36–55, 30–50%), микроклин (12–30%), кварц (15–20%), биотит (15–20%), амфибол (до 4%).

Среднее содержание кремнезема в гранитах 72,29% (среднее из 48 анализов), уменьшается до 58,61% в диоритах при одновременном росте железа. Общее для гранитоидов – близкое содержание суммы щелочей (6,71% в гранитах, 6,11% в гранодиоритах и 6,27% в диоритах) при преобладании калия над натрием, обусловленное изменениями в содержании натрия при сохранении содержания калия. Однако гранитоиды приконтактовых зон обогащены калием по сравнению с гранитоидами внутренних зон. В этом отношении они близки наиболее поздним образованиям комплекса.

Отметим также, что химический состав гранодиоритов представляет собой усредненный состав вмещающих гнейсов (Ромашкин, 1975). Отношение кальция к сумме щелочей колеблется в больших пределах – от 39 до 86%, отношение магния к кальцию направленно растет от гранитов к диоритам (для гранитов 73, для диоритов 77%), а железа к магнию падает соответственно от 3, 4 до 3,1 и 1,2.

Совокупность химических анализов гранитоидов комплекса представлена двумя группами гранитов, одной – гранодиоритов и одной диоритов (табл. 14).

Граниты различаются между собой по SiO_2, соотношению между окисным и закисным железом, а также по содержанию щелочных окислов. Характерны умеренные содержания щелочей при преобладании калия над натрием, повышенные содержания окиси кальция и алюминия. Дисперсии окислов в гранитоидах групп примерно равны. Эти же особенности состава характерны и для других групп пород, различающихся по содержаниям SiO_2. На основании приведенных данных, биробиджанский ин-

трузивный комплекс относится к гранитовой известковой мезоабиссальной формации, позднее метаморфизованной.

Кивелийский комплекс в хр. Турана включает микроклиновые лейкократовые, биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты. Установлены крупные (сотни квадратных километров) массивы, морфология которых не изучена, и небольшие по площади тела — провесы кровли более молодых интрузивов. Вмещающие для гранитоидных массивов породы — раннепротерозойские гнейсы, с которыми они имеют инъективные контакты. В бассейне р. Норы гранитоиды кивелийского комплекса перекрыты породами силура.

Гранитоиды комплекса катаклазированы и нередко имеют порфиробластические очковые структуры. Как и породы биробиджанского комплекса, они содержат микроклин нескольких генераций. По химическому составу (табл. 14) они соответствуют гранитам и гранодиоритам с нормальным содержанием щелочей. По сравнению с биробиджанскими гранитоиды комплекса отличаются более высоким содержанием SiO_2, относительно пониженным CaO, MgO. Сумма щелочей равна 6,7% в биотитовых гранитах, 7,23% в роговообманково-биотитовых и 6,36% в гранодиоритах.

Структурно-морфологические и петрохимические данные кивелийского комплекса характеризуют его как гранитовую мезоабиссальную формацию известковой серии.

В Мамынской зоне раннепалеозойские гранитоиды образуют крупные батолитоидные тела. Частые взаимопереходы между гранитами, гранодиоритами и плагиогранитами обусловлены контаминацией за счет ассимиляции вмещающих верхнедокембрийских — нижнекембрийских образований. Как и для кивелийского комплекса Туранской зоны, характерны катаклаз, широкие контактовые ореолы с зональным распределением температурных фаций роговиков. Во вмещающих образованиях на контактах отмечаются участки локальных метасоматических преобразований.

Парагенетические ассоциации роговиков различного состава из термальных зон гранитоидов типичны для условий амфиболитовой фации.

Гранитоиды представлены роговообманковыми и биотит-роговообманковыми разновидностями с массивными и плоскопараллельными текстурами. Главные породообразующие минералы — плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит, калинатровый полевой шпат. Отмечаются повышенная основность плагиоклаза и высокие содержания железа в нем. Между роговой обманкой, плагиоклазом и микроклином обычны реакционные взаимоотношения. Широко проявлены альбитизация, постмагматическая "сиенитизация".

По химическому составу гранитоиды комплекса характеризуются высокой глиноземистостью, нормальными содержаниями щелочей при примерно равных содержаниях натрия и калия. По сравнению с гранитоидами Туранской зоны они содержат меньше кремнезема, а в составе комплекса более широко представлены гранодиориты. Поэтому раннепалеозойский комплекс Мамынской зоны выделяется исследователями как

мезоабиссальная гранодиорит-плагиогранитовая формация известковой серии.

К ранне-среднепалеозойским интрузивным образованиям на Малом Хингане относятся биотитовые, двуслюдяные и турмалиновые граниты бирского интрузивного комплекса. Они образуют крупные массивы площадью до 500–600 км^2, вытянутые в меридиональном направлении, и штоки.

Возраст бирского комплекса гранитов не определен. Установлено, что эти граниты имеют интрузивные контакты с породами биробиджанского комплекса и перекрыты юрскими толщами. Результаты определений радиометрического возраста неоднозначны: по калий-аргоновому методу 399–260 млн. лет, по свинцовому 433 млн. лет (по монациту).

Тесные пространственные и структурные связи гранитоидов бирского и биробиджанского комплексов Г.В. Ициксон (1961) рассматривает как самостоятельный комплекс в объеме раннего палеозоя, а В.Б. Бельтенев (Геотектонические структуры. . . , 1971) – среднего палеозоя. На государственных геологических картах масштаба 1 : 200 000 эти гранитоиды выделены как нижне-среднепалеозойские образования.

В составе массивов преобладают граниты с бластогранитовыми и гранобластовыми структурами. Обычно они содержат до 5% биотита, либо до 10% мусковита, или до 5–6% турмалина. В аплитах и мелкозернистых гранитах жил, пространственно связанных с массивами бирского комплекса, также обычны турмалин, мусковит, биотит.

Граниты комплекса пресыщены глиноземом. Для них характерно умеренно высокое содержание щелочей (сумма натрия и калия 7,81% по 56 анализам) при преобладании калия над натрием. Отмечены высокие содержания окиси кальция при низких – магния, титана, железа.

Диориты комплекса содержат еще больше окислов алюминия, магния и железа. При этом не отмечается значительного падения щелочей и сохраняются соотношения между ними. В целом эти диориты близки гранитоидам биробиджанского комплекса по структурным признакам, отличаются от них по химическому составу и выделяются в гранитовую мезоабиссальную формацию субщелочной серии.

В Туранской зоне выделяется среднепалеозойский тырма-буреинский комплекс. Трем фазам гранитоидов предшествуют небольшие штоки и дайки габбро, амфиболизированных габбро и габбро-диоритов, а также диоритов. В составе этой фазы габбро-диориты и диориты составляют около 30% площади по выходу тел на поверхность. Это темноокрашенные среднезернистые и мелкозернистые, редко порфировидные породы, в которых содержится 40–60% лабрадора, 25–50% буро-зеленой роговой обманки, а в измененных разностях – до 25% биотита. По химическому составу габбро характеризуются высокими содержаниями окиси алюминия, магния и кальция и высокой щелочностью. По набору пород и их составу эта ассоциация примерно соответствует мезоабиссальной габбровой формации известковой серии.

Гранитоиды тырма-буреинского комплекса рассматриваются как метасоматические образования и противопоставляются биробиджанским,

для которых предполагается анатектоидное образование (Рудник, 1961; Ромашкин, 1975). Согласно представлениям о процессах гранитизации (Кинг, 1967; Коржинский, 1972), метасоматическое гранитообразование предшествует анатектоидному. Поэтому гранитоиды тырма-буреинского комплекса должны рассматриваться как более ранние образования по сравнению с биробиджанским. Однако это противоречит геологическим данным о соотношении между комплексами.

Наиболее крупные, до 400—1000 км^2, массивы биотитовых, роговообманково-биотитовых гранитов, реже — плагиогранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов рассматриваются как образования второй фазы. Морфология тел не изучена. С северо-востока на юго-запад увеличивается площадь, занимаемая гранодиоритами, и массивы в отдельных случаях полностью сложены ими. Среди гранитоидов преобладают среднезернистые порфировидные разновидности с вкрапленниками микроклина размерами 1—4 см. В краевых частях массивов обычны гранодиориты, реже — мелкозернистые кварцевые диориты и гранодиориты с ориентированными текстурами. Характерны небольшие ксенолиты основного и среднего состава, повышенное содержание темноцветных и присутствие среди акцессорных минералов крупных кристаллов сфена. Во всех разновидностях пород, включая кварцевые диориты, содержатся микроклин, плагиоклаз (андезин № 30—49), кварц, биотит, роговая обманка. В катаклазированных гранитоидах отчетливы признаки кремне-калиевого метасоматоза. Содержание микроклина возрастает в них до 50—60%.

Третья фаза комплекса образована мелкозернистыми биотитовыми гранитами и гранодиоритами, слагающими штоки и субмеридиональные вытянутые трещинные тела площадью от 1—2 до 40—45 км^2. Породы сложены калиевым полевым шпатом (35—45%), олигоклазом (20—25%), кварцем (25—30%), биотитом (5—10%). В петрохимическом отношении породы комплекса соответствуют высокоглиноземистым гранитам, плагиогранитам, кварцевым диоритам и диоритам, в которых натрий преобладает над калием. Этот комплекс выделяется в мезоабиссальную гранодиорит-гранитовую формацию известкового типа.

Алтахинский интрузивный комплекс рассматривается иногда как заключительная фаза тырма-буреинского комплекса. Гранитоиды комплекса прорывают осадочные толщи среднего девона и прорваны раннемезозойскими гранитами харинского комплекса. Радиологический возраст пород (по результатам калий-аргоновых измерений) колеблется в пределах 270—170 млн. лет. Небольшие, до 25 км^2, штоки и вытянутые в плане тела сложены главным образом сиенитами, в них меньше кварцевых сиенитов и щелочных гранитов.

Эндоконтактовые зоны массивов шириной 100—300 м представлены сиенит-порфирами.

Среди породообразующих минералов полнокристаллических пород наиболее развит микроклин-пертит (60—70%). Содержание кварца изменяется от 2—3% в сиенитах до 25—30% в гранитах. В небольших количествах встречаются рибекит (2—5%), эгирин (2—10%). Граниты характеризуются (табл. 14) высокими содержаниями щелочей (9,3%) при преобладании натрия над калием, низкими содержаниями кальция, желе-

за, алюминия и практически лишены магния. В граносиенитах щелочей до 10,49% при некотором преобладании калия и слабо повышенном содержании алюминия. По петрологическим и петрохимическим признакам алтахтинский комплекс относится к мезоабиссальной граносиенитовой щелочной формации и сходен с формацией щелочных гранитов и сиенитов (Карта магматических формаций СССР, 1971).

Позднепалеозойский интрузивный комплекс Мамынской зоны образован гранитами, реже — диоритами и чрезвычайно редко — габбро-диоритами.

Обычен монотонный гранитный состав интрузивных тел. В приконтактовых зонах отдельные участки имеют сложное строение: роговообманково-биотитовые граниты со шлирами темноцветных минералов постепенно сменяются амфибол-биотитовыми диоритами. Предполагается гибридное происхождение диоритов.

Гранитоиды характеризуются высокими содержаниями щелочей при переменных соотношениях между K_2O и Na_2O, но в целом более низкими, чем в одновозрастных с ними гранитоидах юго-восточных зон массива, небольшими содержаниями окиси кальция и магния, а по структурно-морфологическим и вещественным характеристикам соответствуют мезоабиссальной гранитовой формации субщелочного типа.

К триасовым интрузивным формациям относятся штоки и линейные полого- и крутонаклонные тела гранитов, выделяемые в харинский комплекс. Они прорывают гранитоиды тырмо-буреинского комплекса и перекрыты условно нижне-среднетриасовыми вулканическими и верхнетриасовыми терригенными породами. Радиометрический возраст гранитов по результатам калий-аргоновых измерений колеблется в пределах от 230 до 160 млн. лет. Выделяются граниты двух фаз, между массивами которых установлены интрузивные контакты.

Массивы гранитоидов первой фазы занимают площади до 800 км^2. Они сложены на 95—98% средне- и крупнозернистыми лейкократовыми гранитами часто с порфировидной структурой. Редко встречаются роговообманково-биотитовые граниты. В краевых частях массивов появляются порфировидные мелкозернистые до порфировых разновидности пород.

К образованиям второй фазы отнесены розовато- и желтовато-серые лейкократовые мелкозернистые до аплитовидных граниты, слагающие небольшие штоки и вытянутые тела. Поверхности контактов резкие, под острыми углами срезающие ориентированные текстуры во вмещающих гранитоидах. Граниты сложены на 30—40% микроклин-пертитом, на 20—35% плагиоклазом (от № 8—10 до 11—16 и 32), на 25—35% кварцем, на 0,3—3% биотитом.

Массивы гранитов сопровождаются жилами аплитов, пегматитов, мелкозернистых гранитов, кварца. На отдельных участках встречаются грейзены.

По особенностям химического состава граниты массивов различных фаз имеют несколько различные характеристики. Все граниты пересыщены кремнеземом, содержат мало магния и железа, среди щелочей калий преобладает над натрием. Суммарное содержание щелочей в гранитах пер-

вой фазы ниже, чем в гранитах второй фазы (7,67% против 8,55%). Совокупность анализов комплекса (табл. 14) представлена пятью группами близких между собой по составу лейкократовых калиевых гранитов субщелочного ряда, одной — гранодиоритов и одной — кварцевых диоритов, в которых сохраняются высокие содержания щелочей, но соотношения между K_2O и Na_2O изменяются на обратные.

Близкие по химическому составу породы выделяются (Карта магматических формаций СССР, 1971) в формацию аляскитовых гранитов. По структурно-морфологическим и петрохимическим особенностям нами они относятся к гипабиссальной формации субщелочных гранитов, подформации калиевых гранитов.

Юрской интрузивной формации соответствует диканский интрузивный комплекс. Он представлен массивами трещинного типа, сложенными разнообразными по составу породами преимущественно гранитоидного ряда. Они прорывают триасовые гранитоиды и прорваны липаритами с радиологическим возрастом 92 млн. лет. В составе комплекса выделяются породы четырех интрузивных фаз. Они образуют лаколиты, штоки, удлиненные тела площадью от 10—15 до 250—500 км^2, вытянутые в цепочки тел северо-восточного, реже — северо-западного простирания.

В большинстве случаев крупные массивы сложены гранитами. Гранодиориты, связанные постепенными переходами с ними, не имеют значительного распространения.

К образованиям первой фазы комплекса относятся габбро, габбро-нориты и диориты, слагающие два лакколита площадью до 20 км^2 каждый. Они прорваны роговообманково-биотитовыми, реже — биотитовыми гранитами и гранодиоритами, образующими мелкие штоки. Биотитовые граниты третьей фазы и мелкозернистые лейкократовые граниты четвертой фазы слагают крупные штоки.

Массивы первой фазы имеют как простое, так и зональное строение. Габбро-нориты, образующие центральную часть зонального массива на левобережье р. Талой, к периферии сменяются габбро, а вблизи контакта — меланократовыми диоритами. Наиболее крупный массив габброидов слагает сопку Березовую. Он имеет форму сложно построенного лакколита с несколькими магмоподводящими каналами. Контактовые зоны интрузивных тел сопровождаются пироксеновыми скарнами, форстерит-бруситовыми кальцифирами шириной до 0,2 м.

Полнокристаллические равномернозернистые, обычно среднезернистые породы имеют плоскопараллельную и массивную структуры. Главные породообразующие минералы габбро и габбро-диоритов — лабрадор (50%), авгит (20%), бурая роговая обманка (15%) и биотит. В габбро-норитах наряду с ними содержатся гиперстен (5—10%), диопсид, оливин (2—5%).

В диоритах плагиоклаз составляет 60%, роговая обманка до 30%, биотит до 10%. По химическому составу габброиды соответствуют высокоглиноземистым магнезиальным породам с низким содержанием щелочей.

По структурно-морфологическим и петрохимическим характеристикам I фаза комплекса относится к габбровой гипабиссальной известковой формации.

Гранитные массивы контролируются системами разрывов северо-восточного, реже – северо-западного направления. Среди них имеются крупные вытянутые или изометрические в плане тела площадью 250–500 км^2 и мелкие (10–15 км^2) тела. Предполагается штокообразная и плитообразная форма тел, лополиты. Они сложены главным образом гранитами. Гранодиориты, связанные с ними постепенными переходами, не имеют широкого распространения. Многочисленны дайки и жилы гранитов, гранит-порфиров, фельзитов, гранодиорит-порфиров, диабазовых порфиритов, спессартитов, аплитов, пегматитов. Граниты сложены микроклином (25–40%), олигоклазом-андезином (25–35%), кварцем (25–35%), биотитом и роговой обманкой (2- 10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом, ортитом, сфеном, гранатом, ксенотимом, турмалином, касситеритом.

Гранитоиды характеризуются высокими содержаниями щелочных окислов (при приблизительно равных соотношениях между ними) и окиси алюминия. Они относятся к гранодиорит-гранитовой гипабиссальной формации субщелочного типа.

