

ГЕОЛОГИЯ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

И. И. БЕРСЕНЕВ, Е. П. ЛЕЛИКОВ, В. Л. БЕЗВЕРХНИЙ,
Н. Г. ВАЩЕНКОВА, В. Г. СЪЕДИН,
Е. П. ТЕРЕХОВ, И. Б. ЦОЙ

ГЕОЛОГИЯ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

ВЛАДИВОСТОК
1987

УДК 551.35

Геология дна Японского моря/Берсенев И. И., Леликов Е. П., Безверхий В. Л.,
Вашенкова Н. Г., Съедин В. Г., Терехов Е. П., Цой И. Б. Владивосток: ДВНЦ АН СССР,
1987. 140 с.

Книга является новой сводкой по геологическому строению дна Японского моря. В ней приведены схемы стратиграфии докайнозойских образований палеоген-неогеновых отложений и магматизма, впервые разработанные на основе литологического, палеонтологического, петрографического, петрохимического и радиоизотопного изучения образцов горных пород морского дна. Даны сведения об условиях формирования магматических и метаморфических пород. По геофизическим и геологическим данным описаны строение земной коры, тектоника и история геологического развития Япономорского региона. Сделан вывод об образовании впадины Японского моря в конце позднего мела—палеогена преимущественно в результате растяжения литосферы с последующим погружением земной коры в среднем миоцене—голоцене.

Книга представляет собой расширенный вариант Объяснительной записки к Геологической карте дна Японского моря масштаба 1:2 500 000 и выполнена в рамках исследований по Гостемам «Экзогенные режимы магматизма и метаморфизма» (050.01.05.01 Н8 и Н 16) и проблеме «Вестпак» (0.74.01.12.01 Н 4а).

Рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков.

Издано по решению Редакционно-издательского совета
Дальневосточного научного центра АН СССР

Ответственный редактор А. Г. Аблаев

Рецензенты И. О. Мурдмаа, П. Г. Недашковский

© ДВНЦ АН СССР, 1987 г

ПРЕДИСЛОВИЕ

Окрайинные моря Тихого океана являются важным элементом зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Данные о геологическом строении морского дна дают представление о связи морских и континентальных структур, истории развития и направленности процесса преобразования земной коры при формировании впадин окрайинных морей.

В системе окрайинных морей Японское море выделяется прежде всего высокой степенью геолого-геофизической изученности. Многолетние исследования его акватории позволили установить большое разнообразие горных пород широкого возрастного диапазона от архея до кайнозоя, принимающих участие в строении его морфоструктур. При освещении истории геологического развития Японского моря основное внимание было уделено характеристике вещественного состава, геологическому положению, обоснованию возраста и условиям формирования стратифицированных образований, магматических и метаморфических комплексов.

Использование этих материалов с привлечением результатов новейших исследований советских и зарубежных ученых позволили составить Геологическую карту дна Японского моря масштаба 1:2 500 000. Предлагаемая вниманию читателей книга совместно с Геологической картой является одной из первых сводных работ по геологии дальневосточных морей, новизна и ценность которой состоит в возможности ее использования для обоснованного научного прогнозирования поисков полезных ископаемых на морском дне.

Морские геологические работы отличаются от наземных прежде всего способом получения каменного материала, который отбирается без непосредственного наблюдения за взаимоотношениями между геологическими телами. В связи с этим для понимания геологической истории большое значение приобретает всестороннее изучение пород в лабораторных условиях. Поэтому авторы сознательно пошли на некоторую перегруженность работы фактическим материалом в виде таблиц, помещенных в приложении, рисунков и диаграмм.

Книга охватывает широкий круг разнообразных вопросов морской геологии. Для ее написания был привлечен большой коллектив специалистов Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР.

В подготовке монографии к печати принимали участие сотрудники лаборатории геологических формаций В. А. Кондратенко, Г. Г. Ламыкина, Э. А. Половникова. Всем им авторы выражают благодарность за активную помощь.

ВВЕДЕНИЕ

Японское море — полузамкнутое окраинное море, расположенное между Азиатским материком и островами Сахалин, Хоккайдо и Хонсю. Проливами Невельского и Лаперуза оно сообщается с Охотским морем, прол. Цугару (Сангарским) — с Тихим океаном и Корейским проливом — с Восточно-Китайским морем. Примерно половину его площади занимает Центральная глубоководная котловина, к которой с юга примыкают также глубокие впадины — Хонсю и Цусимская, разделенные подводными возвышенностями.

Геолого-геофизическое изучение Японского моря насчитывает не одно десятилетие, но наиболее активные и планомерные его исследования проводятся с конца 60-х годов. Их результаты отражены в многочисленных публикациях, характеризующих различные аспекты его строения. Первой работой, обобщающей геолого-геофизические исследования на период к 1976 г., явилась монография Н. П. Васильковского с соавторами «Основные черты геологического строения дна Японского моря», рассматривающая накопившийся фактический материал с позиции эпикоеканического его происхождения.

В последующие годы было проведено детальное, пополигонное геологическое изучение главных морфоструктур морского дна сотрудниками Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР в 10 рейсах на научно-исследовательских судах. Выполнено несколько геофизических рейсов с использованием более совершенной аппаратуры и проведена переинтерпретация геофизических материалов на новом уровне. Эти материалы и легли в основу данной работы. Авторы сочли необходимым дать краткие сведения о степени изученности морского дна и охарактеризовать методические приемы получения и обработки материала.

Исследование земной коры Японского моря проводилось сейсмическими, гравиметрическими и магнитометрическими методами. Сейсмические работы выполнялись в течение 1962—1976 гг. советскими научно-исследовательскими судами. В результате их в различных районах моря было пройдено 15 профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), 18 — методом отраженных волн (МОВ) и 43 — непрерывного сейсмопрофилирования (НСП). Дополнительно японские геофизики выполнили 9 профилей ГСЗ в восточной части моря [Ковылин, 1979], а также провели среднемасштабные комплексные исследования в восточной и южной частях моря по галсам, направленным от островного шельфа до внутренних районов [Geologic, investig. ... GH77-2 Cruise, 1978; GH77-3, 1978; GH78-2 Cruise, 1979].

Результаты детального непрерывного сейсмопрофилирования на шельфе и материковом склоне Приморья совместно с литологическими и палеонтологическими данными позволили провести стратиграфическое расчленение кайнозойских отложений. Всего у берегов Приморья методом НСП отработано около 4000 км профилей, а во внутренних районах моря — 6000 км.

Гравиметрические исследования проводились по ходу судна с непрерывной записью показаний гравиметра. На их основе составлены карты силы тяжести в различных редукциях почти на всю площадь моря [Строев, Пантелеев, 1970; Строев, 1971, 1978].

Магнитометрические исследования выполнялись с помощью протонных магнитометров советскими и японскими геофизиками. Они позволили составить мелкомасштабную карту аномального магнитного поля почти всей акватории [Красный, 1969; Красный, Воробьев, 1969]. Дополнительные детальные исследования продолжались одновременно с измерениями других геофизических параметров в различных районах

моря. В результате была составлена новая карта аномального магнитного поля, охватывающая всю акваторию моря, за исключением шельфов и ее северной части [Шевалдин, 1978]. Карты аномального магнитного поля и поля силы тяжести среднего масштаба для шельфа и материового склона Приморья, выполненные в 1971—1974 гг., были использованы для составления геологической карты консолидированного фундамента [Безверхий и др., 1977]. Решение этой задачи облегчалось тем, что породы кайнозойского осадочного чехла слабомагнитны и обладают небольшой плотностью. Вследствие этого аномалии фундамента «просвечивают» сквозь чехол и их характеристики можно сравнивать с аномалиями суши.

Изучение геологического строения морского дна проводилось путем комплексного использования морфоструктурных и геофизических материалов и исследования горных пород, поднятых с морского дна.

При этом для большинства подводных возвышенностей составлялись батиметрические карты крупного масштаба (1:50 000 или 1:100 000), уточняющие рельеф дна, отраженный на изданных мелкомасштабных картах. Карты полигонов составлялись по данным эхолотных промеров по галсам, пройденным через 1,5—3,0 км с привязкой к заякоренным буям. Плановая привязка буев осуществлялась с помощью радиолакационных определений.

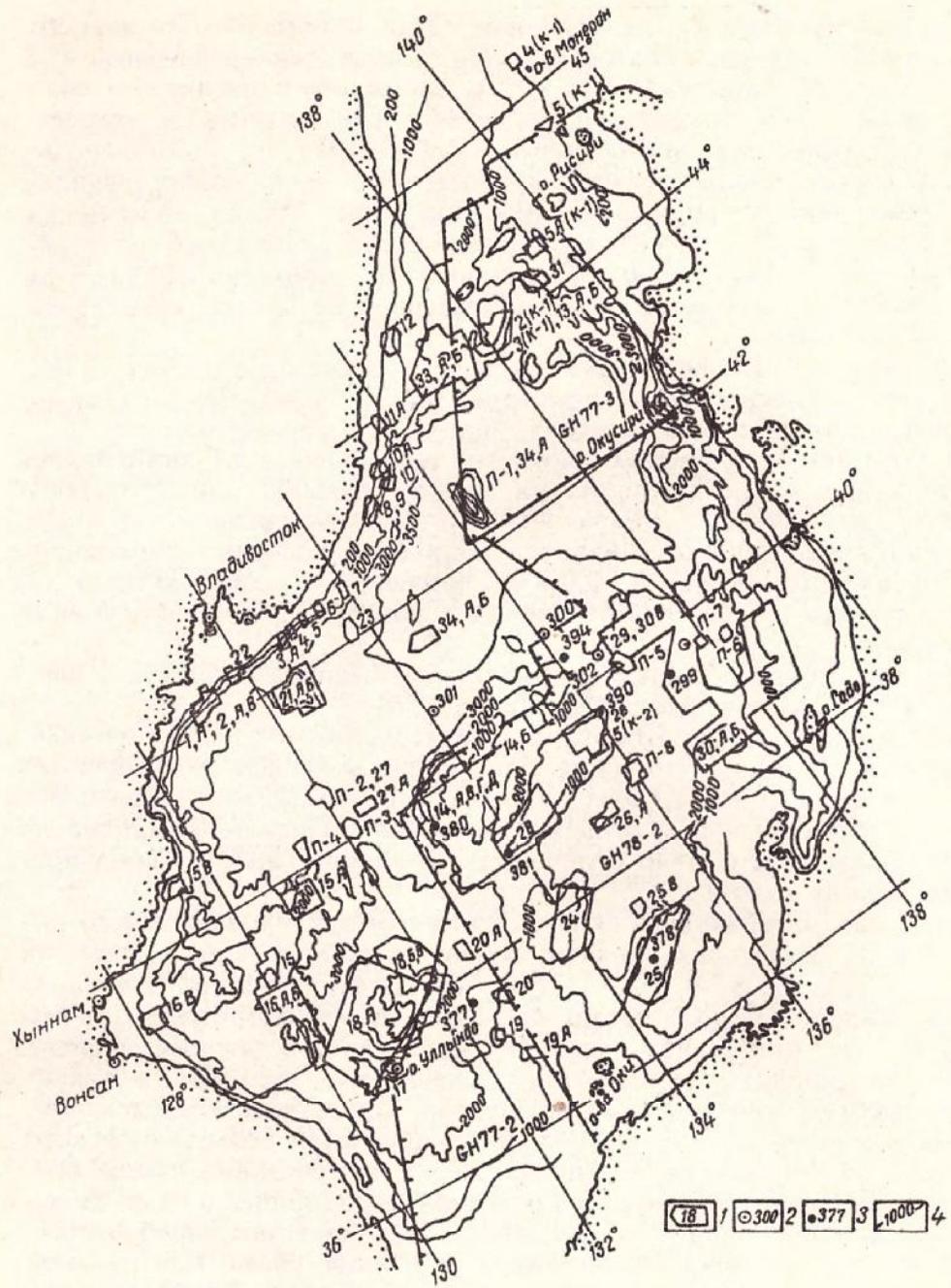
Методика отбора образцов горных пород была разработана в первых рейсах НИС «Первенец» [Берсенев, 1973б].

На полигонах породы отбирались поинтервально от подножия склона до верхней его части, что совместно с использованием геофизических данных, в частности НСП, позволяло составить разрезы и стратиграфические колонки разновозрастных образований. Породы, поднятые из коренных обнажений, обычно отличаются от свалов глыб и щебня присутствием свежих изломов.

В пределах материкового склона Приморья драгирование было выполнено на 11 полигонах, причем основные работы проводились на 6 опорных — 1, 2, 22, 8—9, 10 и 11 (рис. 1). На станциях драгирования, расположенных между полигонами, было выполнено 380 результативных драгировок. Во внутренних районах моря дочетвертичные породы обнажены на склонах подводных возвышенностей, вулканов и вулканических хребтов. Здесь на 36 полигонах, проведены исследования, охватывающие основные участки положительных форм рельефа морского дна. Общий объем станций драгирования на них составил свыше 800. В пределах глубоководных котловин основной информацией о их строении были геофизические данные и единичные (4) скважины, пробуренные буровым судном «Гломар Челленджер» в южной части Центральной котловины и северо-западной части котловины Хонсю. Глубина их не превышает 500 м при глубине до дна 2399—3520 м [Ingle et al., 1975]. Обработка полученного каменного материала и использование геофизических данных позволили построить геологические карты отдельных полигонов, которые явились основой для построения геологической карты дна Японского моря.

Характеристика пород дана на основе петрографического описания с использованием химических анализов, результатов геохимических исследований и радиоизотопного определения возраста, полученных в основном из проб авторов в Дальневосточном геологическом институте, Северо-Восточном комплексном НИИ ДВНЦ АН СССР, ПО «Примгеология» и НПО «Киевгеология» Мингео СССР и других организациях.

При изучении кайнозойских отложений важное место занимает их стратификация. Представление о стратиграфии кайнозоя Японского моря долгое время опиралось на данные по геологии японских островов. Морские исследования, начатые в 70-е годы, позволили получить материал непосредственно со дна Японского моря. Обнаруженное в породах кайнозоя обилие морских кремнистых микрископаемых определило



Р и с. 1. Схема расположения полигонов. 1 — полигон и его номер (1—33 — полигоны исследований авторов; П-1—7, К-1—2 — полигоны других исследователей: П-1 — на НИС «Первенец», К-1 на НИС «Каллисто»); 2 — скважина глубоководного бурения; 3 — поршневые трубы; 4 — изобаты

ведущую роль микропалеонтологического метода в изучении стратиграфии этих отложений [Ingle et al., 1975]. По представлениям японских исследователей, морская история Японского моря микропалеонтологически прослеживается начиная с верхнего миоцена [Koizumi, 1975, 1977b, 1978, 1979; Такаянаги и др., 1979; Такэути, 1979; Матоба, 1981].

Первые стратиграфические работы советских геологов позволили восстановить неогеновый разрез начиная со среднего миоцена [Васильев и др., 1973; Пущин, Берсенев, 1975; Пущин и др., 1977].

В последние годы были разработаны детальные стратиграфические схемы палеогена и неогена шельфа и материкового склона Приморья и внутренних районов Японского моря, которые приведены в настоящей работе.