Глава 7

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ЗОН

Своеобразный элемент геологического строения южной части Дальнего Востока — континентальные вулканические комплексы, несогласно перекрывающие складчатые серии геосинклиналей, срединных массивов, глубокометаморфизованные серии щитов древних платформ. Вулканические комплексы нередко сопровождаются интрузивными комплексами. Районы распространения структурно сопряженных вулканических комплексов выделены Н.С. Шатским и А.Б. Богдановым на тектонической карте СССР (1957) как особые структурные элементы — вулканические пояса. Они различаются между собой по возрасту и составу вулканических и интрузивных формаций, размерам и форме, длительности формирования и др.

Однако вулканические пояса выделяются не по списку свойств, а по сопряженности и общности структурного плана близких по возрасту тел магматических пород. Главным образом по этим признакам четко определены контуры Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского поясов. Пространственно разобщенные тела позднемезозойских вулканических пород, сопровождаемые интрузивными породами, в пределах Буреинского массива, Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской эвгеосинклиналей, южной окраины Сибирской платформы рассматриваются как вулканические (магматические) зоны (Сухов, Феклович, 1968; Сухов, 1971), внутриконтинентальные вулканические зоны (Сахно, 1976). Группирование их в вулканические пояса из-за разобщенности не проводится. Положение усугубляется еще и тем, что верхнемезозойские вулканические зоны нередко образованы несколько разновозрастными комплексами, а форма зон определяется по ориентировке последующих дислокаций в геологических районах.

Ниже рассматриваются вулканические и интрузивные формации традиционно выделяемых магматических районов (зон). На основе анализа этого материала в заключительной главе работы приводится группирование вуканических зон в вулканические пояса и системы вулканических поясов.

Магматические формации южной части Охотско-Чукотского вулканического пояса

Южная часть Охотско-Чукотского вулканического пояса, протягивающаяся вдоль Охотского побережья почти от Аянского полуострова до долины р. Охоты в виде полосы шириной до 150 км, выделяется также под названием Ульинского прогиба (Белый, 1974). На западе этот прогиб ограничен Билякчанской зоной разломов, а юго-восточная его граница скрыта под водами Охотского моря.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Главные особенности Охотского вулканического пояса — практически непрерывное развитие вулканических образований, широкое распространение вулканитов кислого состава, примерно равное объему вулканитов основного-среднего состава, относительная одновозрастность пород основного-среднего и кислого состава наиболее молодого комплекса, отсутствие пликативных дислокаций.

Анализ магматических образований Охотского пояса проведен на примере наиболее изученной южной части Ульинского прогиба (Минц, Самозванцева, 1968; Самозванцева, Минц, 1970; Каминский, Шлосберг, 1972; Войнова и др., 1974). Вулканические образования этой части пояса подразделяются на три согласно залегающие свиты, связанные постепенными переходами: аланскую, ульбериканскую и магейскую.

В аланскую свиту раннемелового возраста объединяются терригенные образования, иногда включающие туфы, реже — лавы, преимущественно дацитового состава. Они обнажаются в западной части пояса вдоль зоны Билякчанского разлома и достигают мощности в сотни метров.

Ульбериканская свита раннемелового возраста, согласно перекрывающая аланские образования, нацело сложена андезитами (70%) и андезитобазальтами (30%). Мощность свиты достигает 600—1300 м.

В центральной части прогиба обнажаются наиболее молодые, предположительно альб-сеноманские вулканиты, выделенные в магейскую свиту. Для нее характерен пестрый набор пород, разнообразных как по фациальной принадлежности (в понимании В. С. Коптева-Дворникова с соавторами, 1967), так и по составу, что в совокупности с данными о пространственном (латеральном и вертикальном-временно́м) их размещении позволяет подразделить образующие ее вулканиты на две совокупности примерно равного объема: основного-среднего и кислого состава.

В первую совокупность входят преимущественно лавы, реже — туфы, слагающие многочисленные потоки, а также жерловые и субвулканические дайковые образования андезитобазальтового, реже — андезитодацитового, дацитового и базальтового состава. Наиболее кислые разности этой совокупности в целом постоянно пространственно сопряжены с андезитобазальтами, однако центры полей их распространения обнаруживают тенденцию к локализации.

Вторая совокупность представлена игнимбритами и туфами различной степени спекания андезитового, трахидацитового и липаритового состава, образующими крупные покровы, подобные "полям больших объемов", состоящих из нескольких "остывших единиц" (Росс, Смит, 1963), с характерным для них строением. В эту же совокупность включаются липариты и трахилипариты, слагающие крупные экструзивные тела, иногда с небольшими лавовыми потоками.

Представители двух этих совокупностей слагают самостоятельные вулканические поля, выполняющие отрицательные структурные формы типа вулканических депрессий размерами в несколько десятков километров в поперечнике. Такие поля палеовулканических областей можно

параллелизовать с современными вулканами или группами вулканов с близкими по петрохимическому составу продуктами. Липариты и трахилипариты проявлены прерывисто преимущественно в районах сочленения вулканических полей. Пространственные соотношения вулканитов кислого состава, с одной стороны, и основного-среднего, с другой, свидетельствуют в пользу их одновозрастности. Мощность магейской свиты возрастает по направлению к центру прогиба от 600 до 1000—1500 м.

По более ранним исследованиям на этой территории выделялись также базальты предположительно палеогенового возраста, слагающие привершинные части гор. Последующим изучением вулканитов выявлено, что доля их все больше уменьшается, и это дает основание включать их в состав магейских образований.

Интрузивные образования, распространенные в прогибе, слагают гипабиссальные тела гранитов, гранодиоритов, диоритов, реже — габбро-диоритов. Они обычно подразделяются на три интрузивных комплекса: удский раннемеловой, дугджурский ранне-позднемеловой и позднемеловой этанджинский.

К удскому комплексу относятся крупные массивы, сложенные преимущественно диоритами в южной оконечности Ульинского прогиба на стыке с Удским вулканическим поясом, и мелкие тела гранитов в зоне Билякчанского разлома, прорывающие образования аланской свиты.

Джугджурский интрузивный комплекс представлен телами, сложенными рядом пород от габбро-диоритов до гранитов при преобладании гранодиоритов. Образования этого комплекса прорывают все вулканические образования пояса. Определения изотопного K-Ar возраста джугджурских пород характеризуются значительным разбросом величин, укладывающихся в интервал для нижнего и верхнего мела и группирующихся в два основных максимума — 117 и 105 млн. лет, что позволяет параллелизовать джугджурские интрузии с охотскими, выделяемыми в пределах большей части Охотско-Чукотского вулканического пояса (Фирсов, 1960; Горбов и др., 1968).

В этанджинский комплекс объединяют интрузии лейкократовых и субщелочных гранитов, изотопный возраст которых, определенный K-Ar методом, соответствует интервалу от 91 до 119 млн. лет, входящему в интервал формирования интрузивов джугджурского комплекса.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Петрохимический анализ магматических образований проведен на основании результатов 274 полных силикатных анализов из материалов Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР (табл. 15, вкл.).

Вулканиты ульбериканской свиты по химическому составу противопоставляются вулканитам сходной основности магейской свиты. Эти вулканиты включают: андезитобазальты—андезиты, андезиты существенно натровые, андезиты калиевые, базальты. Последние три группы представлены единичными анализами, но упомянуть о них необходимо, так как подобные породы представляются характерными для ульбериканской свиты, хотя и развиты в ее составе в незначительном количестве.

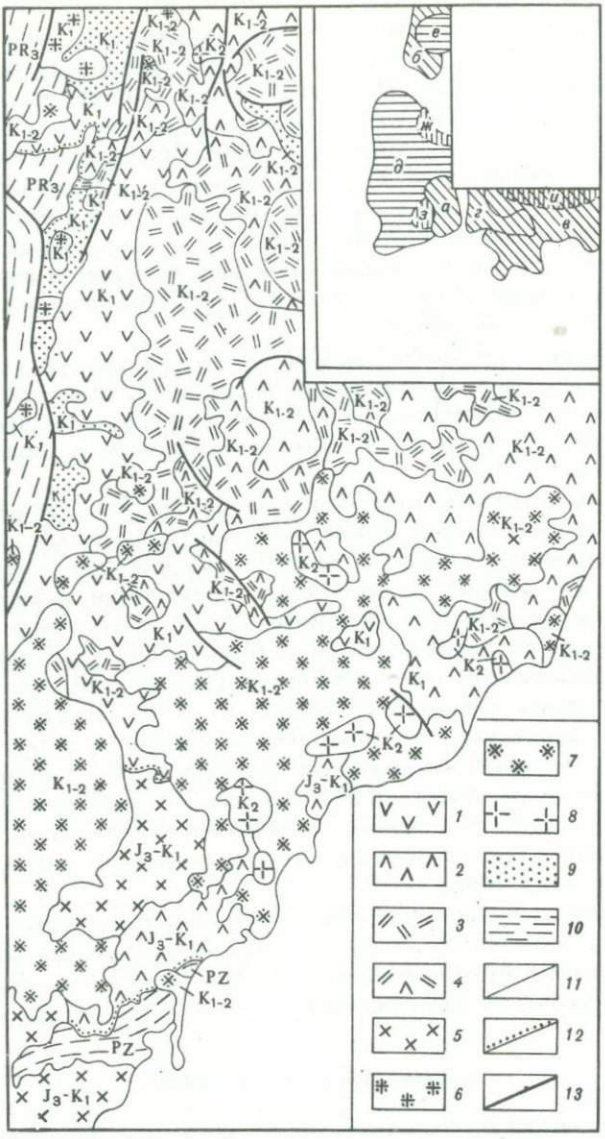


Рис. 10. **Схематическая карта магматических формаций южной части Охотско-Чукотского вулканического пояса**

1–4 — вулканические формации: *1* — плагиоандезитовая известковая (нижний мел), *2* — плагиоандезитодацит-плагиоандезитобазальтовая известковая (нижний-верхний мел), *3* — липарит-дацитовая субщелочная (нижний-верхний мел), *4* — переслаивание вулканитов плагиоандезитодацит-плагиоандезитобазальтовой и липарит-дацитовой формаций; *5–8* — интрузивные формации: *5* — гранодиоритовая известковая (верхняя юра—нижний мел), *6* — гранодиорит-плагиогранитовая известковая (нижний мел), *7* — диорит-гранодиоритовая известковая (нижний-верхний мел); *8* — гранитовая субщелочная (верхний мел); *9–10* — осадочные образования: *9* — недислоцированные (нижний мел), *10* — дислоцированные (верхний докемб-

В первую группу вошли породы свиты из различных районов ее распространения в поясе, что указывает на отсутствие площадной зональности для пород ульбериканской свиты.

Совокупность вулканитов магейской свиты данной территории представлена 15-ю элементарными группами. В пределах вулканических полей породы либо однородны, либо разделяются на несколько (две или три) однородных элементарных групп, причем неоднородность в этом случае определяется преимущественно различной кислотностью пород в разрезе. Латеральная неоднородность проявляется в некоторых различиях характеристик вулканических пород сходной кислотности в пространственно разобщенных структурных формах (рис. 10).

Базальты разделяются на две однородные группы: базальты поля Кунтикчанского, слагающие как потоки, так и субвулканические дайковые тела, и базальты потоков поля Мулаченского.

Андезитобазальты делятся на три элементарные группы, слагающие три обособленных поля: андезитобазальты поля Кунтикчанского, андезитобазальты поля Вилкачанского и андезитобазальты поля Мулаченского.

В первую группу вошли наряду с андезитобазальтами мелового возраста также андезитобазальты г. Боско, которые предположительно параллелизуются с палеогеновыми платобазальтами. Это свидетельствует о близости и непрерывности петрохимических составов вулканитов мелового и палеогенового возраста, что не позволяет выделять последние из общего разреза и считать продуктами заключительного этапа развития вулканизма на данной территории.

Андезитодациты разбились на две элементарные группы: андезитодациты поля Кунтикчанского и андезитодациты поля Вилкачанского.

Вулканиты, представленные игнимбритами и туфами различной степени спекания, образуют три отдельных вулканических поля. Поле Кунганджинское образовано игнимбритами андезитодацитового состава, однородными по своему петрохимическому составу. Игнимбриты и туфы различной степени спекания трахидацитового состава Тоттинского поля распадаются на две группы, соответствующие нижней и верхней группам покровов. Нудымийское поле развития игнимбритов включает три группы, сменяющие постепенно друг друга в разрезе и по латерали. Первая группа представлена игнимбритами трахидацитового состава, слагающими преимущественно основание разреза, вторая и третья группы — породами липарит-трахилипаритового состава, причем верхняя толща, сложенная реоигнимбритами, липаритовидными и пемзокластическими игнимбритами, содержит наибольшие количества кремнезема.

Липариты полей Нудымийского и Аминдакаанского образуют единую однородную группу и отделяются от группы липаритов Золотого и Медвежьего полей.

рий — палеозой нерасчлененные); *11–12* — границы тел: *11* — согласное налегание, *12* — несогласное налегание; *13* — разломы. На врезке — вулканические поля: *а* — Кунтикчанское, *б* — Мулаченское, *в* — Вилкачанское, *г* — Кунганджинское, *д* — Тоттинское, *е* — Нудымийское, *ж* — Медвежье, *з* — Золотое, *и* — Аминдакаанское

В составе ульбериканской свиты преобладают андезиты, для которых характерны высокая глиноземистость ($Al_2O_3 \geqslant 17\%$), резкое преобладание окиси натрия над окисью калия. Небольшую долю составляют базальты и андезиты с повышенной щелочностью за счет K_2O ($K_2O/Na_2O > 1{,}2$) и небольшими содержаниями глинозема ($Al_2O_3 < 17\%$). Для базальтов с повышенной щелочностью типична также повышенная магнезиальность ($MgO/CaO = 0{,}84$).

Андезиты, андезитобазальты и базальты чаще порфировые, реже афировые. Вкрапленники составляют 5—40% и сложены плагиоклазом (44—95%), авгитом (2—44%), гиперстеном (0—13%), оливином (1—5%), обыкновенной роговой обманкой (2—9%). Плагиоклаз вкрапленников обычно зональный и образует несколько генераций. Состав его изменяется от битовнита № 70—72 и лабрадора № 50 центральных частей зерен до лабрадора № 50—60 и анортита № 38—40 в краевых зонах. Основную массу слагают: в андезитобазальтах и базальтах плагиоклаз № 27—34 (70—90%), моноклинный пироксен (5%), стекло (0—25%), рудные минералы (0,2%), в андезитах — плагиоклаз (10—15%), стекло (85—100%), иногда калиевый полевой шпат. Структура основной массы долеритовая, гиалопилитовая, пилотакситовая, интерсертальная, редко — гиалиновая. Ульбериканская свита соответствует по составу и соотношению пород плагиоандезитовой формации известковой серии.

В составе магейской свиты выделяются две одновозрастные формации: плагиоандезитобазальтовая и липарит-дацитовая субщелочной серии. Плагиоандезитобазальтовая формация соответствует совокупности пород основного и среднего состава полей Кунтикчанского, Вилкачанского и Мулаченского, представленных базальтами, андезитобазальтами, дацитами при почти полном отсутствии андезитов. Главные типы пород формации — базальты и андезитобазальты (60—70%), андезитодациты и дациты (30—40%).

Андезитобазальты — порфировые и афировые массивные и миндалекаменные породы с вкрапленниками преимущественно плагиоклаза № 43—70, а также до 10—12% оливина, 4—15% авгита и титан-авгита, до 12—18% бронзит-гиперстена. Среди темноцветных встречаются роговая обманка и биотит. В основной массе микролиты плагиоклаза № 43—52 составляют 70—90%, авгит 10—15%, стекло 0—15%.

Андезитодациты и дациты, слагающие 30% формации, — порфировые массивные, флюидальные и сферолитовые лавы. Вкрапленники составляют 10—25% объема породы и представлены на 95—100% плагиоклазом № 25—31 и темноцветными минералами (авгит, роговая обманка и биотит). Основная масса, составляющая 75—90% объема породы, сложена микролитами плагиоклаза № 17—21 (50—95%) и девитрифицированным стеклом.

Породы формации относятся к известковой серии и характеризуются значительными содержаниями глинозема (для андезитобазальтов $Al_2O_3 > 17\%$, для андезитодацитов — близко к 17%), четким и стабильным преобладанием натрия в составе щелочей и нормальными для известкового типа пород соотношениями между кальцием и магнием.

Породы кислого состава, представленные игнимбритами, туфами

различной степени спекания полей Тоттинского и Нудымийского и лавами полей Аминдакаанского, Медвежьего, Золотого и Нудымийского, выделяются в субщелочную липарит-дацитовую формацию, сложенную на 70% разновидностями дацитового и липаритодацитового состава, на 30% — липаритового состава.

Игнимбриты и туфы различной степени спекания представляют собой порфирокластические породы, состоящие из обломков кристаллов и пород, фьямме и цементирующей массы (обломков кристаллов 15—45% объема породы, обломков пород 5—13%, фьямме 1—5%, цементирующей массы 45—70%).

В дацитовых, липаритодацитовых и липаритовых разностях пирокластических пород плагиоклаз № 18—49 слагает 50—68% обломков кристаллов, ортоклаз — 10—25%, кварц — 5—25%, темноцветные минералы (биотит, роговая обманка, моноклинальный и ромбический пироксен) — 1—7%. Обломки пород представлены дацитами, липаритодацитами, андезитодацитами и их туфами и игнимбритами. Структура пород меняется в зависимости от степени спекания от пепловой в слабоспекшихся туфах до игнимбритовой в игнимбритах и витрофировой в реоигнимбритах, текстура — от брекчиевидной до эвтакситовой и псевдофлюидальной.

Игнимбриты и туфы различной степени спекания характеризуются высокими содержаниями щелочей ($8\% < (K_2O + Na_2O) < 10\%$) при преобладании окиси калия (лишь в игнимбритах липаритового состава верхней части разреза Нудымийского поля $K_2O/Na_2O = 0{,}9$), низкими содержаниями окиси кальция ($CaO < 2{,}5$).

Липариты — порфировые породы флюидальной, массивной и перлитовой текстуры. Вкрапленники составляют 1—3% объема и представлены плагиоклазом № 22—27, калиевым полевым шпатом, биотитом и кварцем. Основная масса сложена кварц-полевошпатовым агрегатом, образовавшимся при раскристаллизации стекла, и малым количеством микролитов плагиоклаза № 8—17. Структура основной массы реликтовая витрофировая, вторичная пойкилобластовая и сферолитовая. Липариты в целом близки по составу к игнимбритам, но характеризуются еще более высокими содержаниями K_2O ($K_2O/Na_2O > 1{,}4$).

Поле Кунганджинское сложено игнимбритами и туфами различной степени спекания андезитового и андезитодацитового состава. Эти породы слагают обломки кристаллов (15—18%), обломки пород (1—6%), фьямме (0—9%) и цементирующая масса (65—78%). Порфирокласты представлены плагиоклазом № 28—43 (84—93%) и темноцветными минералами (авгит, гиперстен, биотит — 7—16%). Структура цементирующей массы от реликтовой пепловой в слабоспекшихся разностях до витрокластической в игнимбритах. При раскристаллизации цементирующей массы появляются микрофельзитовая и аксиолитовая структуры. Текстуры пород массивные и эвтакситовые. Для этих игнимбритов в отличие от других характерны суммарное содержание щелочей меньше 7%, повышенные содержания окиси кальция и преобладание в сумме щелочей натрия, хотя в отдельных разностях встречаются и другие соотношения.

На парных петрохимических диаграммах точка среднего состава пород Кунганджинского поля располагается вблизи или внутри роя точек

Таблица 16

Южная часть Охотско Чукотского-вулканического пояса. Интрузивные комп

Комплекс; формация	Возраст	Форма, размеры тел	Площадь, км^2	Породы	Объем порд, %	Число анализов	Статистические параметры	SiO_2
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Удский интрузивный; гипабиссальная плагиогранитовая известковая	Верхняя юра-нижний мел	Изометричные массивы, штоки размерами 10—55 км^2 с постепенными переходами от гранитов к гранодиоритам в направлении к контактам; экзоконтакты мощностью в несколько сотен метров	50	Гранодиориты	30	5	$\bar{x}$	69,07
			115	Граниты	70		s	2,17
Джугджурский интрузивный; гипабиссальная диорит-гранодиоритовая известковая	Нижний-верхний мел	Штоки, изометричные массивы размерами от 1 км^2 до нескольких сотен км^2 с гранитами и гранодиоритами в центральных частях и диоритами в экзоконтактах; дайки длиной 4—6 км, мощностью до 10 м; экзоконтакты мощностью в десятки и первые сотни метров	85	Габбро, габбро-диориты	2	6	$\bar{x}$	50,83
							s	1,37
			1820	Диориты	30	10	$\bar{x}$	56,78
							s	1,77
						7	$\bar{x}$	61,92
							s	1,02
			3970	Гранодиориты	63	11	$\bar{x}$	65,46
			275	Граниты	До 5		s	1,63

лексы и формации

TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
0,22	15,7	1,08	1,94	0,1	1,26	1,96	3,67	3,66	0,99	0,64
0,07	0,59	0,73	0,9	0,04	0,61	1,23	0,66	0,37		
0,64	19,08	4,78	4,57	0,22	5,03	7,21	3,24	1,15	0,35	0,70
0,31	1,74	0,9	1,09	0,11	0,71	2,99	0,46	0,65		
0,62	18,16	3,11	3,85	0,14	2,96	6,59	4,73	2,1	0,44	0,45
0,24	1,1	1,41	0,66	0,03	0,51	1,12	3,23	0,45		
0,48	17,41	2,63	2,34	0,11	2,12	4,47	3,74	2,21	0,59	0,47
0,13	0,95	1,15	0,81	0,03	0,48	0,69	0,82	0,89		
0,42	16,44	1,52	2,8	0,08	1,84	3,74	3,72	3,11	0,83	0,49
0,14	0,75	0,52	1,03	0,04	0,41	0,89	0,4	0,42		

Таблица 16 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Этанджинский интрузивный; гипабиссальная гранитовая субщелочная	Верхний мел	Мелкие тела и штоки площадью 1—9 км^2, массивы размерами до 100—120 км^2 (на юге), дайки	270	Граниты, граносиениты	100	44	$\bar{x}$	70,98	0,29	14,17	1,32	1,53	0,08	0,81	1,88	3,81	4,15	1,08	0,43
							s	3,56	0,15	1,49	0,56	0,58	0,04	0,51	1,14	0,68	0,94		

плагиоандезитобазальтовой формации. Беря за основной вещественный признак при выделении формаций и исходя из петрохимических характеристик, вероятно, целесообразно относить игнимбриты и туфы различной степени спекания этого поля к плагиоандезитобазальтовой формации, хотя эти породы и отличаются по своим структурным признакам.

Липарит-дацитовая ассоциация характеризуется повышенной щелочностью при ведущей роли калия среди щелочей и может быть отнесена к липарит-дацитовой формации субщелочного петрохимического типа.

Интрузивные образования[1] по программе Родионова разбились на шесть однородных породных групп (табл. 16). Гранодиориты и граниты удского комплекса, слагающие тела вдоль Билякчанской зоны разломов, образуют однородную группу со средним содержанием SiO_2 69,07% и выделяются в гранодиорит-гранитовую известковую формацию.

Породы джугджурского комплекса разбились на однородные группы по кислотности: 1) габбро (SiO_2 50,83), 2) диориты (SiO_2 56,78), 3) диориты (SiO_2 61,92), 4) гранодиориты (SiO_2 65,46). Они выделены в диорит-гранодиоритовую формацию известковой серии. Граниты верхнемелового этанджинского комплекса объединились с гранитами III фазы (фазы дополнительных интрузий) джугджурского интрузивного комплекса и гранитами, включенными в игнимбритах, в единую, однородную по петрохимическому составу группу со средним содержанием SiO_2 70,98. Эта группа представляет собой гранитовую формацию субщелочной серии.

Гранодиорит-гранитовая формация представлена небольшими массивами (10—55 км^2). Граниты составляют 70%, гранодиориты 30% объема формации. Граниты слагают центральные части массивов и постепенно сменяются в направлении к контактам гранодиоритами. Зоны экзоконтакта сложены двуслюдяными роговиками и достигают нескольких десятков и сотен метров.

Граниты имеют крупно- и среднезернистую порфировидную гранитовую структуру. Они сложены на 30—50% микроклин-пертитом, на 30—40% плагиоклазом № 30 и на 25—45% кварцем. Темноцветные минералы (биотит и роговая обманка) составляют 5—10%.

Гранодиориты обычно среднезернистые, сложены плагиоклазом № 26—28, решетчатым микроклином, кварцем, биотитом и роговой обманкой. Плагиоклаз составляет 40—60%, калиевый полевой шпат 5—10%, кварц 20—30%, биотит и роговая обманка 8—10% объема породы. Структура гранодиоритов гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая.

Диорит-гранодиоритовая формация представлена штоками с площадью выхода в несколько квадратных километров и изометричными крупными массивами с площадями выходов до нескольких сотен квадратных километров, с крутыми контактами. Ее слагают гранодиориты (63%), диориты (30%), граниты (5%), габбро и габбро-диориты (2%). Массивы имеют зональное строение. Центральные части их сложены гранодиоритами и гранитами, краевые — диоритами и габбро. В экзоконтактах вулканические породы превращены в кварц-эпидотовые роговики в зоне шириной до первых сотен метров.

Габбро и габбро-диориты представляют собой мелко- и среднезернистые породы, в которых плагиоклаза 40—70%, авгита 40—70%, роговой обманки 5—50%, кварца до 5% и единичные зерна гиперстена. Диориты и кварцевые диориты имеют средне- и мелкозернистую порфировидную структуру и сложены на 50—65% зональным плагиоклазом № 40—70 в ядре и до № 30—34 в краевой зоне, на 5—25% — калиевым полевым шпатом — пертитом. Содержание кварца, авгита, биотита и роговой обманки колеблется от 0 до 20%.

Гранодиориты — среднезернистые, в эндоконтактах мелкозернистые, в апикальных частях порфировидные разности. В них 40—60% плагиоклаза № 30—38, 10—25% калиевого полевого шпата пертитового строения, 20—30% кварца, 5—20% роговой обманки, 0—20% биотита. Структура гранодиоритов гипидиоморфнозернистая, гранитовая.

Граниты и адамеллиты крупно-, средне- и мелкозернистые, реже — порфировидные, сложены плагиоклазом № 25—30, ортоклазом, кварцем, биотитом и роговой обманкой. На долю плагиоклаза приходится 25—35%, калиевого полевого шпата — 15—35%, кварца — 30—35%, биотита — 0—5%, роговой обманки — 0—5%. Структура пород гипидиоморфнозернистая, участками микропегматитовая.

[1] Интрузивные образования удского комплекса, распространенные в южной оконечности Охотского пояса на стыке с Удским вулканическим поясом, рассматриваются в разделе "Магматические формации Удского вулканического пояса".

Гранитовая формация представлена гранитами, субщелочными и лейкократовыми гранитами, редко — диоритами. Эти породы слагают мелкие тела и штоки площадью 1—9 км^2 в центральной части и более крупные (100—120 км^2) массивы с крутыми контактами в южной оконечности пояса. Граниты сложены плагиоклазом (10—15%), ортоклазом (45—55%), кварцем (30—40%), биотитом (5—10%).

Породы диорит-гранодиоритовой формации характеризуются четким преобладанием окиси натрия над окисью калия и нормальными для известковых ассоциаций соотношениями кальция и магния (MgO/CaO = = 0,45—0,70). В гранитах гранодиорит-гранитовой и гранитовой формаций соотношения между окисями натрия и калия близки к единице, но породы гранодиорит-гранитовой формации более магнезиальные (MgO/CaO = = 0,64). В интрузивных породах диорит-гранодиоритовой формации присутствуют микроклин-пертит и ортоклаз, а в гранитах гранодиорит-гранитовой формации ортоклаз отсутствует. Диорит-гранодиоритовая формация ранне-позднемелового возраста относится к известковому типу. Этому же типу формаций принадлежит и позднеюрская—раннемеловая гранодиорит-гранитовая формация, породы которой отличаются несколько пониженными содержаниями окиси кальция и повышенными — окиси калия.

Граниты позднемелового возраста имеют характеристики пород субщелочного типа и выделяются в формацию субщелочных гранитов.

Все интрузивные формации Охотского пояса по структурно-морфологическим признакам относятся к гипабиссальному типу.

Таким образом, для Охотского пояса наиболее характерны: развитие интрузивных пород как известкового типа, так и субщелочных калиевых и соответственно двух типов одновозрастных вулканитов кислого состава; гипабиссальный характер интрузивных образований и преобладание в их составе гранодиоритов; значительные количества кислых вулканитов (до третьей части объема всех эффузивных образований); широкое распространение пород игнимбритового типа с первичным туфовым строением.

РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Все магматические формации южной части Ульинского прогиба можно объединить в единый сложный ветвящийся ряд, содержащий в своем составе формации известкового и субщелочного типов. Для выделяемого ряда прослеживается следующая последовательность: нижнемеловая плагиоандезитовая формация сменяется вверх по разрезу нижне-верхнемеловыми плагиоандезитобазальтовой и субщелочной липарит-дацитовой формациями, большей частью одновозрастными. В целом ряд характеризуется постепенным замещением и сменой известковых ассоциаций субщелочными.

Положение вулканитов, локально развитых среди осадочных пород аланской свиты, неясно. Отсутствие химических анализов и четкая приуроченность их к осадочным породам аланской свиты, близким по возрасту поздним образованиям Удского пояса, обусловливают альтернатив-

ность включения этих эффузивов в ряд формаций собственно вулканического пояса.

Интрузивная диорит-гранодиоритовая известковая формация и формация субщелочных гранитов могут быть объединены в единый ряд. Гранодиорит-гранитовая формация, объединяющая тела краевой западной части прогиба, прорывающие аланскую свиту, вероятно, должна быть выделена из общего ряда в том случае, если структурное и возрастное (геологическое) положение этих тел достоверно.

Магматические формации Удского вулканического пояса

Удский вулканический пояс протягивается лентовидной полосой шириной 20—90 км по побережью р. Уды от ее верховьев до устья и далее вдоль Охотского побережья в Аянскому полуострову. С северо-запада он ограничен Прибрежным (Красный, 1960), Удским или (Нагибина, 1963, 1969) Северо-Удским разломами. Юго-Восточная граница пояса почти на всем протяжении проходит по долине р. Уды и далее устья ее скрыта под водами Охотского моря.

В тектоническом плане Удский пояс рассматривается как краевой прогиб по отношению к Монголо-Охотскому складчатому поясу (Красный, 1960) либо как крайний северо-восточный прогиб Монголо-Охотской системы мезозойских прогибов (Нагибина, 1963, 1969). В последнее время этот пояс рассматривается также как протоорогенный пограничный вулканический пояс, который сформировался на ранней стадии эпигеосинклинального орогенеза (Шило и др., 1974). В таком случае его необходимо рассматривать в системе структур не Монголо-Охотского, а Сихотэ-Алинского пояса. Однако этому на первый взгляд противоречат наблюдаемые на крайнем юго-востоке пояса, в пределах Ланской (Схема тектоники ..., 1975) или Шевли-Аянской (Нагибина, 1963) зоны соотношения между морскими толщами всех трех отделов юрской системы и наземными вулканогенно-осадочными породами верхней юры — нижнего мела, которые принадлежат образованиям пояса.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Удский вулканический пояс на всем его протяжении образован наземными вулканическими, осадочно-вулканогенными и осадочными породами джелонской свиты. Для нее характерна частая смена по латерали и в разрезе вулканических и различных по составу осадочных образований. Нижняя подсвита представлена разнозернистыми туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами, туфобрекчиями, реже — лавами основного и среднего составов. В центральной части пояса среди этих пород встречаются прослои углистых сланцев. Общая мощность подсвиты увеличивается с юго-запада на северо-восток от 650—800 до 1000—1400 м.

Верхняя подсвита джелонской свиты, выделяемая иногда в самостоятельную (немуйканскую) свиту (Левитан, Чернявский, 1968), образована лавами и туфами основного и среднего составов, реже — вулкано-

генно-осадочными породами. Граница ее с нижней подсвитой постепенная и проводится по подошве мощных горизонтов лав. Мощность подсвиты 550—1000 м. Возраст свиты (по результатам изучения ископаемых остатков флоры) определяется в пределах поздней юры — раннего мела. Изотопный K—Ar возраст андезитобазальтов джелонской свиты 118—171 млн. лет (по определению Т.К. Ковальчук, лаборатория Дальневосточного геологического управления).

Джелонская свита залегает на докембрийских кристаллических и палеозойских осадочных и магматических образованиях. На Аянском полуострове, в долине р. Лантарь верхнедевонские песчаники согласно, без углового несогласия перекрыты гравелитами и туфопесчаниками свиты. На крайнем юго-востоке пояса наземные вулканогенно-осадочные отложения образуют непрерывный разрез с песчанико-сланцевыми и конгломератовыми отложениями нижней и средней юры.

Комплекс нижне- и среднеюрских отложений общей мощностью до 2000—2500 м представлен толщей конгломератов мощностью до 500 м, сменяющейся выше аркозовыми и граувакковыми песчаниками, алевролитами, конгломератами и гравелитами. В верхах комплекса заключены толщи туфопесчаников.

Фациально изменчивая толща разнозернистых аркозово-граувакковых песчаников, переслаивающихся с алевролитами и конгломератами верхней юры, кроме того, несогласно залегает на отложениях палеозоя. Однако перерыв между нижне-среднеюрскими и верхнеюрскими толщами не установлен, а по результатам изучения фауны он отсутствует.

Только на бат-келловейских песчаниках, алевролитах и аргиллитах лежит толща верхнеоксфордских грубозернистых песчаников, туфопесчаников, переслаивающихся с конгломератами и с размывом залегающая на подстилающих породах. Выше она сменяется толщей мелко- и тонкозернистых песчаников, туфов с прослоями алевролитов и конгломератов мощностью 2000—5000 м. В восточном и северо-восточном направлениях эти отложения замещаются наземными песчаниками и конгломератами мощностью до 700 м.

Джелонская свита согласно перекрывается условно нижнемеловыми дацитами, липаритами и их туфами, образующими самостоятельные тела мощностью 400—1000 м. На них несогласно залегают готерив-барремские конгломераты и песчаники баконской (на западе) и мериконской (на востоке) свит мощностью 1000 м. Нижнемеловые терригенные образования несогласно перекрыты вулканитами ранне-позднемелового возраста, параллелизуемыми с магейской свитой Охотского вулканического пояса.