ГЛАВА 1. МОРФОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Японское море (площадь 978 тыс. км², протяженность 2200 км, ширина 900 км, максимальная глубина 3670 м) соединяется с океаном и другими морями проливами, глубина которых не превышает 150 м. Дно моря имеет сложный рельеф. В его пределах выделяется ряд структур, отраженных на схеме морфоструктурного районирования (рис. 2).

Шельф почти сплошной полосой окаймляет берег моря. Поверхность его ровная, слабо наклоненная (обычно $<1^\circ$), бровка расположена в среднем на глубине 135 м. Ширина его у берега Сихотэ-Алиня 20—40 км, у побережья Корейского полуострова 4—20 км, у Японских островов шельф местами практически отсутствует. В районах зал. Петра Великого, островов Оки, п-ова Нoto, островов Ребун и Рисири ширина его возрастает до 50—100 км, а на юге он занимает всю площадь Корейского пролива. Шельф покрыт толщей четвертичных и неогеновых отложений. Земная кора в его пределах относится к материковому типу.

Материковый склон отделяет шельф от материкового подножия (рис. 2), включенного в состав котловин и впадин, поскольку его внешний край не имеет четкой границы. В северной части моря материковый склон оканчивается примерно на изобате 1500 м. Здесь он пологий ($2—5^\circ$), слабо расчлененный неглубокими ложбинами. Под значительной частью склона расположен Западно-Япономорский прогиб, выполненный мощной (до 8 км) толщей осадков. На траверзе зал. Владимира характер склона по мере приближения к Центральной котловине резко изменяется. На участке длиной около 100 км подошва склона находится на глубине 3000 м и более. Здесь крутизна его более 10° , местами до 20° , он прорезан многочисленными подводными долинами (каньонами) с крутыми, местами обрывистыми бортами. Нижняя часть склона сложена скальными породами докайнозойского возраста. Юго-западнее на протяжении почти 150 км он выполаживается, его подошва выдвигается в сторону Центральной котловины, а ширина достигает 50 км и более. На этом участке докайнозойские породы перекрыты чехлом неоген-четвертичных отложений. Далее, в сторону Восточно-Корейского залива, склон (обычно $>10^\circ$) в полосе длиной до 450 км сильно расчленен. Его подошва постепенно повышается от глубины 3000 до 2000 м и менее. В бортах подводных долин здесь обнажаются докайнозойские скальные породы. Южная часть материкового склона небольшой крутизны ($<10^\circ$) со слабо выраженной подошвой, расположенной на глубине 1000—1500 м. Редкие подводные долины здесь вскрывают лишь неогеновые отложения. В пределах материкового склона кора материкового типа меняется на «субматериковый» или «субокеанический».

Юго-восточная и восточная окраины моря относятся к типу бордерленда. Докайнозойский консолидированный фундамент и палеоген-миоценовые вулканогенные толщи здесь разбиты многочисленными разломами, создавшими систему грабенов и горстов. Грабены часто заполнены осадками. Горсты образуют банки (Мусаси), острова (Садо, Окусири, Рисири и др.) и подводные валы. Вся эта сложная структура наклонена в сторону глубоководных котловин и впадин. Крутые склоны у края последних здесь встречаются редко.

Подводные возвышенности занимают значительную площадь дна Японского моря. Большинство из них имеют земную кору субматерикового типа. Крупнейшей является возвышенность Ямато, расположенная

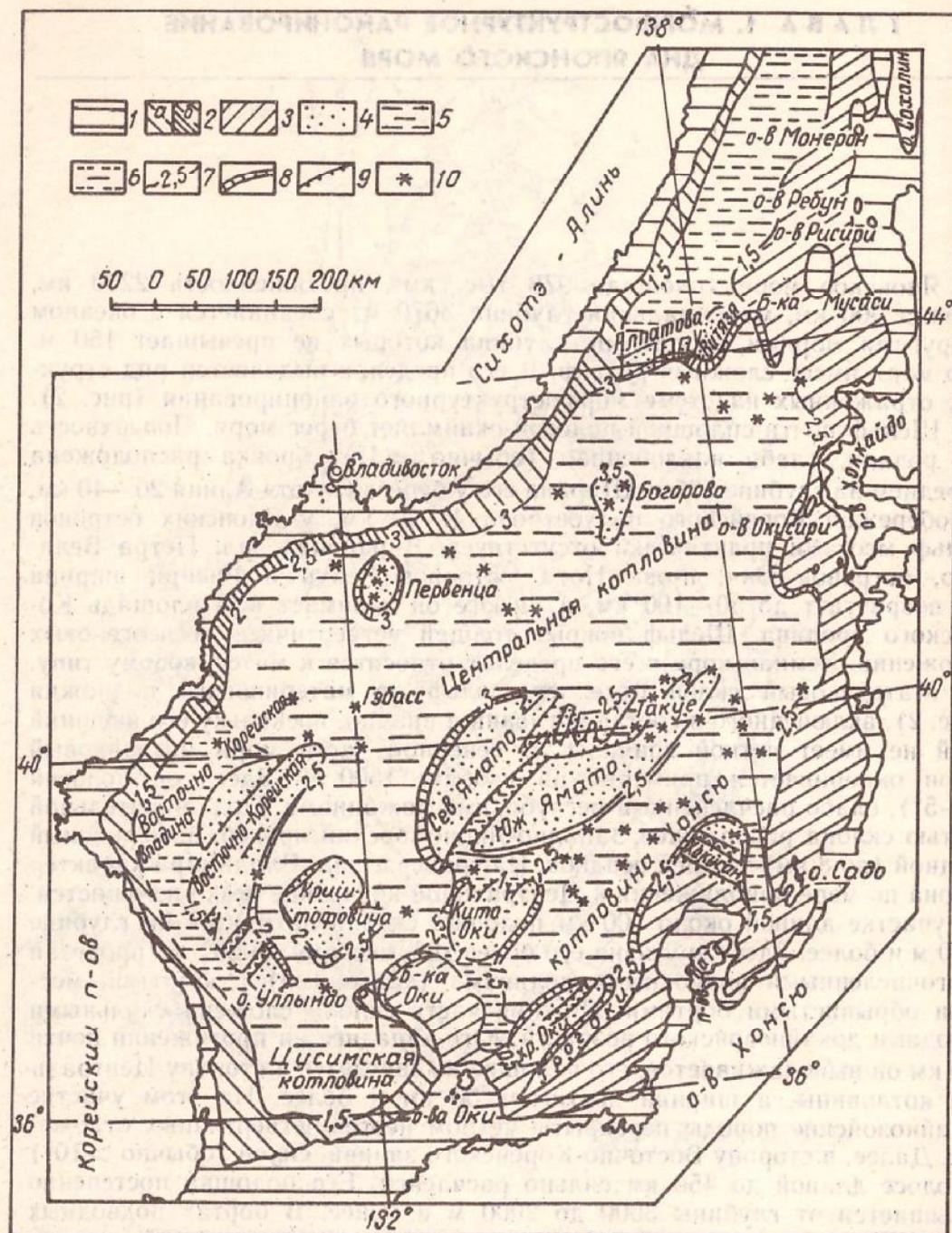


Рис. 2. Схема морфоструктурного районирования. 1 — шельф, 2 — материальный склон: а — пологий (до 10°), б — крутой; 3 — островной склон; 4 — подводные возвышенности; 5 — глубоководные котловины, троги, впадины, 6 — впадины с глубинами менее 2 км; 7 — границы морфоструктур, их глубина, км; 8 — крутые склоны; 9 — сбросы, отраженные в рельефе дна; 10 — вулканические горы и хребты

в центральной части моря. Двумя системами грабенов она разделена на три хребта — Северный и Южный Ямато, Такуе. Длина Северного Ямато 250 км, Южного — 350 км, максимальная ширина соответственно до 100 км и 75 км, минимальная глубина 383 и 236 м. Хребет Такуе, занимающий северо-восточную часть Ямато, расчленен поперечными грабенами на ряд небольших хребтов меридионального простирания. Общая длина системы хребтов 225 км, ширина 50—75 км, минимальные глубины здесь 500—1000 м. К югу от Южного Ямато расположена возвышенность Кита-Оки, имеющая овальную форму длиной 125 км и шириной до 75 км, минимальная глубина 200 м. Через седловину глубиной

около 1000 м она соединяется с банкой Оки, простирающейся до одноименных островов. Длина ее 150 км, ширина 100 км, глубина 200—500 м.

Северо-западнее этой банки находится возвышенность Криштофовича. Она имеет почти квадратную в плане форму и размер 100×100 км при минимальных глубинах около 500 м. Глубоководным трогом она отделена от Восточно-Корейской возвышенности, занимающей юго-западную часть моря. Эта возвышенность по очертанию повторяет дугообразную форму материкового склона. Ее общая длина 350 км, ширина до 60 км, минимальная глубина около 500 м. Южная оконечность этой возвышенности называется возвышенностью Уллындо, поскольку находится рядом с одноименным островом.

Северо-восточнее островов Оки расположен одноименный хребет. Он вытянут в том же направлении на 200 км, включая небольшую седловину, отделяющую его от островов. Ширина хребта около 50 км, глубины менее 500 м. Севернее п-ова Ното находится небольшая (50×50 км) возвышенность Хакусан. В северной части моря расположены возвышенности Первенца и Богорова. Они отличаются от вышеописанных широким развитием вулканических построек. Северное замыкание Центральной котловины образует возвышенности Витязя и Аллатова. Их южные склоны обрываются в котловину, а северные слабо выражены в рельефе дна.

Рельеф большинства подводных возвышенностей имеет много общего. Их склоны ограничены прямолинейными, реже дугообразными разломами. Относительная высота склонов над дном глубоководных котловин и впадин достигает 1—2 км. Склоны обычно расчленены грабенами и сбросами второго порядка. Крутизна образовавшихся таким путем склонов резко возрастает, появляются обрывы, где обнажаются скальные породы. В нижней части склонов часто формируются оползневые накопления.

На глубине примерно 800—1100 м на многих возвышенностях (Северное Ямато, Кита-Оки, Криштофовича, Восточно-Корейская) прослеживается терраса. Она полого наклонена к бровке склона, сложена верхнемиоценовыми и плиоценовыми отложениями и представляет собой реликт островного шельфа, сформировавшегося в результате позднемиоценовой и плиоценовой трансгрессий.

Во внутренних частях подводных возвышенностей обычно выделяется денудационный рельеф, образовавшийся в субаэральных условиях до начала неогеновых трансгрессий. Здесь расположены холмы и гряды (относительная высота до 500 м), сложенные преимущественно палеозойскими гранитоидами, реже палеозойскими отложениями. На Северном Ямато хорошо сохранилась квества, образованная нижнемеловой терригенной толщей. На Южном Ямато обширную площадь занимает базальтовое плато. Вулканы позднемелового и олигоцен-раннемиоценового возраста образуют расчлененные ложбинами плато, осложненные многочисленными скалами (кечурами). Вулканические горы и холмы, сложенные базальтами, обычно имеют крутые (до 45°) склоны и коническую форму. Их относительная высота достигает первых сотен метров. Перечисленные формы рельефа создают множество обнажений горных пород, позволяющих эффективно использовать драгирование для изучения геологического строения подводных возвышенностей.

Глубоководные котловины и впадины занимают более половины площади Японского моря. Вдоль его северо-западного побережья простирается Центральная котловина (площадь 210 тыс. км², длина 900 км, средняя ширина 250 км, глубина 3000—3670 м). К ней с юго-запада примыкают три впадины (длина их до 500 км, ширина до 150 км, глубина до 3000 м). В юго-западной части моря расположена котловина Хонсю (протяженность 600 км, ширина до 200 км, глубина 2500 м и более). От Центральной котловины она отделена седловиной глубиной менее 2700 м. К этой котловине с юга примыкают троги Тояма и Садо, а на западе через две седловины она соединяется с Центральной котловиной.

На юго-западе расположена Цусимская котловина. Она имеет округлую форму (диаметр около 250 км, глубина до дна здесь более 2000 м). Земная кора Центральной и, вероятно, Цусимской котловин относится к субокеаническому типу. У котловины Хонсю, глубоководных впадин и трогов тип коры переходный от «субматерикового» к «субокеаническому».

Поверхность дна этих морфоструктур очень ровная, плавно повышающаяся к краевым частям. Исключением являются вулканические постройки и желоб Тояма. Вулканические горы развиты во всех котловинах и в некоторых впадинах, особенно много их в котловине Хонсю. Они обычно конической формы, с крутыми склонами (до 45°) и возвышаются над дном до 2 км. Вулканические хребты образованы цепочкой вулканов. Примерами их служат возвышенности Богорова, Гэбасс и др. Длина таких хребтов достигает 50 км. Желоб Тояма прослеживается на 800 км от изголовья зал. Тояма у о-ва Хонсю через одноименный трог, котловину Хонсю, пересекает оконечность возвышенности Такуе и заканчивается в Центральной котловине [Берсенев и др., 1981]. Ось желоба в плане представляет собой ломаную линию, состоящую из прямоугольных отрезков длиной до 30 км. Слоны желоба крутые, местами обрывистые, относительная глубина над дном котловины 150—200 м.

ГЛАВА 2. СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении Японского моря участвуют разнообразные по происхождению, составу и возрасту горные породы, которые подразделяются на два комплекса, разделенных между собой региональным несогласием.

Нижний комплекс сложен породами докайнозойского консолидированного фундамента, а верхний — кайнозойскими осадочными отложениями и вулканитами. Породы нижнего комплекса установлены в пределах материкового склона и на подводных возвышенностях путем драгирования подводных обнажений и свалов. При изучении образований морского дна исключена возможность непосредственного наблюдения за стратиграфическим разрезом и взаимоотношениями между выделенными комплексами. Поэтому предложенная схема стратиграфии (рис. 3) составлена на основе использования палеонтологических данных, результатов радиоизотопного анализа метаморфических и вулканогенных пород, сведений о взаимоотношении осадочных толщ с интрузивными породами установленного возраста, а также сходства их литологического и петрографического состава с породами окружающей суши. Кайнозойские осадочные отложения сложены акустически прозрачной толщей, при их стратификации использованы данные непрерывного сейсмопрофилирования, позволяющие установить условия залегания, мощность и взаимоотношение слагающих слоев. Их возраст определен палеонтологическими методами. В местах, где мощность неоген-четвертичных отложений незначительна (50—300 м), они не показаны на геологической карте, что сделано с целью более четкого изображения геологического строения докайнозойского фундамента. Основное внимание в данной главе наряду с обоснованием возраста пород уделено характеристике вещественного состава разновозрастных пород морского дна.

АРХЕЙ—РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Нерасчлененные метаморфические образования архей-раннепротерозойского возраста широко развиты в западной части Японского моря, где они установлены на станциях драгирования в пределах подводных возвышенностей Криштофовича и Восточно-Корейской. На первой возвышенностии (полигон 18) они подняты на шести станциях с глубины 1400—2200 м. Эти станции отстоят друг от друга на различные расстояния — от 5 до 50 км — и характеризуют геологическое строение огромной территории южной части возвышенностей Криштофовича площадью около 10 000 км², кристаллический фундамент которой сложен докембрийскими образованиями. На Восточно-Корейской возвышенностии (полигон 16) и на материковом склоне северной части Восточно-Корейского залива метаморфические образования встречаются на отдельных станциях драгирования совместно со среднепалеозойскими гранитами в виде ксенолитов или реликтов, сохранившихся в процессе палингенного образования гранитов. Установить форму и размер этих ксенолитов не представляется возможным.