Интрузивные образования, распространенные в пределах Удского вулканического пояса, представлены гипабиссальными телами гранодиоритов, гранитов, диоритов, реже — габбро-диоритов и габбро.

Интрузивные тела, прорывающие образования джелонской и немуйканской свит, а также комплекс дацитов—липаритов нижнего мела, и перекрытые баконской и мериконской свитами, объединяются в позднеюрский—раннемеловой удский интрузивный комплекс. Интрузивные образования, прорывающие все имеющиеся на территории Удского пояса

вулканические и осадочные образования, а также интрузивные тела удского комплекса, выделяются в джугджурский интрузивный комплекс и параллелизуются с ранне—позднемеловыми интрузивными образованиями Охотского вулканического пояса. Наиболее молодой — комплекс щелочных и аляскитовых гранитов условно позднемелового возраста.

На основании только геологических данных ряд интрузивных массивов не может быть отнесен к какому-либо комплексу однозначно.

Северо-западная часть пояса сложена главным образом магматическими породами. Структурный план его определяется взаимным расположением вулкано-тектонических структур. Характерны ассоциации вулканических, субвулканических и гипабиссальных пород, которые прерывисто размещаются среди горизонтально и полого наклоненных слоев осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Типичны структуры центрального и линейно-узлового типов. Дислокации в Удском поясе представлены исключительно сбросами, реже — взбросами. При этом взбросы определяют границы формаций пояса и фундамента.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Среди вулканических образований пояса по особенностям химического состава выделяются следующие элементарные однородные группы: 1) липариты, 2) дациты, 3) андезитодациты, 4) андезиты, 5) андезитобазальты и базальты, 6) субвулканические диорит-порфириты (андезитовые порфириты). Такой порядок указывает на неоднородность всей совокупности вулканитов по кислотности и выдержанность состава вулканитов близкой кислотности по площади, на которой выявляется отсутствие петрохимической зональности внутри пояса.

Вулканиты Удского вулканического пояса принадлежат двум известковым формациям: плагиоандезитобазальтовой и плагиодацит-плагиолипаритовой (табл. 17).

В составе плагиоандезитобазальтовой формации участвуют главным образом плагиоандезитобазальты с содержанием SiO_2 55—56%. Наряду с ними встречаются плагиобазальты, плагиоандезиты, редко — плагиоандезитодациты. Вулканические породы образуют потоки и группы потоков мощностью от 1 до 200—300 м, некки, субвулканические различные по размерам изометричные тела, дайки, силлы. Они группируются в ассоциации тел овальной в плане формы размерами от 2—5 до 30 км, разделенные параллельно и линзовиднослоистыми терригенными и терригенно-вулканогенными образованиями. При этом неравномерность размещения ассоциаций вулканических и субвулканических тел отчетливо выражена как по горизонтали, так и вертикали. Латеральная неоднородность проявляется в более широком распространении осадочных образований в южной и юго-восточной частях пояса при заметном сокращении размеров тел ассоциаций покровных и экструзивных вулканитов. Параллельно этому изменяется соотношение между лавами и туфами от резкого преобладания лав над туфами в северных частях пояса до примерно равного соотношения между лавами и туфами в южных.

Таблица 17

Состав пород вулканических формаций Удского вулканического пояса

Свита, толща	Возраст	Количество вулканитов в разрезе, %	Мощность, м	Форма, размеры тел	Породы	Число анализов
Джелонская свита	118–171 млн. лет; верхняя юра–нижний мел	Нижняя подсвита: запад 0%, центр до 50%, СЗ и СВ 75–100%	650–88 (Ю3) и 1000–1400 (СВ)	Потоки мощностью 1–5 – 20–200 м, штоки площадью 0,4–30 км^2, дайки	Плагиоандезитобазальты, плагиобазальты	9
					Плагиоандезиты	9
		Верхняя подсвита 100%	550–1000		Плагиоандезитодациты	1
					Диорит-порфириты субвулканические	4
Толща липаритов, дацитов	Нижний мел	100%	400–1600	Потоки лав мощностью в первые метры, туфы	Дациты	6
					Липариты	4

Среди осадочных пород покровные вулканиты образуют линзовидные тела мощностью до 200–300 м. Они согласно подстилаются и перекрываются осадочными образованиями. Подстилающие слои пересекаются сближенными группами даек; штокообразными телами порфировых пород, нередко со столбчатой отдельностью, не выходящими выше тел вулканитов.

Плагиоандезитобазальты и плагиоандезиты покровов представляют собой порфировые массивные, реже – миндалекаменные породы, состоят из вкрапленников зонального плагиоклаза № 30–70 (3–60%), авгита (1–15%), роговой обманки (1–5%), редко – гиперстена. Гиалопилитовая, пилотакситовая, микролитовая основная масса сложена на 50–70% микролитами плагиоклаза № 25–45, на 5–20% – моноклинным пироксеном и стеклом (10–50%).

Среди порфировых вкрапленников в плагиобазальтах авгит и гиперстен (40–55%) преобладают над лабрадором (35–45%). Наряду с ними иногда присутствуют оливин и рудные минералы.

Статистические параметры	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
$\bar{x}$	52,52	1,30	17,61	3,72	5,75	0,15	4,52	8,30	3,65	0,6
s	5,35	0,35	0,96	0,83	1,08	0,02	1,39	1,51	0,93	0,21
$\bar{x}$	58,68	0,80	16,80	2,58	4,30	0,14	2,90	5,90	3,97	1,37
s	1,65	0,20	0,75	1,10	1,65	0,03	0,56	0,97	0,57	0,48
	62,68	0,66	17,60	2,51	2,24	0,09	2,33	4,69	4,88	1,65
$\bar{x}$	51,53	1,59	17,30	3,40	6,11	0,15	4,98	7,84	3,68	1,06
s	1,86	0,59	1,36	1,32	1,18	0,03	1,38	1,43	0,24	0,69
$\bar{x}$	65,63	0,47	15,99	2,03	2,58	0,11	1,54	3,03	4,23	2,23
s	0,98	0,12	0,76	0,66	0,40	0,01	0,89	0,96	0,45	0,33
$\bar{x}$	73,86	0,16	13,48	0,54	1,49	0,07	0,69	0,78	4,27	3,68
s	1,26	0,08	0,63	0,22	0,89	0,03	0,33	0,50	0,48	0,64

Относительно редко встречающиеся плагиодациты представлены массивными и флюидальными разностями порфировой структуры. Вкрапленники, составляющие 10–40% объема породы, сложены плагиоклазом № 26–38 (70–90%), пироксеном, роговой обманкой (1–10%), кварцем (5–10%). Микрокриптокристаллическая, микропойкилитовая, пилотакситовая и микролитовая основная масса образована взаимным размещением микролитов плагиоклаза № 24–35 (5–50%), кварца (10–30%), калиевого полевого шпата (до 19%), пироксена (до 5%), рудных минералов.

Среди туфов базальтов, андезитобазальтов и дацитов выделяются литокристаллокластические, реже – витрокластические крупно-, средне-, мелко- и тонкообломочные разности. Количество цементирующей массы возрастает от 20–30% в основных до 70–80% в более кислых разностях.

Субвулканические и жерловые тела сложены андезитобазальтами и андезитодацитами (диорит-порфиритами), содержащими 20–30% вкрап-

ленников. Структура основной массы призматически-зернистая, офитовая, гипидиморфнозернистая. В породах плагиоклаз № 30—40 составляет 50—80%, моноклинный пироксен 5—35%, биотит и роговая обманка до 10%, кварц 0—7%.

Низкая общая щелочность пород собственно эффузивной фации (суммарное содержание окислов натрия и калия около 4%), высокие содержания окиси алюминия при обычных для известкового типа коцентрациях окислов кальция и магния типичны для известково-щелочных серий окраинноконтинентальных вулканических поясов (Куно, 1970), андезитобазальтовых серий островных дуг (Добрецов, 1975).

В плагиодацит-плагиолипаритовую формацию объединены наиболее кислые разновидности джелонской и немуйканской свит и толща липаритов и дацитов раннемелового возраста. В составе формации липариты, их лавобрекчии, туфы и игнимбриты составляют 60—70% объема, дациты и их туфы и игнимбриты — 30—40%.

Образования плагиодацит-плагиолипаритовой формации распространены в западной части пояса и имеют значительно меньшие объемы по сравнению с плагиоандезитобазальтовой формацией.

Плагиолипариты и плагиодациты представляют собой порфировые породы, содержащие 10—30% вкрапленников, представленных калинатровым полевым шпатом, кварцем, реже альбитом — олигоклазом, биотитом и роговой обманкой. Фельзитовая, микропойкилитовая и сферолитовая основная масса сложена вторичным кварц-полевошпатовым агрегатом.

Туфы обычно лито-кристаллокластические, содержат 10—30% цемента. В игнимбритах и сваренных туфах обломки пород составляют 10—60%, обломки кристаллов кварца и плагиоклаза 30—70%, фьямме 3—15%. По петрохимическим свойствам плагиодацит-плагиолипаритовая формация относится к серии известковых (натровых).

Независимо от обычно выделяемых по геологическим данным интрузивных комплексов совокупность принадлежащих им пород разбивается по кислотности на крупные выборки. Среди них выборки близких по кислотности пород также неоднородны и разделяются на более мелкие элементарные однородные группы. Лишь габброиды удского комплекса образуют однородную группу. Диориты разделяются на три группы: 1) диориты, выделяемые обычно в I фазу удского комплекса; 2) диориты удского комплекса с повышенным содержанием щелочей и диориты Медяйского, Немериканского и других массивов, относимых обычно к джугджурскому комплексу; 3) диориты группы массивов удского комплекса, представителями которых являются Орого-Лантарский, Дэванаканский и Ийконда-Джелонский. Граница раздела второй и третьей групп довольно слабая (значение V_m^2 близко к критическому и появляется за счет различий в содержании окиси железа), поэтому с некоторой долей приближения ее можно далее не учитывать.

Гранодиориты образуют две однородные группы. Гранодиориты Ийконда-Джелонского, Орого-Лантарского и аналогичных им массивов также выделяются из общей совокупности гранодиоритов удского комплекса, но не отделяются от гранодиоритов джугджурского комплек-

са (интрузивные массивы Медяйский, Етаринский и др.). Гранодиориты удского комплекса западного фланга пояса, в том числе и гранодиориты крупного и спорного по положению Чалбук-Яконского массива, образуют вторую группу.

Граниты пояса делятся на три однородные группы: 1) верхнемеловые граниты и часть гранитов джугджурского комплекса; 2) высокощелочные граниты удского комплекса западного окончания пояса и некоторых массивов джугджурского комплекса; 3) граниты нормальной щелочности удского комплекса, в том числе Чалбук-Яконский массив.

Точная привязка петрохимических анализов, сопоставление с конкретными массивами в совокупности с имеющимися геологическими данными позволяют наметить три ряда интрузивных образований (см. табл. 18, вкл.): 1) породы от габбро до гранитов, слагающие массивы, относимые по геологическим данным к удскому интрузивному комплексу, в том числе и Чалбук-Яконский массив; 2) породы от диоритов до гранитов, слагающие массивы джугджурского интрузивного комплекса, в том числе Медяйский, Етаринский, Немуйский, и часть массивов удского комплекса, в том висле Орого-Лантарский, Дэванаканский и Ийконда-Джелонский; 3) щелочные и аляскитовые граниты джугджурского комплекса и верхнемеловые.

Таким образом, анализ петрохимических составов подтверждает выделение среди гранитоидных образований трех интрузивных комплексов, позволяет относить их к тому или иному комплексу и выявляет уменьшение доли пород удского комплекса среди интрузивных образований пояса вследствие перевода некоторых массивов в джугджурский. Массивы, для которых отсутствуют петрохимические анализы, отнесены к какому-либо из комплексов условно на основании сопоставления минеральных составов и по имеющимся литературным сведениям (Левитан, Чернявский, 1968 и др.).

Такое разделение интрузивных образований на комплексы согласуется с результатами анализов изотопных возрастов, установленных K—Ar методом (в работе используются данные изотопных анализов проб, имеющих точную геологическую привязку; Т.К. Ковальчук). Изотопный возраст интрузивных образований удского комплекса соответствует интервалу от 195 до 152 млн. лет, что соответствует поздней юре. Формирование интрузивных образований джугджурского интрузивного комплекса продолжалось в течение длительного времени, соответствующего меловому периоду. Для них намечаются три интервала значений изотопных возрастов: 132—139 млн. лет (группа массивов центральной части пояса, в том числе Ийконда-Джелонский и др.), 123—125 млн. лет (Орого-Лантарский, Дэванаканский массивы), 72—84 млн. лет (Медяйский, Немуйский, Етаринский массивы).

Ареал распространения интрузивных массивов джугджурского комплекса совпадает с ареалом развития вулканитов. Интрузивные массивы удского комплекса располагаются преимущественно в северо-западном обрамлении пояса, на его западном фланге и близ Аянского полуострова, разделяя вулканиты Удского и Охотского поясов.

Среди пород удского интрузивного комплекса преобладают грано-

диориты; количество гранитов, диоритов и габбро изменяется по площади. Это позволяет разделить интрузивные образования удского комплекса на две формации: гранодиоритовую, в которую входят массивы зон обрамления, и диорит-гранодиоритовую, представленную мелкими единичными массивами в области развития вулканитов. Для джугджурского интрузивного комплекса также характерно преобладание гранодиоритов над другими породами, но доля гранитов больше, чем в удском комплексе. По петрохимическому составу интрузивные образования джугджурского комплекса входят в состав единой гранит-гранодиоритовой формации.

Верхнемеловой комплекс однороден, представлен исключительно гранитами и выделяется как гранитовая формация. Характеристика формаций приведена в табл. 18.

Гранодиоритовая формация сложена на 77% гранодиоритами, на 15% гранитами, на 5% диоритами, на 3% габбродиоритами и габбро и представлена крупными (300—3000 км^2) изометричными массивами с пологими секущими, реже — с крутыми поверхностями контактов. Характерно постепенное изменение в направлении к эндоконтактовым зонам массивов состава пород от гранитов до диоритов, реже габбро и структур — от равномернозернистых до порфировидных.

Диорит-гранодиоритовая формация сложена на 70% гранодиоритами, на 25% диоритами, на 5% габбро и представлена небольшими штоками и пластинообразными телами площадью 0,5—70 км^2. Наряду с простыми по строению монопородными телами выделяются сложные массивы с обратной зональностью, с габбро и габбро-диоритами в центральных частях тел.

В экзоконтактовых зонах массивов этих формаций распространены зоны биотитовых и биотит-роговообманковых роговиков шириной в несколько сотен метров, а в наиболее пологих контактах — до первых километров.

Габбро представляют собой средне- и крупнозернистые породы габбровой и пойкилитовой структур и сложены на 20—80% роговой обманкой, на 5—55% моноклинным пироксеном, на 15—75% плагиоклазом № 57—62 и магнетитом. В оливиновых габбро до 19% оливина.

Диориты и кварцевые диориты обычно средне- и крупнозернистые, гипидиоморфнозернистые, порфировидные, содержат 50—70% плагиоклаза № 35—53, 25—35% (редко 5%) роговой обманки, до 20% моноклинного пироксена, до 15% биотита и до 15% кварца.

Для гранодиоритов характерны гипидиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые структуры. Их состав: 45—65% плагиоклаза № 30—48, 5—20% калиевого полевого шпата, 10—25% кварца, 0—15% роговой обманки, 5—10% биотита, 10% ромбического пироксена.

Граниты состоят из плагиоклаза (30—35%), кварца (20—30%), калиевого полевого шпата (15—35%), биотита (5—10%), роговой обманки (0—10%).

Гранит-гранодиоритовая формация представлена изометричными массивами размерами от первых квадратных километров до 200 км^2 и состоит из гранодиоритов (65%), гранитов (20%), диоритов и сиенит-

диоритов (15%). Выделяются простые и сложные по строению и составу тела.

В эндоконтактовых частях массивов часты порфировидные и порфировые разности. Зоны экзоконтактов сложены слюдисто-кварцевыми, реже — эпидот-кварцевыми роговиками шириной от сотен метров до первых километров.

Диориты и кварцевые диориты представляют собой средне-, крупнозернистые и порфировидные породы с гипидиоморфнозернистой, редко — пойкилоофитовой, пегматитовой и монцонитовой структурами. В порфировидных разностях количество вкрапленников, представленных плагиоклазом, пироксеном и роговой обманкой, достигает 15—20%. В породах содержится 40—70% зонального плагиоклаза, состав которого меняется от № 38—40 в краевых частях до № 49—52 в центральной части, 0—15% калиевого полевого шпата, 10—20% кварца, 0—20% моноклинного пироксена, 5—12% роговой обманки и 3—10% биотита. В сиенитодиоритах-диоритах плагиоклаз № 38—43 составляет 45—50% объема породы, калинатровый полевой шпат 17—20%, кварц до 20%, роговая обманка 12—150%.

Гранодиориты средне- и крупнозернистые сложены на 40—60% плагиоклазом № 34—45, на 10—25% калиевым полевым шпатом, на 20—25% кварцем, на 0—10% биотитом, на 0—10% роговой обманкой, на 0—3% моноклинным пироксеном, имеют гипидиоморфнозернистые и монцонитовые структуры. В порфировидных разностях вкрапленники составляют 15—25% объема породы.