Метаморфические породы представлены амфиболитами, гнейсами и сланцами.

Амфиболиты — плотные породы гранобластовой структуры, гнейсовой текстуры, сложенные шестоватыми удлиненно-таблитчатыми и ромбо-

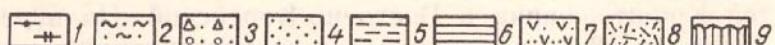
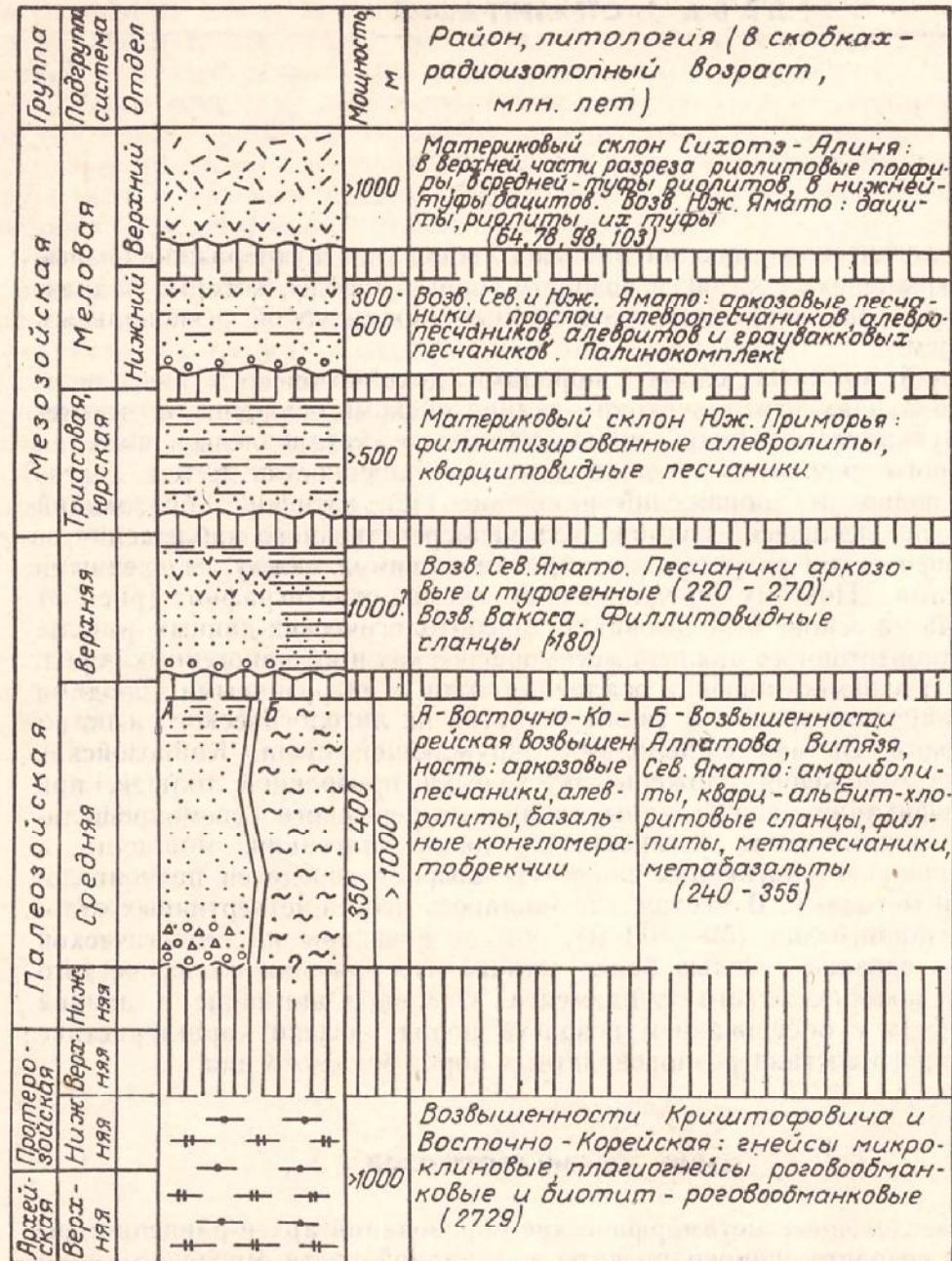


Рис. 3. Схема стратиграфии докайнозойских образований. 1 — гнейсы; 2 — зеленые сланцы; 3 — конгломераты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — филлитовидные сланцы; 7 — песчаники, туфы; 8 — риолитовые порфиры и их туфы; 9 — стратиграфические перерывы

видными кристаллами роговой обманки (50—55%) и таблитчатыми зернами андезина (30—35% Ан).

Роговообманковые плагиогнейсы состоят из плагиоклаза (50—60%), представленного серицитизированным андезином (33—35% An), хлоритизированной роговой обманки (до 20%), кварца (до 15%) и эпидота (до 5%).

Биотит-рогообманковые плагиогнейсы образованы плагиоклазом (45—50%) — андезином (35—38% An), биотитом (15—28%), роговой обманкой (10—23%) с пойкилитовыми включениями кварца и эпидота.

Биотитовые плагиогнейсы состоят из плагиоклаза — андезина

(28—33% Ан) в количестве 45—50%, кварца (до 15%), биотита (до 35%), рудного минерала (3—4%) и апатита.

Кварц-биотит-мусковитовые сланцы — тонкополосчатые породы, сложенные биотит-мусковитовыми полосами и более лейкократовыми кварц-полевошпатового состава. Слюдистых минералов 40—60%, кварца до 50%, в незначительном количестве наблюдаются плагиоклаз (28—32% Ан) и калиевый полевой шпат.

Мигматиты и гнейсо-граниты представляют собой ультраметаморфогенные образования, пространственно и генетически неразрывно связанные с вышеописанными метаморфическими породами, с которыми образуют постепенные переходы. Именно поэтому их характеристика дана в настоящей главе.

Среди мигматитов по морфологии и объему гранитного материала выделяются послойные и теневые разности. Послойные мигматиты — тонкополосчатые среднезернистые породы, состоящие из чередующихся лейкократовых гранитных прожилков мощностью 0,5—2,0 см и меланократового субстрата, представленного биотитовыми гнейсами. В теневых мигматитах гранитный материал резко преобладает над субстратом, который присутствует в виде реликтовых участков гранитизированных гнейсов с небольшим (до 20%) количеством биотита. Границы между жильным материалом и субстратом расплывчатые.

Мигматиты обеих разностей близки по составу и структуре и состоят из плагиоклаза (18—41%) двух генераций: первая — серicitизированные кристаллы (1—2 мм), часто развитые в виде реликтов в микроклине, и вторая — мелкие (до 0,2 мм) зерна альбит-олигоклаза (10—12% Ан), развивающиеся по микроклину, микроклина (24—34%), кварца (27,8—42,8%), биотита (2—13%), который образует вытянутые полосы, представляющие собой недозамещенные реликты субстрата.

Биотитовые гнейсо-граниты подразделяются на микроклиновые и плагиограниты. Первые состоят из плагиоклаза (25—50%) — олигоклаза (25—27% Ан), в котором на контакте с замещающим его микроклином появляются тонкие оторочки альбит-олигоклаза (9—12% Ан), микроклина (15—20%) в виде изометричных зерен (0,5—1,5 мм) с реликтовыми зернами плагиоклаза, кварца (25—50%) и биотита (10—15%). Плагиограниты по составу и структуре сходны с микроклиновыми гнейсо-гранитами, но отличаются от них отсутствием микроклина и большим (50—70%) количеством плагиоклаза.

Лейкократовые гнейсо-граниты, представляющие собой жильный материал мигматитов, сложены плагиоклазом (35—60%) — олигоклазом (25—28% Ан), микроклином (20—35%), образующим крупные (до 3 мм) порфиробласты с реликтами зерен плагиоклаза, кварцем (25—30%), часто формирующим линзовидные скопления, и мусковитом (1—2%), развивающимся по плагиоклазу.

Анализ химического состава пород комплекса (табл. 1) позволяет установить некоторые петрохимические особенности и провести их сравнение с докембрийскими образованиями Корейского полуострова.

Исходя из представления о изохимическом характере метаморфизма и используя петрохимическую классификацию метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород, предложенную А. Н. Нееловым [1980], сделана попытка реставрировать исходный состав пород, сопоставив их с группами первичных осадков. Амфиболиты, биотит-роговообманковые и роговообманковые плагиогнейсы относятся к средним кальциево-магнезиальным и магнезиальным, глиноземистым умеренно щелочным калий-натровым породам, соответствующим пелитовым и карбонатным алевролитам и граувакковым песчаникам. Сланцы и биотитовые гнейсы принадлежат кислым, железистым, малоглиноземистым умеренно щелочным натрий-калиевым и калиевым образованиям, отвечающим исходному составу пелитовых аргиллитов и алевролитов. Мигматиты имеют очень устойчивый состав и характеризуются повы-

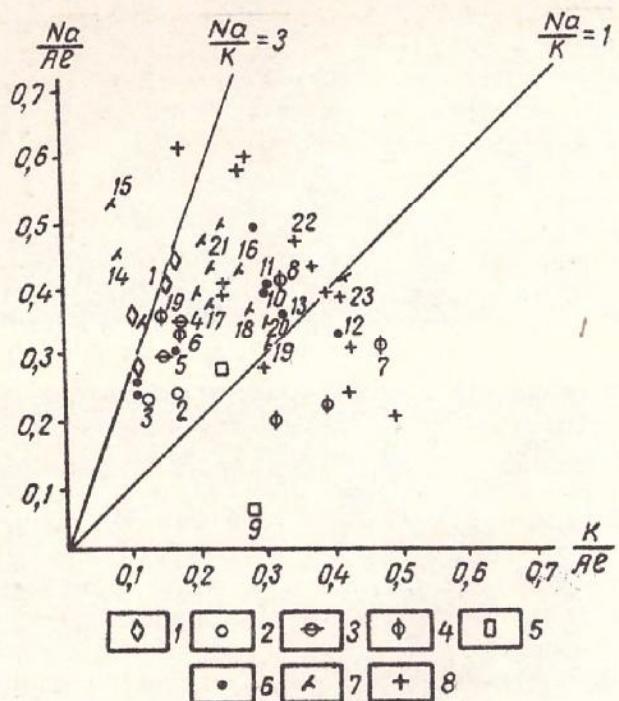


Рис. 4. Диаграмма соотношения щелочей в метаморфических породах. 1 — амфиболиты; 2—4 — гнейсы: 2 — биотит-рого-во-обманковые, 3 — рого-вообманковые, 4 — биотитовые; 5 — биотит-мусковитовые сланцы; 6 — мигматиты; 7 — плагиогнейсо-граниты; 8 — микроклиновые граниты. Номера точек отвечают номерам анализов табл. 1, точки без номеров — анализам пород Корейского полуострова

шенным содержанием кремнезема, накоплением калия и относятся к кислым кальциевым, железистым малоглиноземистым, субщелочным натрий-калиевым породам.

По соотношению натрия и калия основная часть пород комплекса соответствует формации калий-натрового ряда [Мишкин, 1974] и близка к комплексам докембрия Сино-Корейского массива. Точки химического состава мигматитов и гнейсо-гранитов также располагаются в калий-натровой области, при этом происходит накопление щелочей при некотором повышении содержания калия, что приводит к смещению положения точек гранитов, особенно микроклиновых, ближе к линии натрий-калиевого отношения, равного единице (рис. 4).

Для гнейсо-мигматитового комплекса возвышенности Криштофовича, где наиболее полно прослеживается переход от гнейсов к лейкократовым гранитам [Леликов, Пирогова, 1977], устанавливается ряд геохимических закономерностей такого перехода. Содержание алюминия снижается в направлении от гнейсов к гранитам и находится в обратной зависимости от суммарного количества щелочей в породе.

Величина отношения суммарного железа к сумме элементов группы железа (титану, марганцу, никелю, хрому, кобальту и ванадию) снижается в этом же направлении и составляет в плагиогнейсах 11,3 ед., в мигматитах и биотитовых гнейсо-гранитах соответственно 11,2 и 10,7 ед., а в лейкократовых гранитах 9,2 ед. Аналогичным образом происходит последовательное снижение концентрации никеля, кобальта, хрома и ванадия, однако оно менее интенсивно, чем снижение содержания железа, которое при анатектоническом гранитообразовании обнаруживает большую подвижность. Зависимость распределения рубидия от калия также показывает, что в процессе селективного выплавления гранитондного расплава из метаморфического субстрата накопление калия опережает рост концентрации рубидия.

Мигматиты и гнейсо-граниты рассматриваются в качестве продуктов анатектонического гранитообразования при ультраметаморфогенном преобразовании метаморфических толщ в глубинных условиях. Для их

характеристики могут быть использованы петрохимические диаграммы, разработанные для магматических пород С. А. Коренбаумом [1975]. Они характеризуются: повышенной основностью, значение которой варьирует от 15 до 40% и отвечает составу гранитов и гранодиоритов; высокой железистостью (70—86%); низким коэффициентом окисления железа (0,03—0,18; рис. 5), свойственным гранитоидам, сформированным в глубинных условиях. Кальциевость повышается с ростом основности, а кремнистость и общая щелочность закономерно возрастают в направлении к более кислым разностям. Аналогичные закономерности в поведении главных петрогенных элементов присущи докембрийским гранитам Корейского полуострова. Однако по значению величин некоторых петрохимических коэффициентов япономорские породы отличаются от континентальных более высокой кальциевостью (рис. 5, а), низкой степенью окисления железа и пониженной общей щелочностью (рис. 5, б).

Выяснение условий формирования пород комплекса проводилось по составу породообразующих минералов. Температура кристаллизации оценивалась на основе приближенной диаграммы фазового соответствия [Перчук, Рябчиков, 1976] для амфибол-плагиоклазового парагенезиса. Гнейсы возвышенности Криштофовича кристаллизовались при 630—650° С, а амфиболиты Восточно-Корейской возвышенности — при более

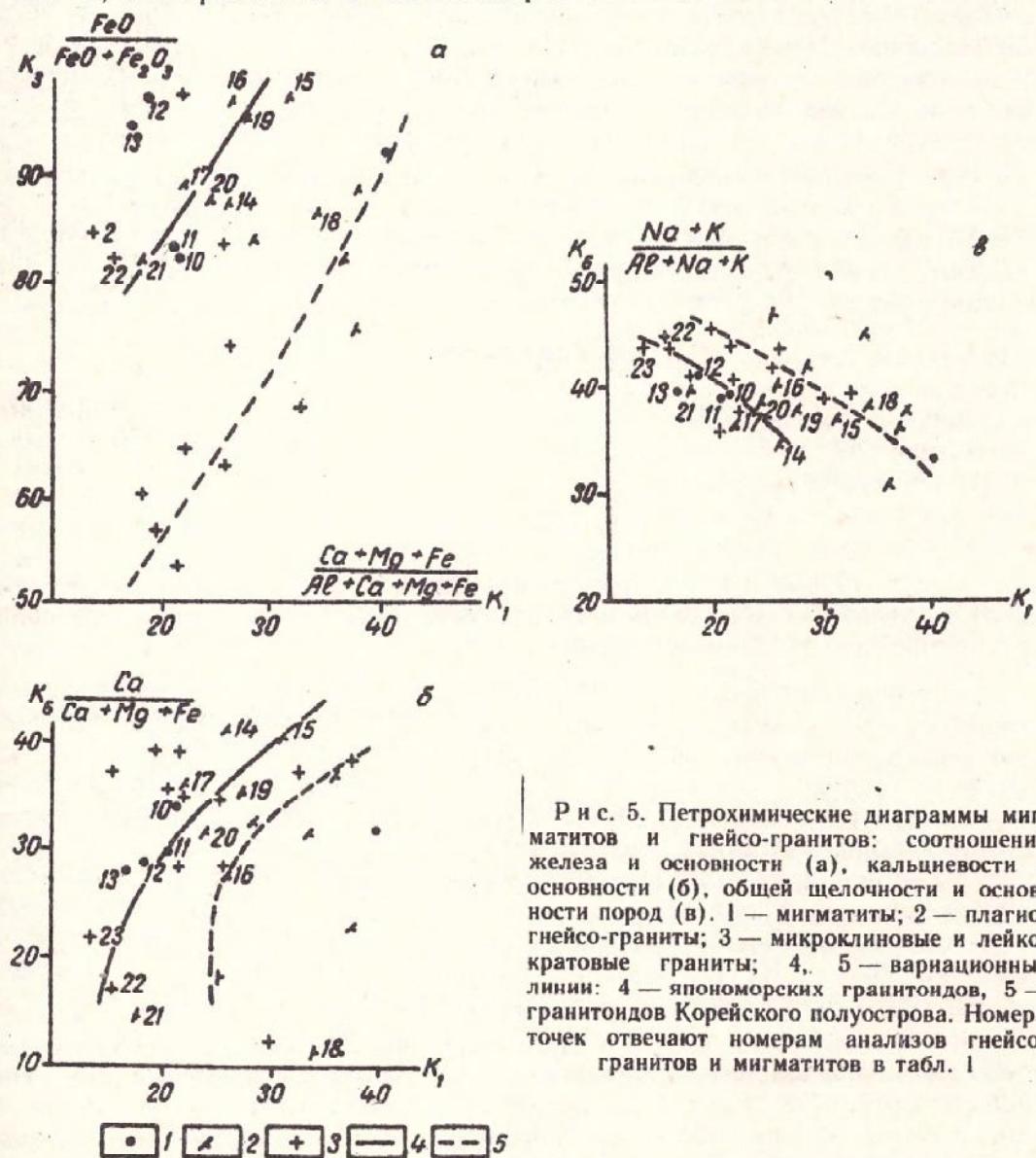


Рис. 5. Петрохимические диаграммы мигматитов и гнейсо-гранитов: соотношения железа и основности (а), кальциевости и основности (б), общей щелочности и основности пород (в). 1 — мигматиты; 2 — плагиогнейсо-граниты; 3 — микроклиновые и лейкократовые граниты; 4, 5 — вариационные линии: 4 — япономорских гранитоидов, 5 — гранитоидов Корейского полуострова. Номера точек отвечают номерам анализов гнейсо-гранитов и мигматитов в табл. 1

высокой температуре — 800° С. Условия образования этих пород по давлению могут быть оценены косвенным путем при сравнении состава их минералов с минералами пород, сформированных в известных термодинамических условиях. На графиках, отражающих отношение щелочей (калия и натрия) и титана, а также щелочей и алюминия в четвертной координации [Другова, 1972], точки роговых обманок из гнейсов группируются в поле пород амфиболитовой фации, а высокотемпературного амфиболита — в гранулитовой фации.

Вышеприведенные данные показывают, что породы описываемого комплекса формировались в различных геодинамических условиях. Так, образования северо-западной части Восточно-Корейской возвышенности — в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма при 800° С и давлении 7,5—12 кбар, отвечающем глубине погружения пород свыше 25 км; гнейсо-мигматитовый комплекс возвышенности Криштофовича — при более низкой температуре (600—650° С) в среднеглубинных условиях амфиболитовой фации при давлении 5,5—7,5 кбар и глубине погружения пород около 20—25 км. Не исключено, что весь япономорской комплекс был сформирован первоначально в условиях гранулитовой фации, а последующая наложенная гранитизация на гнейсы возвышенности Криштофовича привела к изменению состава ряда минералов. Подобное предположение основано не только на различиях в составе минералов гнейсов и мигматитов. Оно отражает и различия в их радиоизотопном возрасте. Так, возраст биотит-рогообманковых гнейсов (2729 млн. лет) отвечает позднему архею, а гранитов и мигматитов — раннему протерозою (2231—1983 млн. лет) [Леликов, Пирогова, 1977].

По составу, степени метаморфизма и геохронологическим данным породы комплекса хорошо сопоставляются с раннепротерозойской серией мачхоллен массива Нанним. Аналогичные породы широко распространены также среди архейских образований массивов Собэк и Кёнги Южной Кореи [Геология Кореи, 1964].

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Палеозойские образования широко развиты на всех крупных возвышенностях дна Японского моря и подразделяются на средние и позднепалеозойские.

Средний палеозой

Среднепалеозойские образования встречаются на Восточно-Корейской возвышенности и возвышенностях северного замыкания Центральной глубоководной котловины и Ямато.

Восточно-Корейская возвышенность. На ее юго-восточном склоне (полигон 16) в интервале глубин 1250—1700 м установлена терригенная толща, залегающая на гранитах среднепалеозойского возраста, гальки которых широко представлены в слоях базальных конгломератов этой толщи [Леликов, Терехов, 1977]. Ограниченнное количество разрозненных станций драгирования не может дать полного представления о разрезе терригенно-осадочной толщи, но позволяет судить о закономерной смене грубозернистых фаций основания разреза (1700—1500 м) более мелко-зернистыми, установленными в изученной верхней ее части (глубина 1300—1250 м). Исходя из предположения о ее пологом залегании, можно оценить мощность изученной части разреза в пределах 350—400 м.

В нижней части толщи развит горизонт базальных конгломератобрекчий и дресвянников. Первые состоят из плохо окатанных обломков лейкократовых и биотитовых гранитов и гнейсо-гранитов (1—3, реже до 10 см) и редких окатанных галек (до 2 см) кварцитовидных пород, сцементированных грубозернистыми полимиктовыми песчаниками. Обломки гранитно-метаморфических пород составляют примерно 50% объема

породы. Вверх по разрезу количество их уменьшается и конгломератобрекции переходят в дресвяники с редкими включениями крупных (до 3 см) обломков того же состава.

Дресвяники состоят из угловатых обломков (0,05—10 мм), представленных лейкократовыми и биотитовыми гранитами, угловатыми зернами кварца, плагиоклаза, калишпата, биотита и мусковита. В дресвяниках верхней части толщи встречаются обломки фельзитов и фельзит-порфиров от единичных обломков до значительной примеси. Структура дресвяников псефитовая (грубообломочная). Цемент соприкосновения поровый, сложен гидроокислами железа, придающими породе буровато-фиолетовый цвет.

Кроме дресвяников в верхней части толщи развиты гравелистые песчаники и в небольшом количестве разнозернистые и мелкозернистые алевролиты. Грубозернистые гравелистые песчаники — породы псефитовой структуры с беспорядочным расположением обломков, среди которых преобладают угловатые, полуокатанные, реже (до 20%) окатанные обломки и в подчиненном количестве обломки кварца, плагиоклаза, калишпата. Цемент регенерационный, представленный новообразованными минералами: серицитом, кварцем, полевым шпатом и глауконитом, выполняющими мелкие поры между зернами.

Разнозернистые гравелистые песчаники подняты в виде крупных глыб (до 25 см), в которых виден постепенный переход от крупнозернистых песчаников к мелко- и среднезернистым разностям. Иногда отмечается четкая граница между крупно- и мелкозернистыми песчаниками, что создает крупнослойистую текстуру этих пород. Состав песчаников однообразен. Они сложены обломками кварца, полевого шпата, биотита, мусковита, биотитового и лейкократового гранита, реже гнейса, алевролита, апатита, сцементированными гидроокислами железа. Цемент песчаников (5—20% объема породы) — цемент выполнения пор и пленочный, участками базального типа, коррозионного характера.

Алевролиты развиты в верхней части толщи и представлены разнозернистыми и мелкозернистыми разностями. В первых преобладают обломки размером 0,01—0,1 мм и присутствует псаммитовый материал (0,1—1,0 мм), а вторые сложены обломками 0,02—0,05 мм и характеризуются лучшей сортировкой материала. Угловатые, реже полуокатанные обломки представлены кварцем, полевым шпатом, биотитом, мусковитом, в подчиненном количестве встречаются обломки гранитов, гнейсов и кварцитов. Базальный цемент сложен тонким агрегатом кварца, полевошпат-серицита состава с примесью рудных минералов.

Аркозовый состав пород описанной толщи свидетельствует о ее залегании на размытой поверхности среднепалеозойских гранитоидов, преимущественно слабая степень окатанности обломков указывает на незначительную транспортировку материала.

По геологическому положению, строению разреза, составу пород и их характерному цвету терригенно-осадочная толща сходна с девонскими отложениями Южного Приморья [Мельников, Бажанов, 1973]. Кроме того, она близка к нижней части разреза палеозойских — нижне-мезозойских осадков серии Пхёнам Северной Кореи, выполняющих многочисленные мульды прогиба Пхёнам субширотного простирания, восточная часть которого погружается под воды Японского моря по направлению к Восточно-Корейской возвышенности [Геология Кореи, 1964]. Эти отложения отвечают платформенному типу осадков, образовавшихся во внутриплатформенных прогибах, которые заложились на консолидированном докембрийском фундаменте.

Возвышенности северного замыкания Центральной котловины. Дно Центральной глубоководной котловины расположено на глубине около 3500 м. Северная ее часть отделена от Татарского пролива уступом высотой 1000—1500 м, который осложнен рядом возвышенностей (Витязя, Алпатова и др.), разделенных долинами. Возвышенности имеют

субмеридиональное простиранье и крутые склоны ($15-35^\circ$), на которых обнажаются породы складчатого фундамента. Они подняты на многочисленных станциях драгирования с глубины 1500—3000 м.

На возвышенности Алпатова (полигон 33) развиты метаморфизованные породы, среди которых выделяются первично-вулканогенные и осадочные образования. Это темно-серые с зеленоватым оттенком или темно-зеленые в различной степени рассланцованые, иногда микроплойчатые породы с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Метаморфизованные эфузивы — породы грубосланцеватой текстуры, часто реликтовой порфировой структуры. В выделениях отмечаются таблитчатые интенсивно сосюритизированные, эпидотизированные кристаллы андезина (32—35% Ан) и псевдоморфозы хлорита, актинолита и эпидота по темноцветному минералу: пироксену или роговой обманке, которые погружены в основную массу, составляющую до 60% объема породы и сложенную мелкозернистым агрегатом вторичного хлорита актинолита, эпидота, иногда совместно с альбитом и биотитом. В них наблюдаются поры эллипсовидной формы, выполненные хлоритом и эпидотом. Первично это, вероятно, были пористые пироксеновые базальты. Отмечаются также гиалобазальты с единичными выделениями плагиоклаза, основная масса которых превращена в хлорит-актинолитовый агрегат. Кроме вышеописанных эфузивов в подчиненном количестве встречаются метабазиты, превращенные в микроланцы и амфиболиты.

Амфиболиты — породы гранолепидобластовой и бластоофитовой структуры, сложенные ромбовидными кристаллами, нацело замещенными хлорит-актинолитовым агрегатом, в котором отмечаются реликты зеленой или бурой роговой обманки (80—50%). Между ними наблюдаются пелитизированные кристаллы андезина (до 20%, 33—35% Ан) и рудного минерала (5—10%). Отмечается альбитизация породы, проявленная в замещении андезина зернами свежего альбита (до 5%). Наличие офтальных структур, реликтов бурой магматической роговой обманки может свидетельствовать о первично магматической природе амфиболитов, образовавшихся в результате преобразования габбро или диабазов.

Амфиболовые микроланцы фибробластовой структуры сложены шестоватыми кристаллами светло-зеленого амфиболя, между которыми наблюдаются мелкие зерна плагиоклаза (до 20%) и рудного минерала. Вдоль сланцеватости развиваются тонкие (до 1 мм) прожилки мелкоагрегатного кварца, в контакте с которыми происходит перекристаллизация зерен амфиболя и плагиоклаза.

Альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы фибробластовой структуры сформированы актинолитом (до 50%), эпидотом (до 10%), образующим агрегаты в породе совместно с рудным минералом (до 5%), альбитом (15—25%) и хлоритом (25—30%).

Альбит-биотит-хлоритовые сланцы лепидогранобластовой структуры, сланцеватой грубополосчатой текстуры образованы хлоритбиотитовым агрегатом, в котором заключены округлые мелкие (до 0,1 мм) зерна альбита. Хлорит слагает также полосы, подчеркивающие сланцеватость, к которым приурочен рудный минерал (до 10%). Состав породы (%): хлорит — до 50, биотит — до 15, альбит — до 25. Отмечаются тонкие прожилки кварца и единичные зерна калишпата.

Хлорит-альбит-мусковит-карбонатные сланцы — грубополосчатые породы порфиробластовой структуры с фибробластовой основной тканью. Порфиробластовые участки представлены агрегатами зерен кальцита (до 50%) с примесью мусковита (до 15%), а основная масса — тонкоагрегатным материалом хлорита с зернами альбита и рудным веществом.

В единичных случаях встречаются рассланцованые диабазы катастической структуры. В породе видны реликтовые кристаллы альбитизированного плагиоклаза (до 40%), кроме того, альбит образует агрегаты мелких зерен, которые слагают полосы, ориентированные субпараллельно и чередующиеся с полосами мелкокристаллических агрегатов зеленого хлорита (до 25%). Отмечаются шестоватые кристаллы и тонкие

длинные чешуйки стильтномелана в виде сноповидных или крестообразных скоплений светло-коричневого цвета (до 5%) и рудный минерал (до 5%).

Первично осадочные породы широко развиты на возвышенностях северного замыкания Центральной котловины. Ими сложен юго-восточный склон возвышенности Витязя; они преобладают над метаэффузивами на западном склоне возвышенности Аллатова и подняты примерно в равных количествах с последними на станциях ее восточного склона. Это плотные, зеленовато-серые, реже кремовые и желтовато-серые в различной степени метаморфизованные породы. При этом пелитовые разности, преобладающие в составе толщи, превращены в филлиты и филлитовидные сланцы, а более грубозернистые породы менее подвержены рассланцеванию и перекристаллизации.