Граниты среднезернистые до мелкозернистых, массивные и порфировидные, гранитовой, гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой, иногда пегматитовой структуры. В состав их входят 20—40% калиевого полевого шпата, 25—50% плагиоклаза № 10—30, 25—35% кварца, 0—10% биотита и 0—3% роговой обманки.

Интрузивные гранодиоритовая, диорит-гранодиоритовая и гранит-гранодиоритовая формации относятся к гипабиссальным известкового типа формациям и характеризуются преобладанием окиси натрия в составе щелочей ($K_2O/Na_2O < 0{,}7$ для удского комплекса и $< 0{,}9$ для джугджурского комплекса). Породы гранодиоритовой и диорит-гранодиоритовой формаций, соответствующие удскому комплексу, по сравнению с породами джугджурского комплекса более высокоглиноземистые, содержат больше окиси кальция и меньше — щелочей.

Диориты гранит-гранодиоритовой формации (джугджурский комплекс), объединенные в одну группу вследствие близкого к критическому значения критерия Родионова для выделения формаций, охарактеризованы раздельно. Диориты наиболее древних (по изотопному возрасту) массивов (Йиконда-Джелонский, Орого-Лантарский и др.) по сравнению с диоритами молодых массивов (Немуйский, Етаринский, Медяйский и др.) отличаются меньшими содержаниями окислов алюминия, суммы щелочей и большей кальциевостью. Гранодиориты этих двух групп массивов сходны по своему петрохимическому составу.

Различие петрохимических составов можно объяснить различной глубиной формирования массивов, в пользу чего свидетельствуют отли-

чия структур пород и их минеральный состав: породы более древних массивов характеризуются равномернозернистыми структурами и отсутствием порфировидных разностей, а более молодых содержат (до 15–20%) порфировые вкрапленники, повышенное количество калинатрового полевого шпата (сиенитодиориты) и зональный плагиоклаз.

Гранитовая формация включает лейкократовые и субщелочные граниты, слагающие штоки и мелкие массивы площадью от 1 до 30 км^2, а также дайки длиной до 1 км и мощностью до 1–2 м. Для краевых частей массивов и даек характерны порфировидные, мелкозернистые, аплитовидные и пегматитовые разности. Граниты сложены на 40–50% микропертитом, на 25–50% олигоклазом, на 25–35% кварцем, на 5% биотитом, редкими зернами роговой обманки и имеют гранитовую, аллотриоморфнозернистую, микропойкилитовую структуры. В порфировидных разностях вкрапленники составляют 40–70% и представлены кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом.

Породы гранитовой формации характеризуются преобладанием окиси калия над окисью натрия при относительно невысоком общем количестве суммы щелочей ($Na_2O + K_2O = 8{,}1\%$).

По морфологическим характеристикам эта формация, как и все интрузивные формации Удского пояса, относится к гипабиссальному типу.

Таким образом, для Удского вулканического пояса наиболее типично преимущественное развитие магматических пород известковой серии натрового ряда, отсутствие щелочных пород среди вулканитов, гипабиссальный характер интрузивных пород, преобладание среди вулканитов плагиоандезитобазальтов и основных плагиоандезитов, а среди интрузивных пород – гранодиоритов.

Магматические формации меловых и кайнозойских магматических зон буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой области

Меловые и кайнозойские магматические ассоциации на Буреинском массиве и Сихотэ-Алинской складчатой области образуют многочисленные районы, именуемые в зависимости от количественных соотношений в них вулканических и интрузивных образований вулканическими, интрузивно-вулканическими или интрузивными зонами. Масштабы позднемезозойского и кайнозойского магматизма Буреинского массива на современном уровне эрозионного среза характеризуются следующими данными: территория массива 160,1 тыс. км^2, суммарная площадь размещенных здесь мезозойских магматических пород 64,1 тыс. км^2 (42% территории). Вулканические образования (72,6%) преобладают над интрузивными гипабиссальными и мезоабиссальными. Выделено 17 зон, из которых 13 приурочены к окраинным частям массива и ближайшему складчатому обрамлению, четыре зоны расположены во внутренней части массива. Помимо этого во внутренних районах массива имеются небольшие тела раннемеловых интрузивных пород, сопровождаемые вулканическими породами (рис. 11).

В пределах северной части Сихотэ-Алинской складчатой области выделяются семь вулканических зон и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканиче-

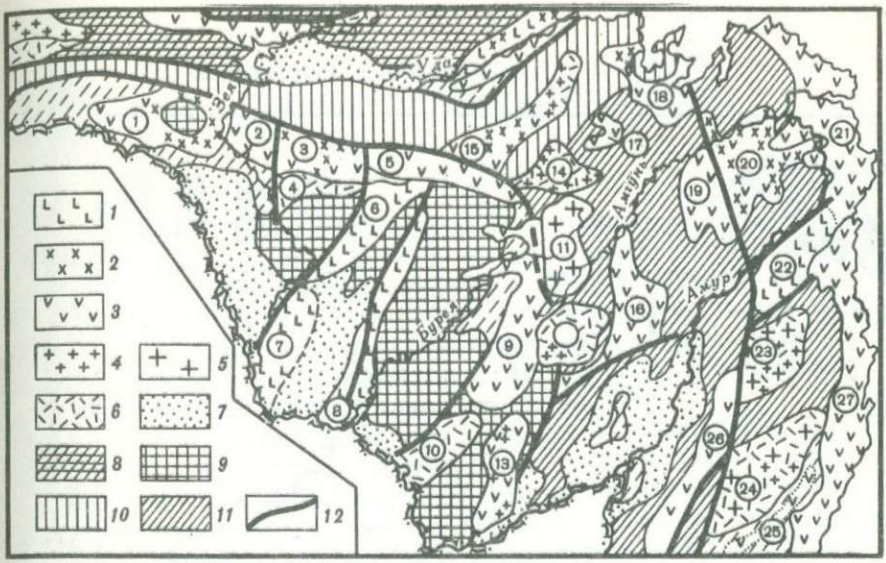


Рис. 11. **Схема размещения меловых вулканических зон**

1–6 — вещественные типы магматических формаций: *1* — базальтовый, *2* — диорит-гранодиоритовый, *3* — андезитовый, *4* — гранитовый гипабиссальный, *5* — гранитовый мезоабиссальный, *6* — липаритовый; *7–11* — главные тектонические элементы: *7* — наложенные впадины, *8* — область Становика—Джугджура, *9* — Буреинский массив, *10* — Монголо-Охотский пояс, *11* — Сихотэ-Алинский пояс; *12* — зоны разломов; цифрами на схеме (в кружках) обозначены вулканические зоны: *1* — Гонжинская, *2* — Зейско-Депская, *3* — Октябрьская, *4* — Граматухинская, *5* — Селемджинская, *6* — Нижне-Селемджинская, *7* — Нижнезейская, *8* — Бысса-Устьбуреинская, *9* — Тырма-Ниманская, *10* — Хингано-Яуринская, *11* — Дуссе-Алинская, *12* — Баджальская, *13* — Бирско-Белоянская, *14* — Эзопская, *15* — Селитканская, *16* — Курско-Комсомольская, *17–18* — Ульбанская, *19* — Эвурская, *20* — Пильда-Лимурийская, *21* — Нижне-Амурская, *22* — Тумнинская, *23* — Хуту-Джаурская, *24* — Бута-Коппинская, *25* — Кабулинская, *26* — Западно-Сихотэ-Алинская, *27* — Восточно-Сихотэ-Алинский пояс

ский пояс (рис. 11). Однако относительная суммарная площадь наземных вулканических и интрузивных комплексов, отнесенная к общей площади Сихотэ-Алинской складчатой области, здесь больше, чем на Буреинском массиве.

Неогеновые—четвертичные базальтоиды образуют достаточно крупные по площади вулканические районы в Нижнем Приамурье, на восточном и западном склонах Сихотэ-Алиня и на восточной окраине Буреинского массива. Они наложены на разновозрастные, включая раннепалеогеновые, комплексы, располагаются поясообразно и образуют Прибрежный, Западно-Сихотэ-Алинский и Восточно-Буреинский вулканические пояса (рис. 12).

Главные особенности строения магматических формаций наложенных меловых и кайнозойских магматических зон южной части Дальнего Востока рассмотрены в работе В.И. Сухова (1975). Поэтому ниже мы приводим только схему — перечисление магматических формаций, их приуроченность и химический состав пород (табл. 19).

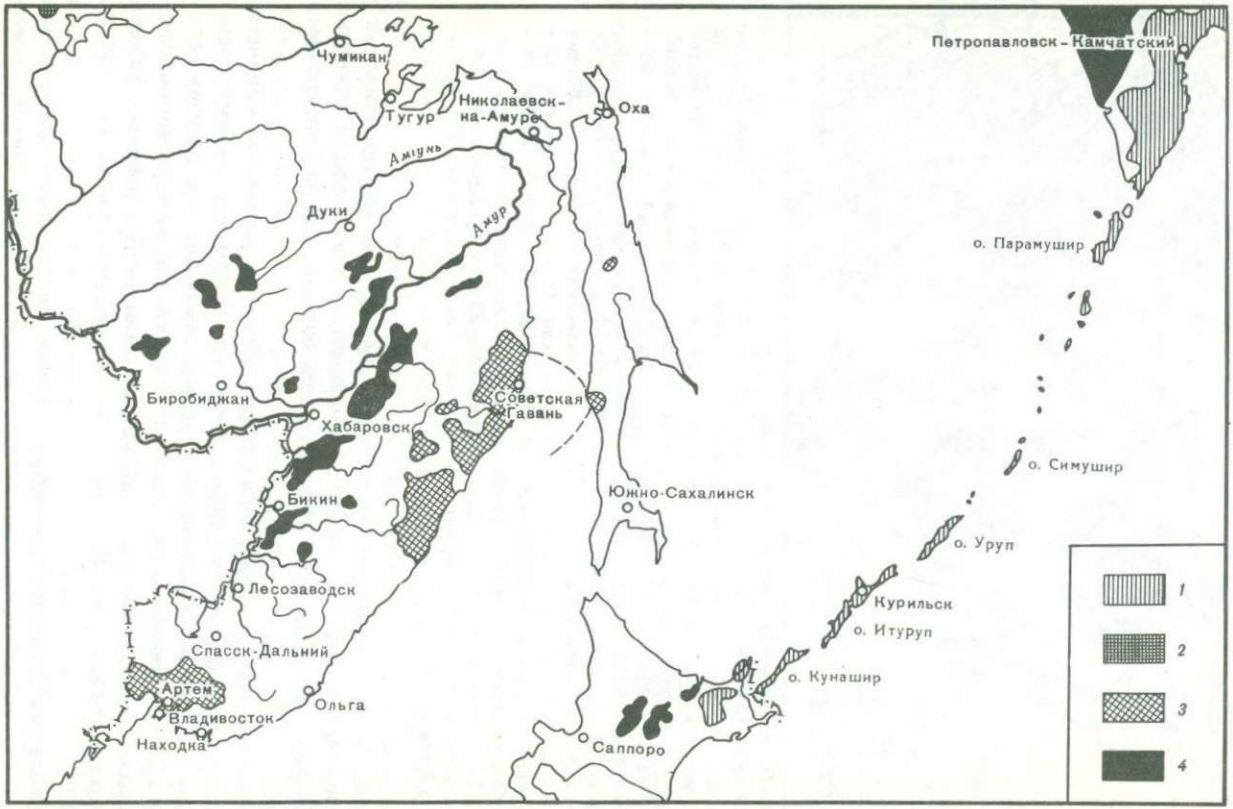


Рис. 12. **Схема размещения поздненеогеновых—четвертичных вулканических формаций**

1 — плагиоандезитобазальтовая формация (Курильская островная дуга), *2* — трахибазальтовая формация (вулканические зоны Становика), *3* — формация толеитовых базальтов (Прибрежный вулканический пояс), *4* — формация оливиновых щелочных базальтов (Восточно-Буреинский и Западно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса)

Глава 8

МАГМАТИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В особенностях сонахождения и вертикальной последовательности структурно связанных магматических формаций — рядах формаций — проявляется специфика геологических районов, а границы районов определяются площадями распространения конкретных рядов формаций. Таким образом, классификация рядов магматических формаций, представляющих собой структурные и вещественные подразделения, — по существу, классификация формационных районов.

Группы рядов магматических формаций, выделенные путем корреляции между рядами формаций, соответствуют типам и классам геологических районов. Выделяются следующие типы районов: 1) ультрамафит-базитовые, соответствующие собственно эвгеосинклиналям и внешним зонам островных дуг; 2) базитовые, соответствующие некоторым внутриконтинентальным вулканическим поясам и внешним зонам островных дуг; 3) базит-салитовые и салит-базитовые, соответствующие вулканическим поясам, островным дугам, зонам орогенного магматизма; 4) салитовые, соответствующие представлениям о срединных массивах.

УЛЬТРАМАФИТ-БАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ РАЙОНЫ

Три типа вертикальных рядов вулканических формаций, сопровождающиеся тремя рядами интрузивных формаций, образуют ультрамафит-базитовые формационные районы. Им соответствуют Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская, Сахалинская эвгеосинклинали.

Простой базальтовый ряд, образованный базальтовой толеитовой формацией и сменяющей ее по вертикали формацией оливиновых щелочных базальтов, ассоциирован с рядом интрузивных формаций, образованным дунит-гарцбургитовой и габбро-диоритовой (габбро-диорит-габбровой) формациями. Эта ассоциация рядов приурочена к низам разрезов эвгеосинклиналей. В Монголо-Охотской эвгеосинклинали ей соответствуют верхнедокембрийские — нижнекембрийские и верхнекембрийские—нижнеордовикские магматические комплексы, в Сихотэ-Алинской — силурийско-девонский, каменноугольно-пермские, а в Сахалинской — верхнепалеозойские—нижнемезозойские.

Во всех эвгеосинклиналях значительные объемы занимают базальтовые вулканические формации, а интрузивным принадлежит небольшая роль. Вулканические формации ассоциированы с кремнистыми породами (кремнистыми сланцами, яшмоидами, радиоляритами), хемогенными известняками, граувакковыми песчаниками. Объем терригенных пород, ассоциированных со щелочными оливиновыми базальтами, несколько выше, чем с толеитовыми. Формация толеитовых базальтов характеризуется равномерным однородным размещением небольших вулканических

тел на площади эвгеосинклинали. Формация щелочных оливиновых базальтов, напротив, представлена различными по масштабам, в том числе и крупными вулканическими постройками, имеющими зональное размещение. Зональность выражается в неравномерном по объемам и составу тел вулканических пород на площади эвгеосинклинали. Вертикальная амплитуда распространения формаций толеитовых и щелочных базальтов в различных эвгеосинклиналях различна. На западе Монголо-Охотской эвгеосинклинали формация толеитовых базальтов занимает более 2/3 разреза ононской и кулиндинской свит, на востоке — только небольшую часть разреза нижнего кембрия. В Сихотэ-Алинской эвгеосинклинали толеитовые базальты устанавливаются на всех уровнях разреза силурийско-девонских комплексов.

Смена формаций по вертикали, общая для всех эвгеосинклиналей, и произошла в краевых частях эвгеосинклиналей несколько раньше, чем в центральных и примыкающих к наложенным на окраины древних щитов миогеосинклиналям. Это можно принять за проявление зональности магматизма в эвгеосинклиналях (Ротман, Марковский, 1974). Попытки обнаружить петрохимическую неоднородность вулканитов в эвгеосинклиналях вкрест простирания на уровне верхнего докембрия и нижнего кембрия Монголо-Охотского пояса не дали положительных результатов.

Общая последовательная смена формации толеитовых базальтов формацией щелочных оливиновых базальтов обычно проявляется по вертикали многократно. Она характерна для Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской эвгеосинклиналей, имеются признаки этого явления для Сихотэ-Алинской эвгеосинклинали. Границы между различными базальтовыми формациями проходят ниже границ между толщами и свитами, не разделенными несогласиями, включающими тела вулканических пород формации. Повторение по вертикали вулканических формаций, имеющихся ниже по разрезу и резко отличных по составу от расположенных непосредственно выше них, прослеживается только выше несогласия.

Развитием этого ряда вулканических формаций представляются ряды, образованные формациями: а) толеитовых базальтов — щелочных оливиновых базальтов — липаритовой (дацитовой) субщелочной либо трахидацитовой и б) толеитовых базальтов — щелочных оливиновых базальтов — трахибазальтовой. В эвгеосинклиналях они занимают более высокое положение по отношению к первому ряду. С ними сопряжены интрузивные ряды, образованные формациями: а) дунит-гарцбургитовой (оливинит-верлитовой) — габбро-диоритовой (габбровой) — габбро-плагиогранитной и б) дунит-гарцбургитовой — габбро-диорит-габбровой — габбро-плагиогранитной — троктолит-верлит-пироксенитовой — габбро-диоритовой (габбровой).

Первые вулканический и интрузивный ряды характеризуют Монголо-Охотскую эвгеосинклиналь в нижнем-среднем девоне (западная часть), в силуре—девоне (восточная часть) и Сихотэ-Алинскую в триасе—юре, последние — Сахалинскую эвгеосинклиналь и Даубихинскую зону Сихотэ-Алинской эвгеосинклинали.