Филлитовидные сланцы и филлиты в зависимости от размера первичных зерен обладают бластоалевропсаммитовой, бластоалевролитовой и бластопелитовой структурой со сланцеватой, сланцевато-линзовой текстурой, обусловленной наличием линзочек (0,05—0,02 мм), сложенных новообразованным микроагрегатом кварца. Линзы окаймлены рудным минералом. Сланцеватость пород совпадает с их слоистостью. Наиболее полной перекристаллизации подвергаются пелитовые породы, которые превращены в кварц-серицитовый агрегат микролепидогранобластовой структуры. Обломки представлены в основном кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. В подчиненном количестве встречаются обломки пород (микророговиков) и зерна турмалина, циркона, биотита, мусковита, граната и апатита. Участками появляются новообразованный альбит и хлорит, отмечается повышенное содержание турмалина, первичные зерна которого обрастают вторичным тонкоигольчатым турмалином.

Песчаники — породы бластопсаммитовой структуры с микролепидобластовой или микрогранобластовой структурой перекристаллизованного цемента, сложенного кварц-серицитовым агрегатом (0,1—1,0 мм). По преобладающему составу обломков, согласно классификации В. Д. Шутова [1967], выделяются кварцевые (олигомиктовые) песчаники, аркозы и кварцевые граувакки.

Кварцевые песчаники сложены кварцем (65—80%), кислым плагиоклазом и микроклином (5—15%), обломками пород (5—10%), представленными роговиками, кварц-серицитовыми микросланцами, мусковитовыми гранитами и кислыми эффузивами.

В аркозах полевые шпаты (25—30%) также представлены кислым плагиоклазом и небольшим количеством микроклина, кварц составляет (50—70%), а обломки пород — менее 10%.

В кварцевых граувакках обломкам пород принадлежит 25—40%. Среди них преобладают роговики, микросланцы и филлиты, в единичных случаях встречаются слюдисто-гранатовые сланцы и граниты. Количество кварца колеблется от 50 до 70%, а полевых шпатов не более 10%. В виде аксессорных минералов присутствуют турмалин, апатит, циркон, сфен, гранат.

По химическому составу метаэффузивы и микросланцы по ним отвечают составу ультраосновных вулканитов, базальтов и в единичных случаях андезито-базальтов (табл. 2). Исходя из представления о изохимическом характере метаморфизма, сделана попытка выяснения геодинамической обстановки на период излияния этих вулканитов на основании сравнения их состава с известными типами молодых (кайнозойских) вулканитов.

Эти породы характеризуются повышенным содержанием титана и щелочей. На диаграмме титан—калий (рис. 6) точки метаэффузивов и сланцев находятся вблизи корреляционного тренда океанических базальтов, включающих толеиты океанических островов и плато. На диаграмме титан—общая железистость (рис. 7) эти породы группируются вблизи точек толеитов океанических островов, образуя дифференцирован-

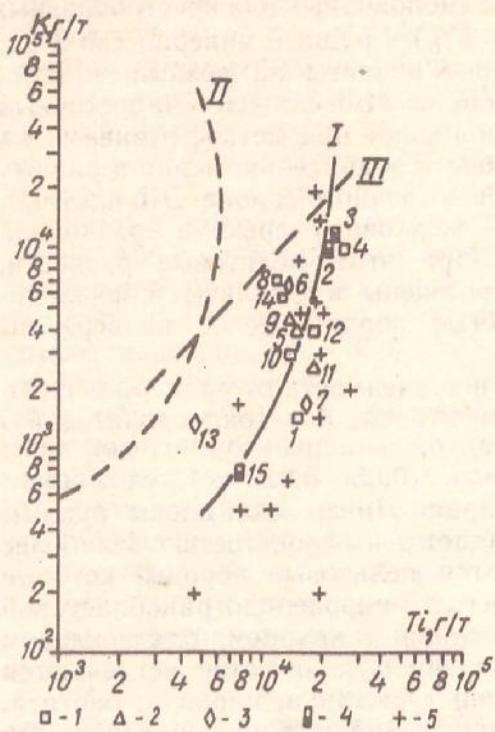


Рис. 6. Диаграмма титан—калий для метабазитов. 1 — метабазальты; 2 — метадиабазы; 3 — амфиболиты; 4 — сланцы; 5 — метабазиты о-ва Сахалин [Гранник, 1984]. Корреляционные тренды базальтов: I — океанических, II — островных дуг, III — платформ по Б. Г. Лутцу [1980]. Номера точек отвечают номерам анализов табл. 2

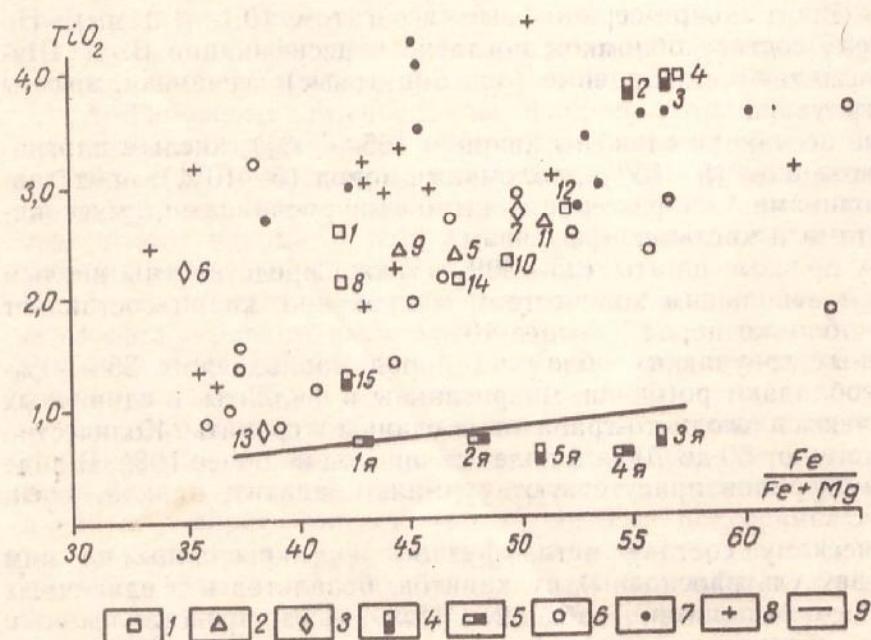


Рис. 7. Петрохимическая диаграмма титан-железистость для метаморфизированных вулканитов. 1 — метабазальты; 2 — метадиабазы; 3 — амфиболиты; 4 — альбит-хлоритовые сланцы; 5 — кварц-альбит-хлоритовые сланцы; 6 — толентовая серия океанических островов; 7 — щелочные базальты океанических островов; 8 — метабазиты о-ва Сахалин; 9 — корреляционные тренды я базальтоидов Курильской островной дуги [Щека, Вржосек, 1983]. Номера точек отвечают ном:рам анализов табл. 2 и 4

ный ряд вплоть до появления аналогов щелочных оливиновых базальтов океанических островов. Геохимические особенности метаэфузивов, в частности величина $\text{Co}/\text{Ni} > 1,5$ [Лутц, 1980], а также соотношение рубидия и стронция в них свидетельствуют о том, что эти породы образовались по базальтам, производным океанической толеитовой магмы [Леликов и др., 1984].

Таким образом, рассмотренные петрохимические особенности метаэфузивов возвышенности Алпатова определяет их принадлежность к сложной ассоциации вулканических образований, обладающих многими чертами сходства с внутриоceanическими островными поднятиями и островами, а также абиссальных плато, что сближает эти породы с палеозойскими метабазитами Сусанайского хребта, слагающими складчатый фундамент о-ва Сахалин [Гранник, 1984].

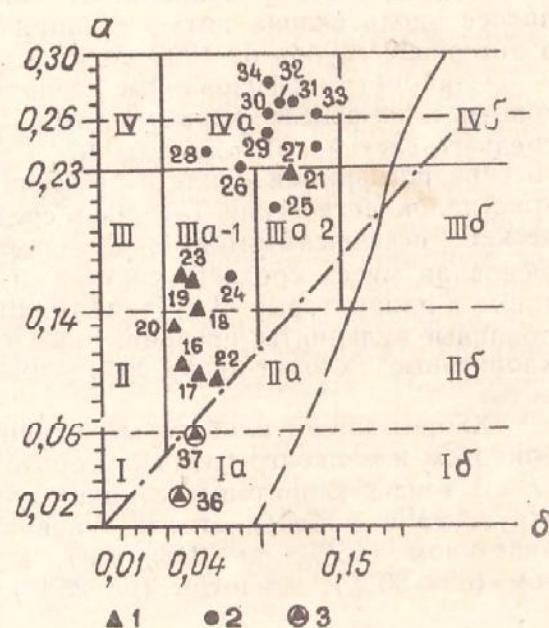
Химический состав песчаников (табл. 2) близок составу кислого гранита и аркоза и характеризуется высоким содержанием окиси кремния (72,0—85,0%), низким содержанием алюминия (в среднем 8,9%) и преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,2$). Метаплазиты отвечают составу гранита и гранодиорита и отличаются от песчаников более низким содержанием окиси кремния (69,0%), повышенным алюминием (14,5%), фемических элементов и преобладанием калия над натрием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,77$).

По основным петрохимическим параметрам классификация метаморфизованных осадочных пород А. Н. Неелова [1980], в частности по глиноземистому модулю «а» и общей меланократовости пород «в», исходный состав осадка пелитовых пород отвечает алевролитам полимиктового состава, а более грубозернистые разности — составу аркозовых и полимиктовых песчаников (рис. 8).

Минералогический, химический, гранулометрический состав терригенных пород позволяет реконструировать условия осадконакопления, исходный состав и призерное местоположение источников питания.

Осадочная составляющая данной толщи формировалась за счет размыва пород кислого состава типа микроклиновых, мусковитовых, биотитовых гранитов, а также роговиков, филлитов и кварц-серпентитовых сланцев, возможно, из приконтактовой части гранитного массива. Угловатая форма обломков, плохая степень их окатанности, а также большое содержание в породах тяжелых минералов, таких, как циркон, турмалин, могут свидетельствовать о незначительной удаленности области питания, не превышающей 50 км [Ронов и др., 1963]. Гранулометрический состав мелкозернистых, сортированных песчаников, отражающий гидродинами-

Рис. 8. Классификационная петрохимическая диаграмма осадочных пород. I—IVб — поля составов пород на диаграмме А. Н. Неелова [1980]. 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — сланцы



ческие свойства водной среды конечного этапа захоронения осадка, обусловливает образование части песков в условиях колебательных, турбулентных движений воды в прибрежной части бассейна. Отсутствие собственно глинистых пород предполагает процесс механической дифференциации терригенного материала — освобождение песчано-алевритового осадка от глинистого. Это происходит обычно в береговой зоне активного воздействия волн. Суммарная протяженность подводных возвышенностей, с которых отобраны образцы пород, около 100 км. Столь обширный бассейн седиментации, выполненный однообразными осадками, вероятно, был морским. Это подтверждается также высоким содержанием бора в метапесчаниках (75 г/т) и метаалевролитах (130 г/т) возвышенности Витязя.

Вышеописанный среднепалеозойский комплекс характеризуется резким преобладанием осадочно-терригенных пород над вулканогенными, он может быть отнесен к вулканогенно-осадочной формации. Причем ее терригенная составляющая сформировалась за счет размыва и переотложения древних (раннепалеозойских, возможно докембрийских) гранитоидных пород, развитых в пределах структур, обладающих сиалической корой континентального типа, расположенных на небольшом удалении от области осадконакопления. Однако вулканогенные породы отвечают составу океанических толеитов, исходный магматический расплав которых образовался без влияния сиалического материала земной коры. Решение вопроса о геодинамическом режиме формирования описываемой толщи требует дальнейшего изучения.

По характеру метаморфизма это типичный зональный комплекс с различной степенью преобразования пород — от проявлений хлоритизации основной массы базальтов до их изменений в зеленосланцевой ступени метаморфизма с появлением характерного для нее альбит-актинолит-хлоритового парагенезиса. Соотношение кальция в альбите и алюминия в амфиболе [Плюснина, 1983] позволили по одному образцу дать приблизительную оценку условиям метаморфизма для наиболее высокометаморфизованных разностей амфиболовых сланцев, отвечающих давлению около 4 кбар и температуре около 430° С.

Среднепалеозойский возраст формирования комплекса определен по данным радиоизотопного анализа (табл. 3). При этом предпочтение отдано возрасту, полученному по наименее метаморфизованному образцу 2038.

Возвышенность Ямато. На западном склоне Северного хребта возвышенности Ямато (полигон 14) установлена толща в различной степени метаморфизованных вулканитов. Она прослежена в 15-километровой полосе вдоль склона пятью станциями драгирования, расположенными в интервале глубин от 1000 до 1500 м.

Слабометаморфизованные разности вулканитов представлены псефитовыми и псефопсаммитовыми литовитрокристаллокластическими туфами среднего состава. Литокласти (от 4 до 20 мм) сложены лавами кислого состава, роговиками и андезитовыми порфиритами. Основная масса витрокристаллокластическая. Туфолавы среднего состава литокристаллокластические, псефопсаммитовые, флюидальные со сланцеватой текстурой. Основная масса среднего состава, а литокласти более кислые — дациевые и липаритовые. В составе толщи наблюдаются плойчатые рассланцованные вулканиты, превращенные в хлорит-эпидот-альбитовые, эпидот-хлоритовые, хлорит-кварц-серицитовые сланцы, альбититы и эпидозиты.

Хлорит-эпидот-альбитовые сланцы сложены альбитом (до 80%), эпидотом и мелкоагрегатным хлоритом.

В эпидот-хлоритовых сланцах наблюдается реликтовая порфировая структура и фибробластовая основная масса. Выделения представлены андезином (15%, 30—34% An), а основная масса сложена хлоритом (60—30%), эпидотом (до 25%), рудным минералом. В ней выде-

ляются лейсты плагиоклаза — андезина (30—32% Ан), вытянутые в одном направлении, отражающие первичную флюидальность породы, с которой совпадает наложенная сланцеватость.

Хлорит-кварц-серicitовые сланцы сложены реликтовыми зернами плагиоклаза (28—32% Ан), образующими выделения, в основной массе сложенные новообразованным серicitом и кварцем с примесью хлорита и эпидота.

Альбититы, вероятно, образовались по плагиоандезиту. Они обладают порфировой структурой с гипокристаллической основной массой и состоят из призматических и лейстовидных кристаллов альбита (до 1,0 мм), в промежутках между зернами которого развиты скопления эпидота.

Эпидозиты нацело сложены землистыми агрегатами эпидота, циозита, частично лейкоксенизированным сфероном, на фоне которых выделяются отдельные зерна альбита и кварца.

По химическому составу метаморфизованные вулканиты (табл. 4) сходны с эфузивами известково-щелочной серии островных дуг. В частности, они характеризуются повышенной глиноземистостью, щелочностью и низким содержанием титана, соотношение которого с общей железистостью (рис. 7) отвечает вулканитам Курило-Камчатской островной дуги [Щека, Бржосек, 1983].

Породы толщи претерпели изменение, вероятно, в узкой локальной зоне сжатия, о чем свидетельствуют неравномерный, зональный характер метаморфизма, структурно-текстурные особенности пород, в частности характерная их плойчатость и отчетливая ориентировка новообразованных минералов. По характеру метаморфизма они сходны с метаэфузивами возвышенности Аллатова, что наряду с данными об их прорывании позднепалеозойскими гранитами позволяет условно отнести эти образования к среднепалеозойскому комплексу.

Верхний палеозой

Отложения, относимые к этому периоду, установлены на материковом склоне Южного Приморья, подводных возвышенностях Ямато и Вакаса (Хакусан).

Материковый склон Южного Приморья. Верхнепалеозойские отложения подняты с материкового склона Приморья в 30 км юго-восточнее п-ова Трудный (полигон 3) в интервале глубин 2200—1000 м. Они представлены темно-серыми до черных ороговикованными алевролитами с прослойями мелкозернистых до алевритистых песчаников массивных и косослоистых.

Алевролит туфогенный с пятнистой текстурой, обусловленной наличием округлых и удлиненно-округлых пятен (0,5—2,5 мм) темно-серого пелита, заключенных в более светлую и крупнозернистую алевритовую массу. Структура алевропелитовая, алевритовая. Порода состоит из обломков (до 0,1 мм), составляющих до 15% в пелитовой части и до 40% в алевритовой. Они образованы кварцем (до 60%) в виде угловатых, остроугольных, реже округлых, серповидных и клиновидных обломков, а также округлыми зернами и обломками плагиоклаза (до 20%), калишпата, мусковита, рудного минерала и стекла. В алевритовой части литокласты сцементированы криптокристаллической кварц-хлорит-серicitовой массой, участками перекристаллизованной с образованием вторичного кварца и кварц-альбитового агрегата. Пелитовые участки сцементированы кварц-серicitовой массой с мелкими лейстами плагиоклаза и, вероятно, представляют собой раскристаллизованное стекло, реликты которого заключены в кристаллах плагиоклаза.

Алевролиты с массивной текстурой состоят из остроугольных и клиновидных обломков (до 45%) кварца, округлых обломков плагиоклаза, фельзита и мусковита. Цемент кварц-серicitовый, напоминает раскристаллизованное стекло с примесью углистого вещества.

Мелкозернистый полимиктовый песчаник псаммитовой и пелитовой структуры порового цемента состоит (до 80%) из угловатых и угловато-округлых обломков (до 0,3 мм), представленных кварцем (до 60%), олигоклазом (до 15%), фельзитом, андезитом, биотитом, мусковитом, эпидотом, серицитизированным стеклом.

Описанные породы аналогичны породам поспеловской свиты раннепермского возраста, развитой на прилегающей суше.

Возвышенность Ямато. Верхнепалеозойские отложения установлены на восточной оконечности Южного хребта Ямато (полигон 28) и в центральной части этой возвышенности (полигон 14 и 14-Б).

Осадочные породы восточной оконечности Южного хребта подняты в интервале глубин 1900—1300 м, на участке протяженностью около 6 км. Значительная часть пород представлена мелко-средне-крупнозернистыми песчаниками, а также гравелитами без следов явного контактного метаморфизма. Среди этих пород преобладают крупнозернистые (часто гравелистые или гравелитовые) песчаники. Состав обломков песчаников: кварц, обломки пород, полевые шпаты, рудное вещество. В среднезернистых песчаниках, кроме того, встречаются мусковит и единичные обломки циркона, в мелкозернистых — мусковит, реликты биотита, единичные обломки циркона, апатита, граната, роговой обманки, эпидота, глауконита. Кварц монокристаллический и поликристаллический, монокристаллический — волнистого и мгновенного погасания, поликристаллический — неравномернозернистой гранобластовой структуры. Преобладает монокристаллический кварц. Среди обломков пород превалируют кислые эффузивы и их туфы, встречаются (заметное количество) обломки кварц-полевошпатового состава (гранитоидов), а также первично-осадочные породы с обломочными зернами алевритовой размерности, единичные обломки вулканогенно-осадочных пород и кварц-серицитовых сланцев. Полевые шпаты представлены калишпатом и плагиоклазом (олигоклаз-андезином). По минеральному составу [Шутов, 1967] песчаники относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам (обломки пород — 20—80%, кварц — 20—50, полевой шпат — 10—30%).

Гравелиты состоят из гравелин (>50% объема породы) размером от 1 до 6 мм, сцепментированных разнозернистым песчаником, по составу аналогичным вышеописанным. Состав гравелин гравелитов и гравелистых песчаников идентичен: заметно преобладают гравелины кислых туфов и кислых эффузивов, часто встречаются гравелины гранитоидов и монокристаллического кварца, редко — алевролита, предположительно вулканогенно-осадочных пород и калиевого полевого шпата.

Крупные блоки описываемой толщи залегают в кровле гранитоидного массива позднепалеозойского возраста, и поэтому большая часть поднятых образцов представлена kontaktово-метаморфизованными породами.

В пределах данного участка дна среди них наблюдаются ороговиковые крупнозернистые песчаники, обломки в которых сложены кварцем, полевыми шпатами, риолитами и микросланцами, сцепментированными новообразованным кварцем и серицитом. Отмечаются также кварциты, кварц-биотитовые роговики, ороговикованные алевролиты и микросланцы кварц-сериицитового состава с реликтовой структурой осадочных пород и обломками первичных зерен алевритовой размерности.

В центральной части возвышенности Ямато кварц-полевошпатовые песчаники и глинистые сланцы подняты на четырех станциях драгирования в виде глыб и щебня в интервале глубин 470—650 м на участке протяженностью около 70 км. Здесь установлен непосредственно рвущий контакт биотитовых гранитов (возраст 270 млн. лет) с породами данной толщи. В алевролитах на контакте с гранитами появляются хиастолитовые углисто-глинистые сланцы с бластопелитовой структурой основной ткани, породы с пятнистой текстурой. Порфиробласты сложены хиастолитом в виде шестоватых кристаллов (до 2 мм). Углистое вещество подчеркивает первичную слоистость пород.

Взаимоотношения с позднепалеозойскими гранитами и большое сходство с пермскими отложениями Южного Приморья позволяют отнести вышеописанную терригенную толщу к верхнему палеозою.

Возвышенность Вакаса (Хакусан). В ее пределах (полигон 30) к позднему палеозою отнесена толща филлитовидных (кварц-серицитовых) сланцев, которые подняты в интервале глубин 256—400 м на участке протяженностью около 8 км в виде глыб, угловатых обломков и щебня.

Это тонкослоистые, сланцеватые, часто микроплойчатые, дробленые породы, инъецированные прожилками кварца (до 2 см). Первично-осадочная природа пород отчетливо определяется по наличию бластопсаммоалевритовой, бластроалевропелитовой и бластопелитовой структур. Сохранившийся обломочный материал представлен обломками зерен кварца, плагиоклаза состава альбит—кислый олигоклаз, эпидота, апатита, изредка турмалина, мусковита и обломками кислых вулканитов. Кварц монокристаллический (до 0,9 мм) с мгновенным и волнистым погасанием. Большая часть его обломков имеет облик, характерный для кварца вулканического генезиса. Новообразованные минералы кварц и серицит слагают участки с микрогранобластовой и лепидогранобластовой структурами. Тонкая слоистость пород обусловлена чередованием слойков (мощность 0,1—1,0 мм) существенно серицитового состава и слойков (мощностью 1,0—3,0 мм), состоящих из обломков минералов, новообразованного кварца и серицита; она является отражением первичной слоистости осадочной породы, сложенной слоями пелитового и алевритового состава.

Наличие пирокластического кварца, обломков вулканитов в филлитовидных сланцах указывает, что вулканогенная составляющая играла существенную роль в формировании первичного осадка. Химический состав пород (SiO_2 — 63,3%; Al_2O_3 — 14,7; Na_2O — 4,8; K_2O — 1,4%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,28$), отвечающий андезито-дакиту, может указывать на размытие и переотложение вулканитов среднего состава.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

К ней отнесены: толща терригенных отложений материкового склона Южного Приморья, нижнемеловые отложения Ямато и верхнемеловые вулканиты Ямато и материкового склона Восточного Приморья.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ (НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ)

На шельфе и материковом склоне зал. Петра Великого мезозойские отложения оконтурены по данным гидромагнитной съемки и прослежены от береговых выходов Уссурийского залива до материкового склона, где они подняты при драгировании в интервале глубин 1400—1100 м [Безверхний и др., 1977]. Среди поднятых образцов преобладают темно-серые и черные, иногда филлитизированные алевролиты, обычно окварцованные и хлоритизированные. Подчиненное значение имеют серые мелко-зернистые кварцитовидные песчаники. Эти породы сходны с фаунистически охарактеризованными юрскими отложениями восточного берега Уссурийского залива.

Меловая система

Нижний отдел

Нижнемеловые континентальные отложения установлены драгированием в юго-восточной части и на северо-западном склоне Южного Ямато [Леликов и др., 1980]. Их разрез изучен в пределах двух протяженных крутых, местами обрывистых склонов в интервале глубин 650—640 м на полигоне 14 и 1500—960 м на полигоне 28. Они залегают на поздне-

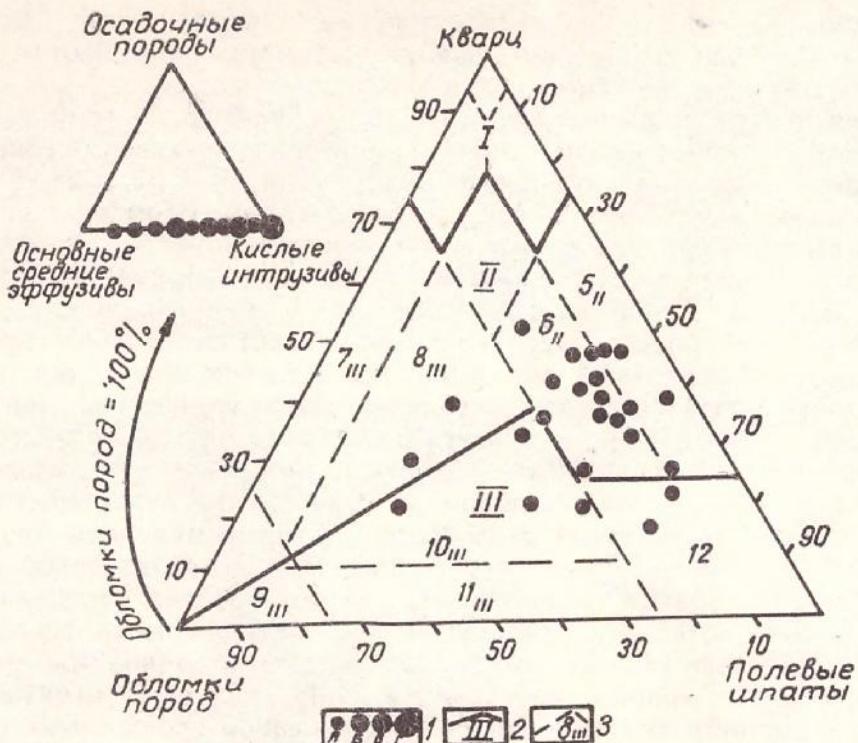


Рис. 9. Классификационная диаграмма минералогического состава нижнемеловых песчаников. 1 — данные анализов: А — одного, Б — двух, В — трех, Г — шести образцов; 2 — границы и номер тектоно-полимиктовых уровней: I уровень — вялый режим платформ, II — рациообразные режимы платформ и складчатых областей, III — интенсивный режим в складчатых областях; 3 — границы и номер классификационных полей диаграммы: 5_{II} — собственно аркозы, 6_{II} — граувакковые аркозы, 7_{III} — кварцевые граувакки, 8_{III} — половошпатово-кварцевые граувакки, 9_{III} — собственно граувакки, 10_{III} — кварцево-половошпатовые граувакки, 11_{III} — половошпатовые граувакки, 12 — поле не собственно терригенного происхождения (криSTALLитуфовые накопления)

палеозойских гранитах, а на Южном Ямато перекрыты палеогеновыми отложениями.

Имеющиеся образцы дают представление о составе верхней части толщи (мощность около 300 м), сложенной песчаниками с редкими прослойями алевролитов. В нижней части ее разреза (на Северном Ямато в интервале глубин 750—920 м, на Южном — на глубине 1100—1300 м) преобладают аркозовые песчаники с прослойями алевропесчаников, алевролитов и туфогенно-кремнистых алевролитов. Верхняя часть разреза толщи (на Северном Ямато в интервале глубин 630—800 м, на Южном — 950—1050 м) характеризуется появлением наряду с аркозовыми песчаниками граувакковых аркозов.

Согласно классификации В. Д. Шутова [1967] (рис. 9), песчаники возвышенности Ямато сложены в основном собственно аркозами (кварц — 30—50%, полевые шпаты — 40—65, обломки пород — 0—10%), граувакковыми аркозами (кварц — 25—50%, полевые шпаты — 30—55, обломки пород — 10—25%), менее распространены половошпатово-кварцевые граувакки (кварц — 30—40%, полевой шпат около 20, обломки пород — 35—50%), кварцево-половошпатовые граувакки (кварц — 20—35%, полевой шпат — 25—45, обломки пород — 30—50%) и вулкано-терригенные песчаники (кварц — 15—25%, полевой шпат — 55—65, обломки пород — 10—15%). Полевые шпаты представлены калишпатом и кислым плагиоклазом с заметным преобладанием калишпата, обломки пород — гранитоидами, в меньшей степени средними эфузивами, редко гнейсами, сланцами, туфами, роговиками и карбонатами, акцессорные минералы — мусковитом, биотитом, турмалином, гранатом, цирконом, сфером, эпидотом. Тип цемента регенерационный кварцевый, выполнения пор глинистые и железистые.

Состав обломков и акцессорных минералов свидетельствует о формировании песчаников за счет размыва гранитоидных пород, а слабая степень их окатанности указывает на незначительную транспортировку материала в процессе осадконакопления.

Алевролиты, слагающие редкие маломощные прослои в песчаниках, характеризуются алеврито-пелитовой структурой, обусловленной тонким (0,5—0,25 мм) чередованием пелитовых прослоев, сложенных глинистыми частицами, с алевритовыми, состоящими из мелких обломочных зерен кварца и полевого шпата, сцепментированных пелитовым глинистым материалом.

Туфогенно-кремнистые алевролиты представляют собой зеленовато-серые породы, сложенные пелитовой глинисто-кремнистой массой, в которой отмечаются угловатые удлиненные обломки кварца, полевого шпата и биотита. Обломки распределены неравномерно. Чередование слоев мощностью до 0,3 мм, содержащих различное количество обломочного материала (5—20%), создает слоистую текстуру породы.

По химическому составу песчаники возвышенности Ямато (табл. 5, 6) близки к аркозу по Ф. Петтиджону с соавторами [1976], но отличаются от него меньшим содержанием SiO_2 , большим — Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и FeO .

Средний состав песчаников Северного хребта Ямато сходен с гранитоидами этого района.

Осадочные породы (песчаники, алевролиты, алевроаргиллиты) юго-западной части возвышенности Ямато (Южный хребет) аналогичны по составу гранитоидам этого участка.

Наиболее тесную связь осадочные породы обнаруживают с биотит-роговообманковыми гнейсо-гранитами, прежде всего по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , CaO .

Химический состав осадочных пород возвышенности Ямато позволяет предполагать местные источники размыва при формировании терригенной гранитоидной составляющей нижнемеловых осадочных пород. Основными источниками питания песчаников Северного Ямато являлись верхнепалеозойские гранитоиды, для осадочных пород Южного Ямато — верхнепротерозойские гнейсо-граниты.