Базальты ранних формаций рядов сохраняют особенности состава ба-

зальтов соответствующих формаций предшествующих им рядов. Однако объемы толеитовых формаций в более молодых рядах значительно меньше. В базальтах формаций снизу вверх быстро увеличивается содержание щелочей, железа, уменьшается количество MgO и SiO_2. На более высоких горизонтах увеличивается роль щелочных базальтов, появляются базаниты, а также кислые вулканические породы.

Для выявления аналогий состава базальтов эвгеосинклиналей мы использовали достаточно представительный набор примеров ассоциаций базальтов различных внутри- и окраинноокеанических, окраинноконтинентальных и внутриматериковых районов (Живая тектоника. . . , 1966; Кутолин, 1972; Вулканические ассоциации докембрия. . ., 1976). Подавляющая масса базальтов эвгеосинклиналей юга Дальнего Востока соответствует по составу базальтам океанических районов либо они характеризуются еще более высокими содержаниями магния при относительно пониженных — железа. Этот признак, по мнению Н.Л. Добрецова (Вулканические ассоциации докембрия. . . , 1976), устойчив для отличия базальтоидов областей с океанической корой, а по мнению Дж. Канна (1973) примерно равные и достаточно высокие содержания CaO, MgO, Σ FeO отличают океанические базальты от континентальных.

Для внутриконтинентальных районов отмечается редкость базальтовых комплексов, аналогичных по составу современным океаническим базальтовым комплексам. Так, метабазальтовые ассоциации Уралтауского, Алтае-Западно-Саянского, Заенисейского поясов характеризуются повышенными содержаниями магния при повышенной общей железистости и не свойственны материковым плато и древним платформам. Геологическая позиция их определяется приуроченностью к зонам длительно повторяющегося чисто либо почти чисто базальтового вулканизма, перидотит-серпентинитовых комплексов и глаукофанового метаморфизма. Несомненно, что Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская и Сахалинская эвгеосинклинали принадлежат именно к этому классу геологических районов с длительным многократно повторяющимся базальтовым вулканизмом, с ультрамафитовыми телами и глаукофановым метаморфизмом. Однако среди базальтов названных эвгеосинклиналей нет аналогов промежуточных базальтов рифтовых зон, хотя в большинстве своем они должны быть отнесены к высокомагнезиальным разновидностям (см. рис. 4). Фигуративные точки составов базальтов этих районов размещают в полях океанических базальтов (оливиновые толеиты гавайского типа), оливиновых щелочных базальтов.

Так же как базальты океана, неоднородны и базальты эвгеосинклиналей. Базальтам Центрально-Индийского и Срединно-Атлантического хребтов, по отношениям между KO_1 и KO_2 (рис. 4), занимающим промежуточное положение между базальтами океанических районов и окраинноматериковых вулканических дуг, близки базальты свиты Пантового ключа Восточно-Сихотэ-Алинского антиклинория, марийской, учирской и ракитнинской свит Сахалинской эвгеосинклинали. Однако значение этих неоднородностей базальтов эвгеосинклиналей определить в настоящее время трудно. Возможно существование в эвгеосинклиналях магматических зон, сходных с зонами внутриокеанических поднятий. Особен-

ности состава кислых вулканитов эвгеосинклиналей не противоречат этому.

Вулканиты кислой группы Монголо-Охотской эвгеосинклинали тождественны кислым вулканитам современных океанических районов (Кренделев, 1976; Лучицкий, 1973), что еще более сближает эвгеосинклинали южной части Дальнего Востока с некоторыми океаническими районами. Это проявляется также в агпаитовой и фонолитовой тенденциях на вариационных диаграммах океанических и эвгеосинклинальных ассоциаций.

Сходство составов вулканитов эвгеосинклиналей и океанических районов не позволяет утверждать океаническую природу эвгеосинклиналей либо противопоставлять районы континентального и океанического магматизма на каких-то стадиях.

Выделяется столько же гипербазитовых комплексов, сколько уровней развития базальтоидов. В Сихотэ-Алине имеется три разновозрастных гипербазитовых формации — девонская, карбон-пермская и юрская-раннемеловая (Зимин, 1973; Основные закономерности. . . , 1974), на о. Сахалине также три — пермско-триасовая, раннемеловая и позднемеловая, в Монголо-Охотском поясе четыре — позднепротерозойская-кембрийская, нижне-среднедевонская, пермская (возможна также ордовикская), на Камчатке две — палеозойская и позднемеловая-палеогеновая. На наиболее низких уровнях преобладают альпинотипные гипербазиты. Повсюду они представлены дунит-гарцбургитовой формацией, редко оливинит-верлитовой (сихотэалинская эвгеосинклиналь). В составе формаций резко преобладают дуниты и гарцбургиты и серпентиниты по ним. На более высоких уровнях возрастает роль верлитов, роговообманковых и метасоматических пироксенитов. Эти гипербазиты отличаются от альпинотипных высоким содержанием извести и глинозема, низким — магния. В краевых частях тел, среди которых часты лополиты и силлы, ультраосновные породы чередуются с габброидами (габбро-габбро-норитами, троктолитами). Эти стратиформные гипербазиты относятся к троктолит-верлит-пироксенитовой и дунит-верлит-пироксенитовой формациям.

Габброиды в офиолитовых ассоциациях всегда появляются позже гипербазитов. Состав их отличается пестротой. В базитовых интрузивных телах отмечаются кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро, габбро-нориты, нориты, троктолиты и анортозиты. Нередко к ним присоединяются плагиограниты (верлит-габбровая, габбровая, габбро-диорит-диабазовая, габбро-диорит-габбровая формации). Иногда в этих ассоциациях плагиограниты слагают 30—50% объема породы (габбро-плагиогранитные формации).

БАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ РАЙОНЫ

Наряду с ультрамафит-базитовыми формационными районами выделяются базитовые формационные районы. Они сложены простыми рядами, образованными одной вулканической формацией: а) толеитовых базальтов, б) оливиновых щелочных базальтов, в) трахибазальтовой

(трахиандезит-трахибазальтовой). Эти формационные районы соответствуют представлениям о базальтовых вулканических поясах, характерных для окраины и внутренних районов Азиатского материка: Прибрежному, Нижне-Амурскому, Восточно-Буреинскому. Каждый пояс сложен рядом формаций только одного класса. Пространственное положение таких поясов и их размещение относительно друг друга сходно с размещением вулканических зон на границе континента и океана (рис. 12).

Приближенный к окраине материка Прибрежный вулканический пояс образован формацией толеитовых базальтов, обнаруживающих сходство с базальтами как срединноокеанических хребтов, так и островных дуг. Размещающиеся к северо-западу от него неоген-четвертичные вулканические пояса, включая Восточно-Буреинский, образованы формацией оливиновых щелочных базальтов. Эта картина направленного от окраины континента в глубь него изменения состава формаций усиливается размещением в южном обрамлении Алданского щита зонами трахибазальтовых вулканических формаций. Всю группу одновозрастных вулканических поясов с направленным изменением состава и объема формаций относительно пояса с формациями наименее щелочных пород целесообразно рассматривать как самостоятельную систему вулканических поясов.

БАЗИТ-САЛИТОВЫЕ И САЛИТ-БАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ РАЙОНЫ

Базит-салитовым формационным районам в тектоническом плане соответствуют различные вулканические пояса, островные дуги, некоторые миогеосинклинали, зоны орогенного магматизма. Они характеризуются разнообразным набором вулканических и интрузивных рядов формаций. По соотношению между базитовыми и салитовыми формациями в рядах выделяются два класса формационных районов — собственно базит-салитовые и салит-базитовые.

Базит-салитовым формационным районам соответствуют внутриконтинентальные вулканические зоны, которые группируются в вулканические пояса. В мозаичном рисунке пространственно разобщенных мезозойских магматических зон трудно угадать контуры вытянутых на многие сотни километров внутриконтинентальных вулканических поясов. Обычно ареалы развития вулканических и одновозрастных с ними и структурно сопряженных интрузивных комплексов — магматические зоны — группируются в системы зон по признаку соотношения с более древними структурными элементами в их субстрате. Таким образом, выделяются система зон Буреинского массива и его ближайшего обрамления, система зон юго-восточного обрамления Сибирской платформы, система зон северного Сихотэ-Алиня и другие (Сухов, 1975).

Нетрудно видеть, что магматические зоны представляют собой пространственные ассоциации различных по возрасту, набору формаций, структурным отношениям между формациями геологических районов. Границы этих районов определяются главным образом более поздними, наложенными дислокациями. Известны попытки объединения в вулканические пояса магматических зон Западного Забайкалья (Западно-Забай-

кальский, Нерчинский и другие вулканические пояса) (Хренов и др., 1966) и северного обрамления Буреинского массива — Умлекано-Огоджинский пояс (Объяснительная записка. . . , 1973).

По структурным и вещественным признакам анализа магматических районов можно выделить их типы, объединить в вулканические пояса. Раннемеловые вулканические зоны Буреинского массива (Бирско-Белоянская, Хингано-Яуринская, Бысса-Усть Буреинская, Нижне-Зейская, южная часть Нижне-Селенгинской, Граматухинская, Гонжинская, Приаргунская) и южного обрамления Сибирской платформы (Верхне-Приамурская, Тында-Мульмугинская, Сутамская и отчасти Токско-Купуринская) образуют гигантский по протяженности Амурско-Алданский внутриконтинентальный вулканический пояс. Он протягивается от среднего течения р. Амура на северо-запад до низовий р. Аргунь (Аргунский массив), а далее, пересекая Монголо-Охотскую эвгеосинклиналь несколько западнее верховьев р. Амур, простирается вдоль окраины Сибирской платформы. На всем своем протяжении пояс следует параллельно границам средне- и позднемезозойских прогибов Сихотэ-Алинской эвгеосинклинали, в том числе и регенерированного юрского прогиба в пределах Монголо-Охотского пояса. На структуры, образуемые комплексами домезозойских и раннемезозойских пород в его субстрате, он накладывается резко несогласно. Границы отдельных зон пояса с комплексами субстрата могут быть и конформными.

Пояс образован вулканическими трахилипаритовой, трахиандезит-трахидацитовой, трахибазальтовой (трахиандезитобазальтовой) формациями и субщелочной липаритовой (калиевой). С ними сопряжены интрузивные гранитовая, граносиенит-гранитовая, монцодиорит-граносиенитовая щелочные формации. Несогласия между формациями соответствуют перерывам в вулканическом магматизме, многоэтапном. Длительность формирования формаций 3—10 млн. лет, перерывы в вулканическом магматизме, с которыми не всегда совпадают этапы интрузивного магматизма, близки им по продолжительности.

Салитовые магматические формации концентрируются в центральных, линейных, линейно-узловых структурных формах. Отмечаются перемещения вулканических центров, смена многовыходного и линейного вулканизма трещинным и последнего — вновь трещинным и многовыходным. Для базитовых формаций характерны трещинные и многовыходные формы проявления, приуроченность чистых базальтовых формаций к обширным плато и хребтам. Дифференцированные базальтоидные формации и контрастные ассоциации формаций сопровождаются осадочными терригенными и угленосными комплексами.

Цикличность, прерывистость магматизма внутриконтинентального пояса проявляется в строении типов рядов формаций. Характерные ряды вулканических формаций образованы сочетаниями трахиандезитовой и трахилипаритовой формаций, трахибазальтовой и трахилипаритовой. В некоторых зонах ряды формаций представлены только одной из перечисленных выше формаций. Интрузивные формации представлены чаще одной гранитовой щелочной формацией, реже — сочетанием монцо-диорит-сиенитовой и гранитовой щелочной. Продолжительность формиро-

вания рядов формаций, соответствующая продолжительности формирования пояса, 35—40 млн. лет и охватывает верхи нижнего — низы верхнего мела.

Существенно салитовые ряды формаций характеризуют Амурско-Алданский вулканический пояс как специфические зоны сиалического магматизма, закрытые для базальтовых расплавов, и, таким образом, противопоставляются в кинематическом отношении зонам со смешанным, промежуточным и исключительно базитовым магматизмом.

Трахибазальтовые формации, представляющие собой значительные объемы излияний базальтовых расплавов, образованы пресыщенными AJ_2O_3 и щелочами разновидностями, с низкими содержаниями MgO, что не характерно для выплавляющихся базальтовых магм. В базальтах этих формаций увеличение содержания SiO_2 компенсируется ростом содержаний щелочей, главным образом K_2O, и падением содержания CaO. В целом эти базальты очень быстро дифференцируются по SiO_2.

Вкрест простирания пояса соотношения между объемами вулканических формаций в рядах изменяются в пользу трахиандезитовых и трахибазальтовых формаций, уменьшаются объемы интрузивных формаций. Во внешних районах пояса, напротив, возрастает объем трахилипаритовых формаций и интрузивных гранитовых. Наряду с трахилипаритовыми формациями появляются калиевые субщелочные липаритовые формации, а в составе трахиандезитовых формаций встречаются субщелочные и даже известковые андезиты и базальты, т.е. во внешней зоне вулканического пояса возрастает дифференциация вулканических пород по составу без увеличения объема базальтов.

Позднемеловые вулканические зоны Буреинского массива (Баджальская), Сихотэ-Алинской эвгеосинклинали (Торомская), южного обрамления Сибирской платформы (Предджугджурская) образуют второй внутриконтинентальный вулканический пояс — Амурско-Майский. Ему принадлежат также субщелочные и липаритовые формации в пределах вулканических зон раннемелового пригеосинклинального пояса. Этот пояс пересекает структуры Буреинского массива, Монголо-Охотского пояса и его северного обрамления и вытягивается параллельно границам позднеюрских-раннемеловых прогибов Сихотэ-Алинской эвгеосинклинали.

Пояс образован вулканическими андезитовой, дацитовой и липаритовой субщелочными формациями, с которыми ассоциированы интрузивные формации гранитов субщелочного типа. Длительность формирования формаций 20—30 млн. лет. Магматические формации концентрируются в центральных и линейно-узловых структурных формах.

Ряды формаций этого пояса образованы только одной липаритовой формацией, либо дацитовой и липаритовой, и андезитовой и липаритовой щелочной формациями. В этом отношении пояс напоминает внешние зоны Амурско-Алданского внутриконтинентального пояса.

Салит-базитовым магматическим районам соответствуют островные дуги, Удский, северный фланг Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов. Преобладающие типы формаций этих районов — вулканические плагиоандезитовая, плагиоандезитобазальтовая, плагиобазальтовая и

интрузивные гипабиссальные габбро-диоритовая, диоритовая, гранодиоритовая известковые, габбро-монцонитовая щелочная. В строении рядов формаций Командорских островов имеются формации, характеризующие как Малую, так и Большую гряды Курильских островов. Наиболее типичные для островов Большой Курильской дуги плиоценовые и четвертичные плагиоандезит-базальтовая и сопутствующая ей преимущественно на южном фланге дуги плагиолипарит-плагиодацитовая формация на островах Алеутской дуги сформировались в олигоцене—миоцене и плиоцене. Им предшествует здесь ряд базитовых формаций, типичных для приокеанических зон островных дуг. Вероятно, в строении Алеутских островов имеются формации, характеризующие океанические поднятия, и формации островных дуг (см. рис. 4).

Так как островные дуги и желоба рассматриваются часто в качестве единственных аналогов большинства древних геосинклинальных зон (Власов, 1958 и др.), целесообразно сравнить первые и последние магматические формации.

Наиболее активные из проявленных на поверхности геологические структуры Земли — островные дуги, как и эвгеосинклинали, отличаются преимущественным развитием вулканических формаций. При этом в зонах внешних островных дуг развиваются исключительно базитовые формации, а во внутренних — салит-базитовые. Базальты активных вулканических дуг (внутренних) характеризуются как лейкобазальты, пересыщенные глиноземом, с высокими содержаниями CaO, низкими — щелочей. Им близки базальты окраинно- и внутриматериковых орогенов (Вулканические ассоциации докембрия. . . , 1976), вулканических поясов. Базальты Малой Курильской дуги (внутренней) отличаются от базальтов Большой дуги более высокими содержаниями щелочей за счет Na_2O и более низкими CaO. Однако по соотношению между $MgO \cdot TiO_2/\Sigma FeO - Al_2O_3 - (0{,}5\ \Sigma FeO + 2TiO_2)$ не обнаруживается каких-либо различий между базальтами внутренних и внешних дуг. Статистический разрыв на диаграммах между базальтами островных дуг, океаническими и континентальными базальтами очевиден (см. рис. 4).

Среди и базальтов океанических хребтов и эвгеосинклиналей имеются базальты, сходные с базальтами островных дуг. К их числу следует отнести базальты Центрально-Индийского хребта, Большой Курильской дуги, триасового вулканического комплекса Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория, раннемелового вулканического комплекса восточной части Сихотэ-Алинского синклинория. Последние образуют цепочки вулканических тел, морфологически сходных с островными дугами.

Имеются и сходные тенденции в последовательности рядов формаций островных дуг и районов Сихотэ-Алинской складчатой области. В Центрально-Сихотэ-Алинском антиклинории и главном синклинории эвгеосинклинальные ультрамафит-базитовые ряды формаций сменяются рядами формаций салит-базитового типа: плагиоандезитобазальтовой — плагиолипарит-плагиодацитовой (плагиоандезитодацитовой). При этом в смежных районах на том же геологическом уровне находятся формационные ряды ультрамафит-базитового типа.