В алевропесчаниках Северного Ямато О. П. Ярошенко (ГИН АН СССР) обнаружила раннемеловой палинокомплекс [Берсенев и др., 1977а], более детальное его изучение выполнила В. С. Маркевич (БПИ ДВНЦ АН СССР). В алевропесчаниках нижней и верхней частей Северного Ямато ею определен палинокомплекс, в составе которого отмечены споры *Cyathidites minor* Coup., *C. australis* Coup., *Osmundacidites* sp., *Leptolepidites* sp., *Cicatricosisporites australiensis* (Cook) Dett., *Laevigatosporites ovatus* Wilson et Webstes, *Gleicheniidites laetus* Bolkh.; пыльца голосеменных *Ginkgoales*, *Alisporites* sp., *Rugubivisiculites* sp., *Classopollis* sp. Пыльца покрытосеменных не обнаружена.

В палинокомплексе алевролитов из верхней части разреза Южного Ямато преобладает пыльца *Classopollis*: *Cl. classoides* Pflug emend Pocock et Jansonius, *Cl. jamaticus* Markevitsh — и появляются таксоны покрытосеменных *Tricolpites* sp., *Tricolpopollenites micromunus* Groot et Penny, *T. sp.* Кроме того, в составе голосеменных присутствуют *Aliporites* sp., *Abietinaepollenites*, *Araucariacidites*, *Podocarpidites*, *Inaperturopollenites dubius* (Pot. et Gell.) Thoms. et Pflug., *Callialasporites dampieri* (Balme) Dev., *Ginkgoaceae*, *Protocedrus sepomapanica* Chlon, *Vitreisporites pallidus* (Reiss.) Nills, *Ephedripites* sp.

Из спор определены *Cyathidites minor* Coup., *C. australis* Coup., *Laevigatosporites ovatus* Wilson et Webstes, *Circulatisporites clavus* (Balme) Dettm., *Osmundacidites* sp., *Leptolepidites* sp., *Gleicheniidites laetus* Bolkh., *Plicifera delicata* Bolkh., *Cicatricosisporites pseudoauriferus* Bolkh., *C. multicostatus* (Verb.) Bolkh., *C. dorogensis* Pot. et Gell., *Leiotriletes* sp.

По мнению В. С. Маркевич, приведенный палинокомплекс сходен с

альбскими комплексами Приморья, Южного Сахалина и Средней Азии, его можно сравнить с комплексами свиты Такохата Японии.

Разнообразие таксономического состава палинокомплекса и прекрасная сохранность пыльцы и спор свидетельствуют об их автохтонном захоронении. Они отражают прибрежную растительность в условиях субтропического климата и указывают, что возвышенность Ямато во время седиментации изученных осадков являлась сушей.

Верхний отдел

Верхнемеловые отложения представлены вулканогенными толщами, развитыми в ряде районов моря. На шельфе и материковом склоне Приморья они прослежены гидромагнитной съемкой и подняты драгами (полигон 10, 1500—2750 м). На глубине около 1500 м они перекрыты миоценовыми отложениями. Рассматриваемая толща здесь подразделяется на три части.

Нижняя часть образована в основном литокристаллокластическими туфами, дацитами псевофоссилитовой структуры и псевдофлюидальной текстуры. Пирокласты (до 30% объема породы) состоят из обломков андезитов, риолитов и микрогранитов (0,1—2 мм). Кристаллокластины представлены оплавленными зернами кварца, кристаллами плагиоклаза (32—35% An), калиевого полевого шпата, роговой обманки и биотита. В основной массе встречаются реликты псевдофлюидальных пепловых туфов, карбонатизированных, хлоритизированных и серицитизированных, разбитых линзовидными прожилками альбита и перекристаллизованного кварц-полевошпатового материала.

Средняя часть вулканогенной толщи (мощность 500—800 м) сложена литокристаллокластическими и витрокристаллокластическими туфами риолитов. Встречаются прослои и линзы липаритов и туфов дацитов. Литокристаллокластические псевофоссилитовые туфы риолитов пепловой, фельзитовой и витрокластической структуры основной массы, массивной, иногда псевдофлюидальной и псевдобрекчевой (за счет карбонатизации) текстуры состоят на 10—25% из литокласт (до 2 мм) туфов риолитов, стекла, фельзитов и андезитов. Кристаллокластины (до 1,5 мм) до 45% представлены кварцем, плагиоклазом (олигоклаз — 27—28% An), биотитом и калишпатом. Основная масса сформирована раскристаллизованными кварц-полевошпат-серицитовыми частицами пепла и стекла.

Витрокристаллокластические туфы липаритов приурочены в основном к низам резреза средней части толщи, где часто встречаются совместно с туфами дацитов. Структура туфов липаритов псаммитовая, а у основной массы реликтово-пепловая, текстура пористо-пузыристая или псевдофлюидальная. Кластический материал составляет примерно 30% породы и представлен зернами кварца (0,2—1,0 мм) с оплавленными краями, плагиоклаза (до 0,6 мм), биотита в виде изогнутых, мусковитизированных листочеков и обломков стекла (0,2—0,5 мм) с пустотами, образовавшимися на месте пузырьков. Основная масса сложена девитрифицированным вулканическим стеклом и пепловыми частицами серповидной, рогульчатой и клиновидной формы, замещенными криптокристаллическим кварц-серицитовым агрегатом. Породы окварцованны. Вторичный кварц развивается в виде мозаичных агрегатов или линзовидных прожилков (мощность до 0,1 мм).

Верхняя часть вулканогенной толщи (мощность 150—200 м) сложена в основном риолитовыми порфирами порфировой, фельзитовой, криптокристаллической, иногда роговиковой структуры основной массы. Порфировые выделения (до 70% породы) состоят на 40—50% из плагиоклаза (олигоклаз-андезина 29—34% An) и на 20—30% из кварца. Мелкокристаллическая кварц-полевошпатовая основная масса раскристаллизована и ороговикована. Развивающиеся в ней прожилки и изометрические участки кварцевого и кварц-альбитового агрегата роговиковой структуры реакционно замещают порфировые выделения кварца.

Породы вышеописанной толщи — подводное продолжение вулканитов прибрежного вулканического пояса Сихотэ-Алиня. Радиоизотопный анализ образцов этих пород подтверждает их позднемеловой возраст (табл. 3).

На Южном Ямато (полигоны 5к-2, 28) подняты вулканогенные породы с глубины 600—950 м, представленные дацитами, риолитами и их туфами [Евланов и др., 1977].

Дациты состоят из вкрапленников (10—25%) плагиоклаза, калишпата и кварца, заключенных в микрокристаллический агрегат витрофировой сферолитовой структуры. Риолиты сложены стекловатой основной массой с фенокристаллами (до 45%) кварца и более мелкими выделениями альбит-олигоклаза, калишпата и биотита. Кристаллы последнего направлены по течению, что подчеркивает флюидальную текстуру породы.

Туфы андезито-дацитового состава — псевфитовые породы, обломочная часть которых сформирована вулканитами основного и среднего состава, а цементирующая масса — разложившимся агрегатом стекла и полевых шпатов пелитовой или алевролитовой размерности. Литокристаллокластические туфы кислого состава образованы основной массой алевропелитовой структуры и обломков кварца, плагиоклаза, калишпата и вулканических пород.

Вулканогенный комплекс Ямато прорван и метаморфизован многочисленными жилами мелкокристаллических гранитов и гранит-аплитов. Их возраст 67—74 млн лет [Основные черты..., 1978]. Контактовоизмененные породы представлены серыми кварцитами и окварцованными породами.

По петрохимическому составу вулканиты Ямато и материкового склона (табл. 7) не различаются между собой и характеризуются низким содержанием титана, магния и преобладанием натрия над калием. На классификационной диаграмме вулканиты попадают в поле высокоглиноземных пород известково-щелочной серии [Куно, 1970], что наряду с низкой величиной отношения магния к суммарному содержанию железа (0,16—0,42) сближает их с вулканитами Восточного Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса [Вулканические пояса..., 1984], от которых они несколько отличаются преобладанием натрия над калием в большинстве проанализированных образцов.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Кайнозойские отложения, представленные осадочными и вулканогенными комплексами, широко распространены в Японском море и участвуют в строении всех его морфоструктур. В настоящей главе о вулканических комплексах, сформированных преимущественно базальтоидами, приведены сведения об их стратиграфическом положении и возрасте, а петрохимическая характеристика изложена в гл. 3. Четвертичные отложения не рассматриваются, поскольку их описание требует самостоятельного исследования.

Стратиграфия кайнозойских отложений дна Японского моря разработана на основе большого фактического материала по шельфу и материковому склону Приморья [Пущин и др., 1977; Безверхний и др., 1980; Берсенев и др., 1984а, б] и более ограниченных данных по остальной его акватории [Леликов и др., 1979; Геологическое строение..., 1983б; Цой и др., 1985].

Палеогеновая система

Рассматриваемые отложения установлены на ограниченных участках Японского моря и представлены вулканогенными образованиями палеоценового и эоцен-раннеолигоценового возраста и палеоценовыми осадочными породами (рис. 10).

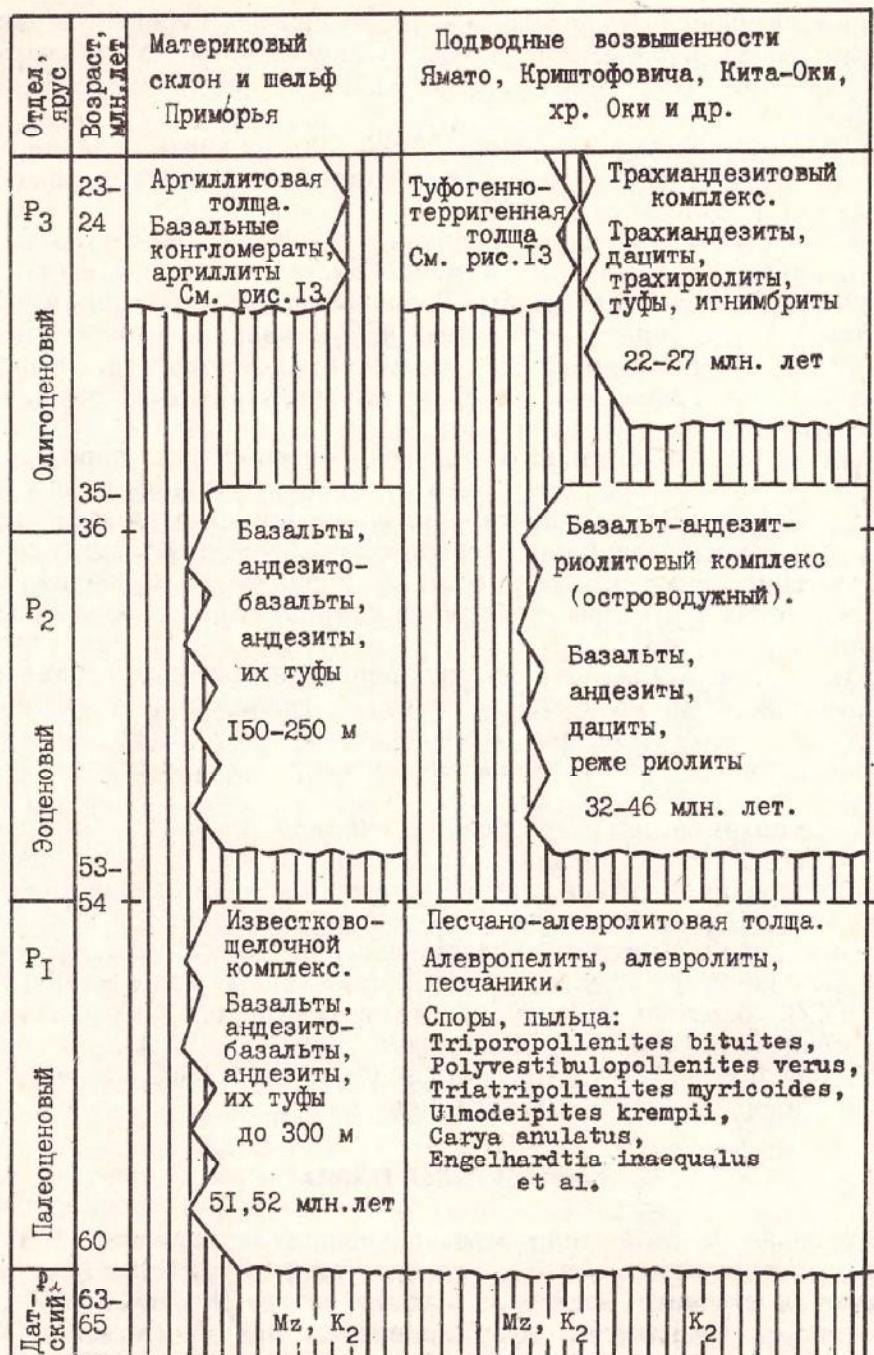
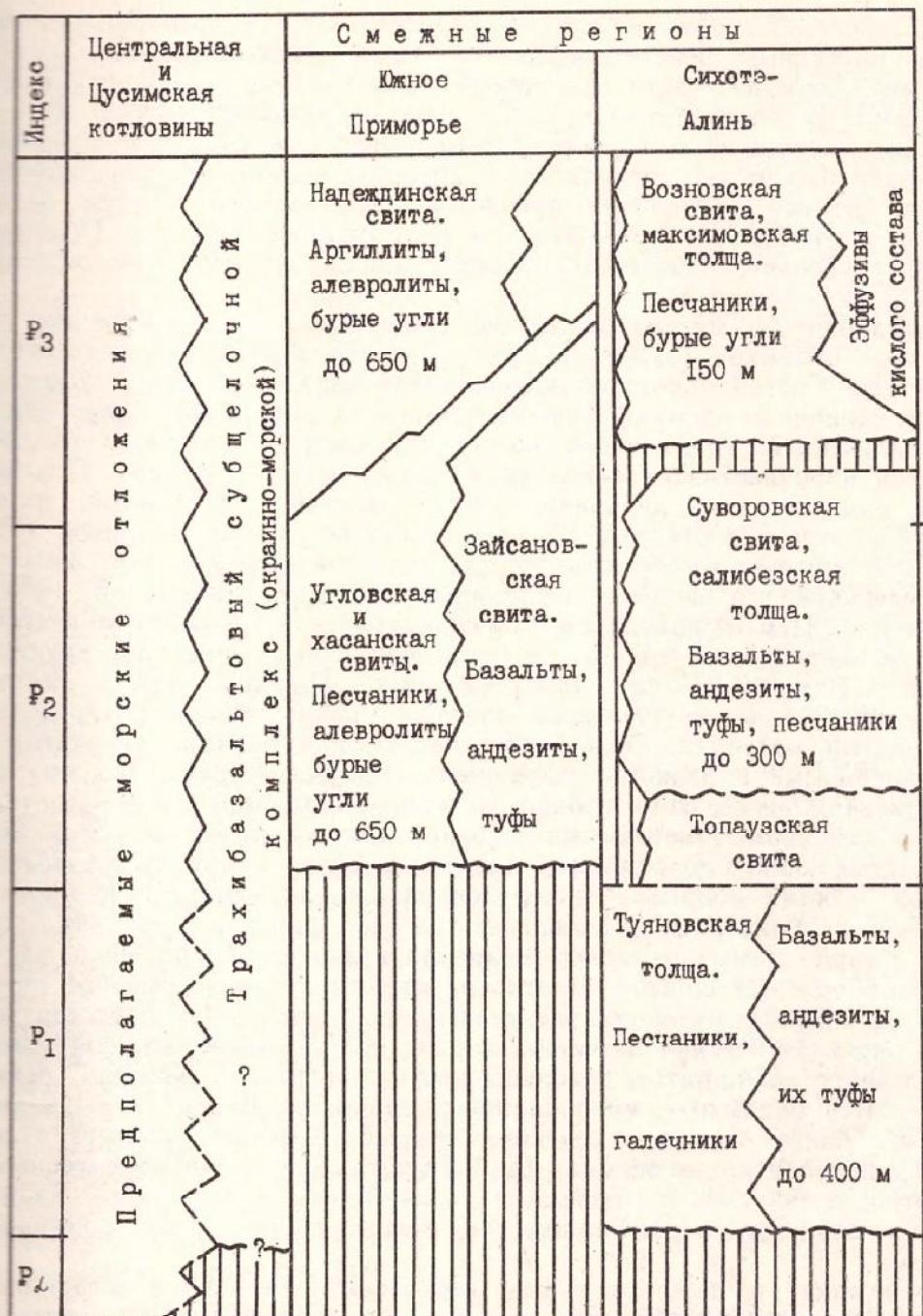