Противоречивые тенденции эволюции обнаруживает западная часть Монголо-Охотской складчатой области. Повторяющиеся по вертикали ультрамафит-базитовые ряды формаций сменились в нижнем карбоне простыми рядами формаций, представленными только субщелочной липаритовой формацией, формацией оливиновых щелочных базальтов и сочетанием андезитодацитовой и липаритовой субщелочных формаций. С ними ассоциированы интрузивные формации: а) гранитовая субщелочного типа, б) габбро-монцонитовая, в) габбро-монцонит-диоритовая и гранитовая субщелочные. На площади Сахалинской эвгеосинклинали сходные по отношению к ультрамафит-ультрабазитовым ряды формаций представлены трахиандезитовой и плагиоандезит-плагиодацитовой формациями.

Уровень субщелочных и щелочных формаций сменился уровнем известковых формаций, которым в некоторых районах предшествовала формация толеитовых базальтов. Она сопровождается большими массами габбро-диоритовой формации (береинский и пиканский интрузивные комплексы Монголо-Охотского пояса). Следующий формационный ряд представлен плагиобазальт-плагиоандезитовой (или плагиоандезитобазальтовой) и плагиодацит-плагиолипаритовой формациями. Интрузивные формации, ассоциированные с ними, представлены дунит-гарцбургитовой, габбро-диоритовой и гранодиорит-гранитовой известковыми формациями.

САЛИТОВЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ РАЙОНЫ

Основные особенности строения салитовых геологических районов определяют разновозрастные формации мезоабиссальных и абиссальных гранитоидов. Они составляют основу строения Буреинского и примыкающего к нему с запада Аргунского срединных массивов, а также Ханкайского массива. Кристаллический фундамент срединных массивов внутриконтинентальных складчатых областей Дальнего Востока образован: а) высокоглиноземистыми меланократовыми, мезо- и лейкократовыми гнейсами, сланцами (амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма), метаморфизованными высокоглиноземистыми плагиогранитами, в меньшей степени метапироксенитами, горнблендитами, представляющими собой дометаморфические магматические формации, и б) разнообразными гнейсами и сланцами (эпидот-амфиболитовая фация), включающими толщи базальтов толеитового типа и сопряженные с ними мелкие интрузивные тела габбро-норитовой и диорит-плагиогранитовой известковых формаций. В формационном отношении они сходны с массивами ранней консолидации эвгеосинклиналей (о. Сахалин), которые сложены метаморфическими породами зеленосланцевой фации, сохранившими признаки образований раннегеосинклинальных эвгеосинклинальных формаций — толеитовых и щелочных базальтов, граувакко-кремнисто-глинистой, дунит-гарцбургитовой. Магматические породы этих эвгеосинклинальных по своей природе блоков и метаморфического комплекса сиалических районов сопоставляются с магматическими породами окраинно-континетальных эвгеосинклинальных зон, океанического дна.

Сходные в вещественном и структурном отношениях метаморфические и магматические формации сиалических районов и некоторых выступов фундамента внутриконтинентальных и окраинноконтинентальных складчатых областей, вероятно, представляют собой реликты примитивной сиалической коры, предшествующей коре сиалических районов и эвгеосинклиналей. Чехол массивов образован осадочными верхнедокембрийскими, палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими комплексами. Вкрест простираний границ массивов с эвгеосинклиналями чехол сменяется комплексами наложенных грабенообразных прогибов и вулканических зон, и в ряде районов комплекс слабодислоцированного чехла не выделяется. Характерны карбонатные, карбонатно-алевролитовые, кварцевых песчаников формации, а для грабенообразных прогибов и вулканических зон — аркозовых песчаников, угленосные формации.

Общие для салитовых районов южной части Дальнего Востока — структурные ассоциации формаций с последовательностью формаций: а) габбродиоритовая известковая ± гранодиорит-гранитовая известковая — гранитовая субщелочная, 2) габбровая известковая — граносиенитовая щелочная, 3) гранитовая субщелочная.

Среди ранних формаций салитовых районов обнаруживаются формации, типичные для эвгеосинклиналей (дунит-гарцбургитовая), и формации, чуждые им (абиссальная мигматит-гранитовая). На более высоких уровнях эти формации не повторяются. Более молодые, раннепалеозойские ряды формаций Буреинского массива также начинаются габбродиоритовой известковой формацией, сменяющейся выше колоссальными объемами гранитоидов гранодиорит-гранитовой и гранитовой формациями известкового типа. На Ханкайском массиве раннепалеозойские формации обычно не выделяются. С.С. Зимин (1973) отмечает здесь раннепалеозойскую дунит-гарцбургитовую формацию, а в составе неоднородного по свойствам среднепалеозойского интрузивного комплекса указываются и раннепалеозойские интрузивные образования (Иванов, 1961).

В сходные по составу с раннепалеозойскими ряды формаций группируются формации среднего палеозоя Буреинского и Ханкайского массивов. Однако среди формаций отсутствует дунит-гарцбургитовая формация. Более молодые ряды формаций обоих массивов сменяются рядами формаций, представленных либо одной формацией гранитов субщелочного типа, либо гиббро-норитовой, габбровой известковой, гранитовой субщелочной и щелочной граносиенитовой. Таким образом, отмечается ритмичное чередование рядов формаций с небольшими изменениями в их составе в результате увеличения роли наиболее кислых пород и появления формаций щелочного петрохимического типа. Количество рядов формаций и их возраст соответствуют числу и возрасту комплексов в смежных геосинклиналях. Появление на Буреинском массиве дополнительного ряда формаций (юрского), сходного со среднепалеозойским, усиливает ритмичную картину его магматизма.

Однако магматическая ритмика Буреинского массива отражает магматическую активность районов ультрамафит-базитового магматизма, а не собственную активность колоссального по размерам сиалического блока. Более показательны в этом отношении вулканические формации,

латеральная зональность размещения которых менее затушевана в эпохи формирования гранитоидов.

На Буреинском массиве вулканические породы участвуют в строении позднедокембрийски-раннекембрийских, силурийских, девонских, каменноугольных, пермских, триасовых, юрских, меловых и плиоцен-четвертичных комплексов. На Ханкайском массиве установлены силурийские, девонские, пермские, меловые и неогеновые — четвертичные вулканические комплексы.

Доюрские комплексы Буреинского массива и допермские Ханкайского образуют пространственно обособленные тела, которые тяготеют к окраинам массива, а во внутренних его частях контролируются зонами наложенных дислокаций северо-восточного и северо-западного простирания. Юрские, меловые и кайнозойские комплексы Буреинского массива и меловые и кайнозойские Ханкайского формируют вулканические зоны и пространственно обособленные магматические центры. Пермские вулканические комплексы образуют ассоциации, по морфологии, вещественному составу, сопряженности с осадочными образованиями сходные с комплексами островных дуг и вулканических поясов.

Внутренние районы Буреинского массива характеризуются формациями субщелочного типа — липаритовой и липарит-дацитовой позднедокембрийской-раннекембрийской, нижне-среднедевонской, пермской, триасовой. В окраинных районах массива они сменяются известковыми и субщелочными. Поздне-раннекембрийские вулканические формации массива в Мамынской зоне представлены плагиоандезитобазальтовой, плагиобазальтовой и плагиоандезит-плагиолипаритовой формациями. При этом последняя занимает более высокое положение, чем плагиоандезитобазальтовая. Таким образом, определяется направленное изменение состава позднедокембрийских-раннекембрийских вулканических формаций от южных районов Буреинского массива к северным, сходное с направлением изменения состава интрузивных формаций.

Силурийские вулканические формации представлены андезит-липаритовой формацией субщелочного типа, характеризующей северную часть Буреинского массива. Девонские вулканические формации на Буреинском массиве известны в зоне Мельгинского разлома и участвуют в строении Нимано-Мельгинского прогиба. Они относятся к дацит-липаритовой формации субщелочного типа.

Силурийские и девонские вулканические формации Ханкайского массива отражают неоднородное, зональное строение его. Внутренние части массива характеризуются андезитобазальтовой субщелочной формацией, отличающейся высокими содержаниями K_2O, а внешние — плагиобазальт-плагиоандезитобазальтовой и плагиодацит-плагиоандезитовой. Формация субщелочных липаритов завершает девонский вулканизм Ханкайского массива.

Каменноугольные вулканиты северной окраины Буреинского массива представлены субщелочной андезитобазальтовой формацией, а восточной —плагиолипарит-плагиодацитовой. В общем это соответствует соотношениям между Монголо-Охотской эвгеосинклиналью и ее южным обрам-

лением и Сихотэ-Алинской и ее западным обрамлением. Юго-западные районы Буреинского массива характеризует плагиоандезитобазальтовая формация.

В отличие от Буреинского, на Ханкайском массиве пермские вулканиты распространены широко и представлены в западных районах Ханкайского массива плагиобазальт-плагиоандезитовой и плагиолипаритовой формациями, а в восточных — плагиоандезитобазальтовой и плагиолипаритовой. Хорошо проявляется возрастание магнезиальности и щелочности пород в направлении к внутренним районам массива. Нижне-среднетриасовые вулканические формации Буреинского массива представлены субщелочной липаритовой формацией.

Таким образом, срединные массивы характеризуются следующими рядами вулканических формаций: 1) простым рядом, представленным только субщелочной липаритовой либо дацит-липаритовой формациями; 2) контрастным рядом, образованным плагиобазальтовой или плагиоандезитобазальтовой и субщелочной липаритовой формациями; 3) простым рядом, представленным только субщелочной андезитобазальтовой или андезитовой формацией.

В окраинных зонах срединных массивов проявляются ряды формаций, нетипичные для внутренних их районов. Среди них выделены ряды: 1) сложный ряд, представленный плагиоандезитобазальтовой (плагиобазальтовой) и плагиоандезит-плагиодацитовой (плагиодацит-плагиолипаритовой) формациями; 2) простой, представленный плагиоандезитобазальтовой формацией.

Латеральная зональность по интрузивным формациям выражена менее резко и проявляется главным образом в различиях ранних интрузивных (базитовых) формаций, не отражаясь существенно в петрохимических типах формаций в составе мезоабиссальных салитовых формаций.

Структура Буреинского срединного массива определяется, таким образом, сочетанием зонально расположенных друг относительно друга различных по возрасту и типу формационных районов, спаянных в единый сиалический район более поздними и чуждыми им гранитоидными массами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формационный анализ геологических ассоциаций изверженных пород южной части Дальнего Востока, представляющего собой пример активных в геологическом отношении континентальных и приконтинентальных окраин, позволяет охарактеризовать главные структурные элементы земной коры и высказать некоторые соображения об их природе. Проведенные в последнее десятилетие исследования по зональности магматизма континентальных окраин и новые опубликованные геологические материалы показали более значительную, чем предполагалось ранее, сложность строения этих районов и принципиальную возможность их исследования петрологическими методами.

Использованная в данной работе классификация магматических формаций основана на четких петрохимических, морфологических и структурных признаках. На основе эмпирических обобщений с учетом наряду с петрохимическими, структурными и морфологическими характеристиками пород и образуемых ими тел также количественной оценки геологических ассоциаций выделены четыре петрохимических серии магматических формаций: толеитовая, известковая, промежуточная (субщелочная) и щелочная, каждая из которых включает три класса — салитовый, базитовый и ультрамафитовый. По морфологическим и структурным признакам выделены вулканический, гипабиссальный, мезоабиссальный и абиссальный классы формаций. Магматические формации сгруппированы в структурно-вещественные сообщества — ряды формаций.

Рассмотренные геологические районы характеризуются определенным набором магматических формаций, их последовательностью и структурными ассоциациями формаций — рядами формаций — петрохимических серий и классов. Выделяются на этой основе ультрамафит-базитовые, базитовые, базит-салитовые и салитовые формационные районы. В первом приближении ультрамафит-базитовые районы соответствуют эвгеосинклиналям, базитовые — внутриконтинентальным вулканическим поясам (рифтовые зоны), салит-базитовые и базит-салитовые — различным по пространственному положению и отношению к окраине континента близким им по возрасту вулканическим поясам, островным дугам, а салитовые — срединным массивам.

Ультрамафит-базитовые районы или эвгеосинклинали неоднородны по особенностям состава базальтовых формаций. Выделяются в их пределах зоны распространения базальтовых формаций с повышенной общей железистостью, характерной для материковых районов, и с повышенной магнезиальностью, редко встречающейся в базальтовых ассоциациях платформ. Первый тип зон — западная часть Монголо-Охотской эвгеосинклинали, а второй — восточный фланг этой же эвгео-

синклинали и северная часть Сихотэ-Алинской. При этом магнезиальная специализация огромного по площади района, расположенного между северной границей Монголо-Охотской эвгеосинклинали на севере, долиной р. Амур на юге, восточной границей Буреинского массива на западе и Охотским побережьем на востоке отчетливо проявляется с нижнего кембрия до нижнего девона и отмечается для базальтов пермских, мезозойских и кайнозойских формаций.

Не исключено, что западные и восточные районы Монголо-Охотской эвгеосинклинали имели состав коры материкового и сходного с океаническим типов и, следовательно, должны различаться по своей природе. Возможно обсуждение различия составов базальтовых формаций этих зон с позиций особенностей кинематических условий проявления базальтового магматизма. Поэтому как в первом, так и во втором случае целесообразно районирование эвгеосинклиналей также по особенностям состава базальтовых формаций.

Островные дуги, характеризуемые как салит-базитовые (внутренние) и базитовые (внешние) формационные районы, сходны с вулканическими поясами типа Удского, Восточно-Сихотэ-Алинского и не имеют общих с эвгеосинклиналями формаций. По латерали островные дуги не однородны. Наряду с изменением класса формаций, отмечается изменение состава образующих пород — титанистости и глиноземистости базитов от южного фланга Курильской дуги к северным островам и югу Камчатского полуострова.

Мезозойские вулканические пояса в своем размещении подчинены границам геосинклиналей, близких им по возрасту. В пространственном размещении кайнозойских вулканических поясов (базитовые и салит-базитовые районы) в пределах южной части Дальнего Востока подчиненность их простираний геометрии границы континента и океана выражена наиболее отчетливо.

Салитовые формационные районы характеризуются сквозным развитием гранитоидных формаций с докембрия до верхнего мела. Базитовые и салит-базитовые ряды формаций приурочены к узким зонам вдоль окраин Буреинского массива и отражают проявления узких, существовавших непродолжительное время, зон магматизма, залеченных более широкими вкрест их простираний телами гранитоидов.

Вероятна салическая масса, скрытая под меловыми толщами осадочных пород и вулканитов в Нижнем Приамурье, на месте предполагаемого Тахтинского массива (Тахтинский массив. . . , 1974). Она проявляется в контрастно построенном ряде вулканических формаций, образованном плагиоандезитовой и трахилипаритовой формациями, монцонит-гранитовой субщелочной и аляскитовой щелочной гипабиссальной интрузивными формациями.

ЛИТЕРАТУРА

Амантов В.А. Проблемные вопросы стратиграфии позднего допалеозоя западной части Монголо-Охотской области в свете новых геологических данных. — Изв. Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР, т. II, в. 1. Чита, 1966, с. 3—18.

Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л.: Недра, 1975. 223 с.

Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М.: ИЛ, 1963. 108 с.

Барт Т.Ф. Теоретическая петрология. М.: ИЛ, 1956. 414 с.

Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Осадочные формации океанов. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 82—93.

Бейли Б. Введение в петрологию. М.: Мир, 1972. 280 с.

Белоусов А.Ф. Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах. — Геол. и геофиз., 1967, № 5, с. 26—34.

Белый В.Ф. Тектонические типы вулканических поясов Восточной Азии. — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск.: Наука, 1974, с. 106—122.

Бехтольд А.Ф., Покачалова О.С., Приходько В.С. Химические особенности минералов глубинных включений из базальтов Дальнего Востока. — ДАН СССР, 1975, **223,** № 5, с. 1220—1222.

Болотников А.Ф., Кравченко Н.С., Крутов Н.К. Магматизм и рудоносность Баджальского района. Хабаровск, 1975. 320 с.

Борзаковский Ю.А., Суетенко О.Д. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии. — Геотектоника, 1970, № 5, с. 12—25.

Васильев Б.И. О геологическом строении тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды. — ДАН СССР. 1974, **219,** № 6, с. 1437—1440.

Власов Г.М. Тектоническое строение Тихоокеанских окраин СССР. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. III. Л.: ВСЕГЕИ, 1958, с. 252—268.

Войнова И.П., Минц М.В., Самозванцева З.М. Петрохимические особенности вулканоплутонической ассоциации юго-западной части Ульинского прогиба. — Геол. и геофиз., 1974, № 6, с. 77—88.

Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Вопросы теории формационного анализа. — Тр. Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1969, в. 63, с. 123—145.

Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Фации и формации. Парагенезис. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1972, в. 146. 120 с.

Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции. *Белоусов А.Ф. Добрецов Н.Л., Додонова Т.А., Филатова Л.И., Антонюк Р.М., Захаров И.Л., Полякова З.Г.* — Тр. Ин-та геол. и геофиз., в. 321. Новосибирск: Наука, 1976. 88 с.

Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 152 с.

Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Щелочные базальтоиды в юрских-нижнемеловых отложениях Сахалина. — ДАН СССР, 1975, **223,** № 1, с. 172—175.

Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1970. 520 с.

Геологическое строение северо-западной части тихоокеанского Подвижного пояса. *Л.И. Красный* (ред.). М.: Недра, 1966. 420 с.

Геология Северо-Восточной Азии, т. III. Магматизм. Л.: Недра, 1973. 395 с.

Геология СССР, т. XXXIII. М.: Недра, 1970. 432 с.

Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое. *Бельтенев В.Б., Золотов М.Г., Онихимовский В.В. и др.* — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 37—40.

Горбов В.В., Загрузина И.А., Сафронов Д.Н. Геохронологическая типизация некоторых мезозойских интрузивных комплексов Северо-Востока. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968, с. 256—268.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.

Добрецов Н.Л. Общий модельный подход при выделении и классификации геологических формаций. — Геол. и геофиз., 1972, № 12, с. 74—84.

Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.

Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов. — Геол. и геофиз., 1975, № 2, с. 11—24.

Добрецов Н.Л., Добрецов Г.Л. Классификация магматических формаций по петрохимическим и фациальным признакам. — В кн.: Геология формаций Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972, с. 7—18.

Долганев В.П. К вопросу о верхнетриасовом магматизме Восточного Забайкалья. — В кн.: Геол. и полезн. ископ. Забайкалья. М.: 1968, с. 49—72.

Егоров А.Е. Новые данные о возрасте метаморфических комплексов о. Сахалина. — ДАН СССР, 1967, **175**, № 6, с. 1347—1348.

Ефимов А.Н., Тетяева Т.М. К стратиграфии протерозоя и нижнего кембрия Забайкалья. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР, в. 1 (3). Чита, 1966, с. 180—183.

Жегалов Ю.В. Командорские острова. — В кн.: Геология СССР, т. XXXI. М.:Недра, 1964, с. 645—660.

Желубовский Ю.С., Прялухина А.Ф. Курильские острова. Стратиграфия. — В кн.: Геология СССР, т. XXXI, ч. 1. М.: Недра, 1964, с. 527—553.

Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового Нагорья. *Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А., Мишарина Л.А., Павлов О.В., Пшенников К.В., Солоненко М.А., Фомина Е.В., Хилько С.Д.* М.: Наука, 1966. 230 с.

Зимин С.С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 280 с.

Иванов Ю.Г. О возрасте гранитоидов Приханкайского района. — Информ. сб. ПГУ, № 2. Владивосток, 1961, с. 27—42.

Ициксон Г.В. Структурное районирование и история геологического развития Малого Хингана. — Тр. ВСЕГЕИ, Нов. серия, 1961, т. 55. 179 с.

Ициксон Г.В., Лови Б.И., Чеботарев М.В. История геологического развития и магматизм Малого Хингана. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1961, т. 55, с. 70—87.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 246 с.

Каминский Ф.В., Шлосберг М.А. Позднеюрский—меловой магматизм юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1972, № 2, с. 27—38.

Канн Дж.Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфич. пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 91—102.

Карта магматических формаций СССР (масштаб 1:2500000). Л.: ГУГК, 1971.

Кинг Б.К. Природа и происхождение магматизма: метасоматоз или анатексис. — В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 227—242.

Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. М.: Недра, 1975. 24 с.

Ковтунович Ю.М., Рождественский В.С., Семенов Д.Ф. Магматические комплексы Сахалина и их металлоносность. — В кн.: Магматич. комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 229—236.

Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М.: Недра, 1967. 331 с.

Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, с. 144—153.

Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М., Попеко В.А. Сравнительный анализ вулканизма Буреинского массива и смежной части Монголо-Охотского пояса. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Изд. МГУ, 1974, с. 170—182.

Котляр Г.В., Попеко Л.И. Биостратиграфия, мшанки и брахиоподы верхнего палеозоя Забайкалья. — Зап. Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР. в. XXVIII. Чита, 1967. 322 с.

Красный Л.И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. — ДАН СССР, 1956, **107**, № 1, с. 135—138.

Красный Л.И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. — Материалы ВСЕГЕИ. Нов. серия, вып. 37, 1960. 32 с.

Кренделев Ф.П. Остров Пасхи. Геология и проблемы. — Тр. Геол. ин-та Бурятского фил. АН СССР, в. 3. Новосибирск: Наука, 1976. 94 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Наука, 1964. 387 с.

Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Систематика магматических формаций по составу. — Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 3—19.

Куно Х. Серии изверженных пород. — В кн.: Химия земной коры, т. II. М.: Наука, 1964, с. 107—121.

Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 249—262.

Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Тр. Ин-та геол. и геофиз., в. 189. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.

Левитан Г.М., Чернявский В.И. Тектоника северо-восточной части Удского наложенного прогиба (Западное Приохотье). — Геотектоника, 1968, № 2, с. 103—116.

Лучицкий И.В. О кислых магматических породах океанов. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 22—34.

Магматические формации Сахалина и их металлоносность. *Ковтунович Ю.М., Рождественский В.С., Семенов Д.Ф., Шейко В.Т.* — В кн.: Магматич. и метаморфич. комплексы Дальнего Востока СССР. Хабаровск, 1967, с. 99—102.

Мамонтов Ю.А., Попеко В.А. Палеозойский базальтоидный магматизм восточной части Монголо-Охотского пояса. — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 68—82.

Марков М.С. К проблеме формирования "гранитного" слоя островных дуг. — В кн.: Проблема связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 228—242.

Минц М.В., Самозванцева З.М. Отложения пепловых потоков мелового возраста в бассейнах рр. Тотта, Ньэмчин (Ульинский наложенный прогиб Охотско-Чукотского вулканогенного пояса). — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968, с. 120—129.

Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — Тр. ГИН АН СССР, в. 79. М., 1963. 464 с.

Нагибина М.С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М., 1969. 400 с.

Неверов Ю.Л. Магматизм и рудная минерализация южной группы Курильских островов. — Автореф. дисс. на соиск. ученой степени канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 1970. 24 с.

Объяснительная записка к структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1:1500000. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. 184 с.

О глаукофановых сланцах о. Сахалина. — ДАН СССР, 1975, **175**, № 3, с. 693—696.

Окунева Т.М., Попеко В.А., Попеко Л.И. Позднетриасовый вулканизм Восточного Забайкалья. — В кн.: Геология магматических формаций Забайкалья. Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР, в. XCV. Чита, 1973, с. 78—89.

Основные закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма в Приморье. *Щека С.А., Октябрьский Р.А., Вржосек А.А., Старков Г.Н.* — В кн.: Магматич. породы Дальнего Востока. Владивосток, 1974, с. 9—61.

Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.

Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. М.: Недра, 1972. 134 с.

Пискунов Б.Н. Сравнительная характеристика химического состава четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги. — В кн.: Проблемы петрохимии. Л., 1969, с. 220—223.

Пискунов Б.Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск: Наука, 1975. 186 с.

Подводные горы и вулканы Курильской островной дуги. *Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* — Тр. Лаб. вулканологии, 1957, вып. 13, с. 71—88.

Попеко В.А. Морфологические особенности палеозойских и раннемезозойских тектоно-магматических структур Восточного Забайкалья. — В кн.: Стратиграфия и магматизм докембрия и палеозоя Забайкалья. Зап. Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР, в. LXXXIV. Чита, 1972, с. 34—52.

Попеко В.А., Зозуленко Л.Б. Домезозойские базальтоиды западной части Монголо-Охотского пояса. — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 43—55.

Попеко В.А., Попеко Л.И. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений Могойтуйского хребта. — В кн.: Стратиграфия и магматизм докембрия и палеозоя Забайкалья. Зап. Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР, в. LXXXIV. Чита, 1972, с. 3—13.

Программы к ЭВМ для статистической обработки геологической информации. *Добрецов Н.Л., Зуенко В.В., Шемякин М.Л. и др.* Новосибирск, 1972. 248 с.

Пущаровский Ю.М. О тектонике Сахалина. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1964, № 12, с. 42—61.

Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — Тр. ГИН АН СССР, в. 234. М.: Наука, 1972. 222 с.

Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра. 1970. 272 с.

Речкин А.Н. Магматические формации полуострова Шмидта на Сахалине. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 52—55.

Риолиты о. Медного. *Казакова Э.Н., Сергеева В.Б., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И.* — Геол. и геофиз., 1976, № 1, с. 91—99.

Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. Метод пересчета. М.: Мир, 1975. 228 с.

Родионов Д.А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964. 196 с.

Родионова Р.И., Федорченко В.И. О некоторых проблемах глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги. — Геол. и геофиз., 1971, № 2, с. 15—29.

Рождественский В.С. О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина. — Геол. и геофиз., 1966, № 3, с. 57—65.

Ромашкин А.И. Магматизм и процессы гранитизации в метаморфических породах амурской серии (Буреинский массив). — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 198—204.

Росс К.С., Смит Р.Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963. 586 с.

Ротман В.К., Марковский Б.А. О притихоокеанских геосинклинальных базитах. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974, с. 184—195.

Рудник В.А. О генетическом разделении анатектоидных пород Буреинского хребта на Дальнем Востоке. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1961, ч. XC, в. 1, с. 27—41.

Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 100 с.

Самозванцева З.М., Минц М.В. Принципы картирования вулканогенных образований в районах субаэрального вулканизма. — Сов. геол., 1970, № 6, с. 110—117.

Семенов Д.Ф. О метаморфическом комплексе Сусунайского хребта о. Сахалин. — В кн.: Метаморфич. компл. о. Сахалин. — Тр. СахКНИИ СО АН СССР, 1969, вып. 22, с. 88—92.

Семенов Д.Ф. О тектоническом районировании Сахалина. — В кн.: Геология Дальнего Востока. Хабаровск, 1972, с. 187—196.

Семенов Д.Ф. К вопросу о палеозойских образованиях Сахалина. — В кн.: Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 276—287.

Семенов Д.Ф. Неогеновые магматические формации Южного Сахалина. Хабаровск, 1975. 208 с.

Семенов Д.Ф. О происхождении кератофиров (на примере Южного Сахалина). — Изв. АН СССР. Серия геол., 1977, № 2, с. 110—117.

Сергеев К.Ф. О тектонической принадлежности и геологической истории Курильской островной дуги. — Тр. СахКНИИ, 1970, вып. 25.

Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 238 с.

Сперанская И.М. Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1967, № 9, с. 54—69.

Стрельцов М.И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. — Автореф. дисс. на соиск. ученой степени канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1970. 24 с.

Стрельцов М.И. О структурных ярусах Курильской островной дуги. — ДАН СССР. 1970, 190, № 6, с. 1434—1438.

Стрельцов М.И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 130 с.

Сухов В.И. К вопросу о классификации поздне- и послеорогенных вулканоструктур (на примере юга Дальнего Востока) . — В кн.: Вопросы геол. и минер. сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971. с. 20—26.

Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 112 с.

Сухов В.И., Феклович Р.П. Умлекано-Огоджинский вулканический пояс, история формирования, геолого-структурное районирование, металлогения. — В кн.: Проблемы геол. и металлогении вулканич. поясов. Владивосток, 1968, с. 54—57.

Схема расчленения магматических образований Буреинского массива. *Путинцев В.К., Брагинский С.М., Селиванов В.А., Сигов В.Ф., Эйриш Л.В.* Владивосток, 1971, с. 120—127.

Схема тектоники восточной части Монголо-Охотской системы. *Зимин С.Г., Мамонтов Ю.А., Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Попеко В.А., Роганов Г.В., Турбин М.Г.* — В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975, с. 50—56.

Тахтинский массив — новый структурный элемент Сихотэ-Алинской складчатой области. *Косыгин Ю.А., Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Мастюлин Л.А., Малышев Ю.Ф., Рейнлиб Э.Л., Соловьев В.А.* — ДАН СССР, 1974, **221**, № 1, с. 164—167.

Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Л., Госгеолтехиздат, 1963. 275 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961, 592 с.

Трачук В.Г., Шишкина Г.Р. Новые данные по биостратиграфии девонских и нижнекаменноугольных отложений Зее-Селемджинского Междуречья. — В кн.: Геология, геоморфология, полезн. ископ. Приамурья. Л.: 1969, с. 187—191.

Трущева Н.А., Анашкина К.К. Девонская система в районе озера Торей. — Зап. Забайк. Геогр. о-ва СССР, в. 84. Чита, 1972, с. 14—18.

Турбин М.Т., Кириллова Г.Л., Анойкин В.И. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-осадочных отложений западной части хр. Джагды. — Геол. и геофиз., 1973, № 3, с. 65—71.

Удинцев Г.Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. — МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 10. М., 1960, с. 5—18.

Удинцев Г.Б. Рельеф и тектоника дна дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана. — Океанология, № 3, 1961, с. 456—466.

Удинцев Г.Б., Яншин А.Л. Структуры морского и океанического дна. — В кн.: тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. 487 с.

Устиев Е.К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. — В кн.: Проблемы магм и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 161—182.

Фации метаморфизма. *Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В.* М.: Недра, 1970. 432 с.

Фирсов Л.В. Абсолютный возраст изверженных пород Магаданского батолита. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1960, № 2, с. 28—39.

Хренов П.М., Комаров Ю.В., Бухаров А.А. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966, с. 277—315.

Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1975. 122 с.

Шатский Н.С. Формационный метод выяснения закономерностей распределения минеральных концентраций в земной коре. — Избр. тр., т. III. М.: Наука, 1965, с. 13—15.

Шатский Н.С., Богданов А.Б. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5000000. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 79 с.

Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 231 с.

Шило Н.А., Белый В.Ф., Сидоров А.А. Вулканогенные пояса Восточной Азии — проблемы тектоники, магматизма и металлогении. — Геол. и геофиз.. 1974, № 5.

Шилов В.Н. Новые данные о плиоценовом вулканизме Южного Сахалина. — ДАН СССР, 1958, **118,** № 1, с. 174—176.

Шмидт О.А. Проблема тектонического развития Командорских островов. — Геотектоника, 1974, № 6, с. 105—117.

Шмидт О.А., Серова М.Я., Долматова Л.М. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика вулканогенных толщ Командорских островов. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 11, с. 77—87.

Эйриш Л.В. Купольные структуры золотоносных толщ бассейна р. Харги. — В кн.: Геол., геоморфология, полезн. ископ. Приамурья. Л., 1969, с. 121—127.

Chayes F., Velde D. On Distinguishing Basaltic Lavas of Circumoceanic and Oceanic-island Type by Means of Discriminant Functions. — Amer. J. Sci., 1965, **263, N 3.**

Kuno H. High-alumina basalt. — J. Petrol., 1960, **1,** N 2, p. 121—145.

Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. — Amer. J. Sci., 1972, **272,** N 7, p. 656—657.

Miyashiro A. Volcanic Rock Series in island arcs and active continental margins. — Amer. J. Sci., **274,** № 4, 1974, p. 321—355.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3

Глава 1. **МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ, ФОРМАЦИИ И МЕТОДИКА ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ** *(В.А. Попеко, В.В. Зуенко)* 6
Структурные параметры классификации магматических пород . . 17
Ассоциации пород и формации 18

Глава 2. **МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ** *(Ю.Л. Неверов, И.П. Войнова, В.А. Попеко)* 24
Общие черты геологического строения 25
Магматические формации 27
Ряды магматических формаций 49

Глава 3. **МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ** *(В.А. Попеко)* 50
Общие черты геологического строения 50
Магматические комплексы и формации 54
Ряды магматических формаций 60

Глава 4. **МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ САХАЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ** *(Д.Ф. Семенов)* 61
Общие черты геологического строения 61
Магматические комплексы и формации 64
Формационные комплексы 93

Глава 5. **МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПОЯСА** *(В.А. Попеко)* 95
Вулканические формации западной части Монголо-Охотского пояса 96
Магматические формации центральной части Монголо-Охотского пояса 106
Магматические формации восточной части Монголо-Охотского пояса. 109

Глава 6. **МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ БУРЕИНСКОГО МАССИВА** *(В.А. Попеко)* 118
Основные черты геологического строения Буреинского массива . . 118
Магматические формации Буреинского массива 121

Глава 7. **МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ЗОН** 143
Магматические формации южной части Охотско-Чукотского вулканического пояса (И.П. Войнова) 143
Общие черты геологического строения 144
Магматические формации 145
Ряды магматических формаций 154
Магматические формации Удского вулканического пояса (И.П. Войнова) 155
Основные черты геологического строения 155
Магматические формации меловых и кайнозойских магматических зон Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой области (В.И. Сухов) 157
164

Глава 8. **МАГМАТИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА** *(В.А. Попеко)* 167
Ультрамафит-базитовые формационные районы . . . . . —
Базитовые формационные районы 170
Базит-салитовые и салит-базитовые формационные районы . . . 171
Салитовые формационные районы 175

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 179

ЛИТЕРАТУРА 181

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ
(на примере юга Дальнего Востока)

Утверждено к печати Институтом тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР

Редактор издательства *А.И. Жилина.* Художник *Н.Т. Блинов*
Художественный редактор *С.А. Литвак.* Технический редактор *Н.М. Петракова*

ИБ № 17220

Подписано к печати 04.06.80. Т — 08552. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1.
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,8 + 1,0 вкл. Уч.-изд.л. 14,3. Тираж 750 экз.
Тип. зак. 1308. Цена 2р. 20к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 20 к.

3443



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»