Рис. 10. Стратиграфическая схема

Палеоцен

Базальтоиды. В прибрежной зоне Сихотэ-Алиня залегают покровы вулканических пород, которые на шельфе Татарского пролива погружаются под воду. Их слагают базальты, андезиты, их туфы, лахаровые отложения с прослойями песчаников и алевролитов общей мощностью до 400 м. Палеоценовый возраст толщи установлен по листовым отпечаткам [Решения..., 1982]. Ранее базальтоиды этого возраста назывались кузнецковской свитой. Предположительно к палеоцену относится толща базальтов, занимающая сравнительно небольшую область в восточной части Южного Ямато, где она залегает на верхнепалеозойских и верхнемеловых отложениях и перекрыта трахизабазальтовым вулка-



палеогеновых отложений Японского моря

ническим комплексом. Толщу слагают базальты, андезито-базальты, андезиты и дациты. Радиоизотопный возраст базальта 53 млн. лет (табл. 3). Вероятно, тогда же образовалась вулканическая постройка Ченцова на Восточно-Корейской возвышенности. Петрогохимическая характеристика этих базальтоидов не изучена.

Песчано-алевролитовая толща. Породы этой толщи подняты только на одной станции драгирования (1452) на северном склоне Южного Ямато в интервале глубин 1150—1230 м, что дает очень ограниченное представление о ее составе и мощности и не позволяет судить о ее распространении. Толща залегает на нижнемеловых отложениях. Изученная часть ее разреза сложена алевропелитами, алевролитами, конгломератами и песчаниками.

Алевропелиты образуют плитки (до $18 \times 8 \times 1,5$ см) серых, желтовато-бурых массивных неяснослоистых и тонкослоистых пород. Тонкослоистые разности представляют собой переслаивание алевролитов с аргиллитами. В алевролитовых прослойках встречаются мелкие (0,1—0,02 мм) округлые включения черных железистых окислов, они содержат включения буроватых аргиллитов, в которых, в свою очередь, наблюдаются светлые вкрапления алевритового материала. Состав обломочной части алевропелитов — кварц-полевошпат-слюдистый. Обломки слюды (мусковит, измененный биотит) имеют единую ориентировку. Цемент глинистый.

Алевролиты — массивные глыбы ($30 \times 28 \times 20$ см), состоящие из угловатых обломков (0,01—0,1 мм) минералов с примесью пелитового материала. Состав обломков: кварц, плагиоклаз, калишпат, мусковит, биотит, единичные обломки зеленого турмалина, карбоната. Кварц монокристаллический, мгновенного погасания, часть обломков, очевидно, является пирокластикой (осколчатые серповидные обломки). Плагиоклазы имеют тонкие двойники. Биотит зеленый, измененный; более свежий — буровато-красный. Рудное вещество занимает около 10% площади шлифа и, вероятно, представлено гидроокислами железа: распределение его в виде неправильных мелких включений весьма равномерно. Цемент предполагается глинистый или кремнистоглинистый.

Алевропесчаники подняты в виде единичных, довольно крупных кусков ($10 \times 10 \times 10$ см, $15 \times 7 \times 8$ см). Породы серые, светло-серые, массивные, в некоторых обломках неравномерно распределен песчанистый материал. Обломочная часть сформирована угловатыми, полуокатанными и редкими окатанными обломками (0,01—0,5 мм) со значительной примесью пелитового материала. Обломки пород представлены в основном измененными порфиритами, единичными обломками кремнистых пород и пород кварц-полевошпатового и кварц-мусковитового состава. Состав обломков минералов: кварц, полевой шпат, биотит, мусковит, карбонат, сфен, единичные обломки граната, турмалина, циркона. Кварц преимущественно мелкокристаллический, большая часть обломков полевых шпатов (плагиоклазов) имеет неравномерное погасание, зональное строение, так же, как и кварц, по-видимому, представляет собой пирокластический материал, а часть его обломков — терригенный. В обломках калишпатов довольно часты перититовые вrostки, редко встречаются обломки с микроклиновой решеткой. Биотит измененный, зеленый, более свежий — красновато-бурый. Карбонат слагает угловатые и полуокатанные обломки (до 0,2 мм), цемент в тонком материале, вероятно, глинистый, в участках с псаммитовым материалом — хлоритовый (выполнение пор). Гидроокислы железа распространены незначительно.

Конгломераты подняты в виде нескольких обломков и остроугольной глыбы ($26 \times 18 \times 16$ см), крепкие разнозернистые песчаники — в виде многочисленных угловатых обломков ($9 \times 7 \times 7$ см), некрепкие песчаники — в виде округлых единичных обломков. Гальки и гравий хорошо окатаны, представлены измененными эфузивами (до 6 см), кварцем, кремнистыми породами, гранитоидами. Состав всех поднятых пород в общем одинаков, образование их происходило за счет размыва в первую очередь гранитоидов, в меньшей степени эфузивов и в незначительной степени метаморфических пород и карбонатов. Осадкообразование сопровождалось вулканической деятельностью.

Палеогеновые алевропелиты и алевропесчаники очень похожи на аналогичные по составу породы раннемелового возраста. Как и последние, они входят в комплекс пород акустического фундамента. Это подтверждается физическими свойствами обоих комплексов пород: плотность у нижнемеловых 2,43—2,6, у палеогеновых — 2,49 г/см³; скорость звука соответственно 3,429—5,037 и 4,786 км/с.

В палинокомплексе, установленном В. С. Маркевич в алевропелитах

[Геологическое строение..., 1983б], преобладает пыльца покрытосеменных растений. Споры встречаются в очень ограниченном количестве. В составе покрытосеменных определены: *Tricolpites* sp., *Triporopollenites bituites*, *T. coryloides*, *Polyvestibulopollenites verus*, *Triatrpollenites myricoides*, *Ulmoidespites krempii*, *Carya anulatus*, *Engelhardtia* sp., *E. inaequulus*, пыльца типа *Montanipollis flobosiporus*, *Thomsonipollis magnificus*, единичные зерна *Aquilapollenites minutus*, *Wodehouseia fimbriata*. Голосеменные представлены *Inaperturopollenites hiatus*, *I. polyformosus*, *Pinuspollenites* sp., *Piceapollenites* sp. Состав палинокомплекса сходен с ископаемыми палинофлорами палеоценена континентальных и прибрежно-морских отложений Дальнего Востока, Японии, тихоокеанского побережья Северной Америки. Прекрасная сохранность пыльцы и спор свидетельствует об их автохтонном захоронении. По всей вероятности, палинокомплекс отражает прибрежную растительность в условиях субтропического климата.

Эоцен — нижний олигоцен

Базальтоиды. На материковом склоне в южной части зал. Петра Великого (полигоны 1, 2) обнаружены базальты, залегающие на палеозойских гранитоидах и перекрытые среднемиоценовыми отложениями. Приблизительная мощность толщи 150—250 м. Вероятно, она является продолжением покрова зайсановских вулканитов, развитых на побережье и сложенных базальтами, андезито-базальтами и их туфами общей мощностью до 120 м. Петрографических сведений по данным вулканитам нет.

На материковом склоне Сихотэ-Алиня базальты получены из образцов, поднятых на полигонах 6 и 11. В первом случае они залегают на позднемеловых гранитах, во втором подстилающие породы неизвестны. Их перекрывают среднемиоценовые отложения. По петрографическим характеристикам они аналогичны базальтоидам суворовской свиты эоцен-раннеолигоценового возраста [Решения..., 1982] и отнесены к типу известково-щелочной серии континентальных окраин (см. гл. 3).

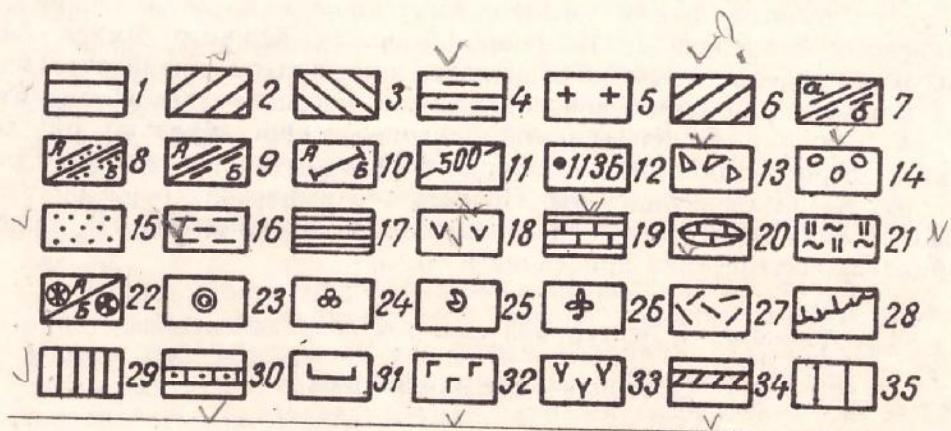
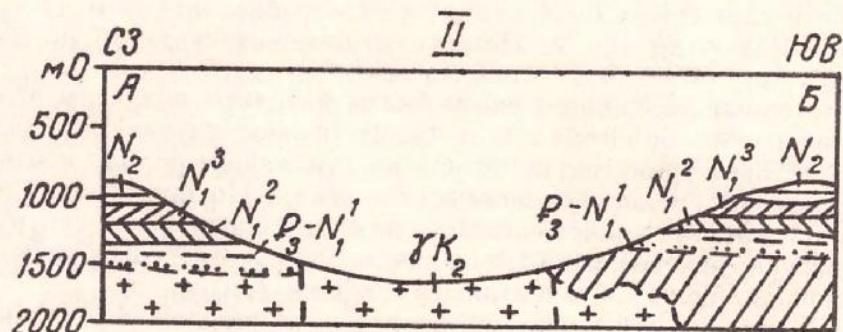
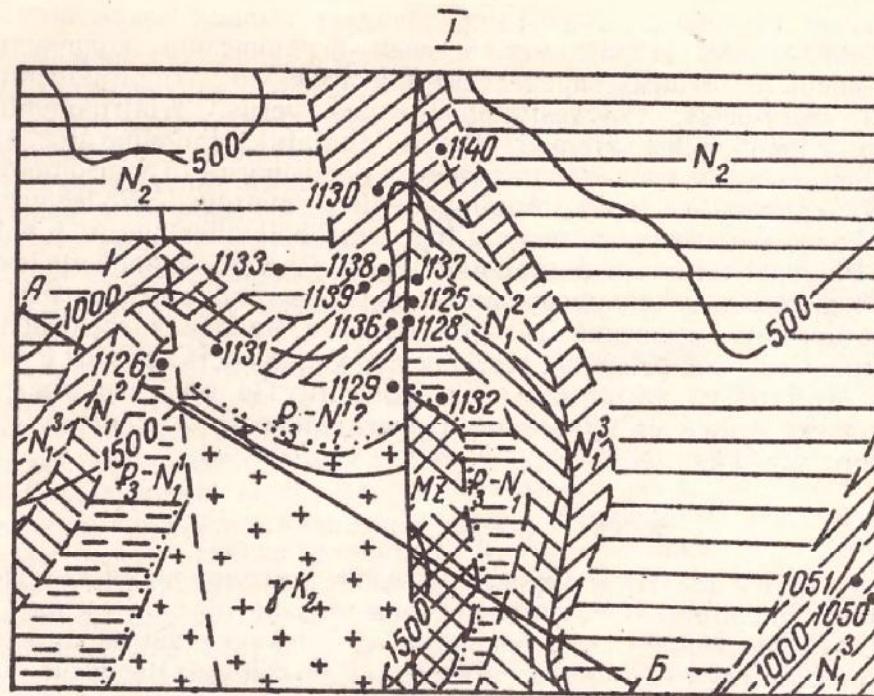
К эоцен-раннеолигоценовому возрасту принадлежат базальтоиды, развитые на возвышенностях Ямато, Хакусан и в пределах Японско-Сахалинского бордерленда. В западной части Южного Ямато они подстилаются палеоценовыми отложениями и перекрыты континентальной толщей олигоцен-раннемиоценового возраста, что позволяет установить время их излияния (эоцен—ранний олигоцен). Они образуют ряд от базальтов до риолитов, при этом основной объем вулканитов этого типа составляют базальты и андезиты. По петрографическим особенностям эти базальтоиды отнесены к островодужным вулканитам. Их более подробная характеристика приведена в гл. 3.

Палеогеновая и неогеновая системы (нерасчлененные)

Олигоцен—нижний миоцен

Образования этого возраста установлены на шельфе и материковом склоне Приморья, а также во внутренних районах Японского моря. Они сложены осадочными отложениями аргиллитовой, вулканокластической и туффогенно-терригенной толщ.

Аргиллитовая толща представляет собой низы осадочного чехла, она установлена и изучена на небольшом участке материкового склона Приморья в зал. Петра Великого (полигон 22), залегает с угловым несогласием на мезозойских отложениях и позднемеловых гранитах и перекрывается среднемиоценовыми отложениями [Пущин и др., 1977; Берсенев и др., 1984а]. Мощность базальных слоев толщи, поднятых с глубины 1100—1580 м, несколько метров. Они сложены конгломера-



тами, состоящими из гальки докайнозойских пород с заполнителем — разнозернистым полимиктовым песчаником. Вверх по разрезу конгломераты сменяются мелко- и тонкозернистыми осадками (рис. 11). Мощность толщи 150—200 м, она сложена преимущественно алевритистыми аргиллитами. Глинистые минералы в них представлены упорядоченным монтмориллонитом с небольшой примесью гидрослюды. В составе алевритовой и мелкопесчаной фракций (до 15% объема породы) преобладают кварц и измененные полевые шпаты, меньше гидротизированного биотита. Примесь пирокластического материала незначительна. В отдельных случаях аргиллиты интенсивно катаклазированы, причем трещинки иногда

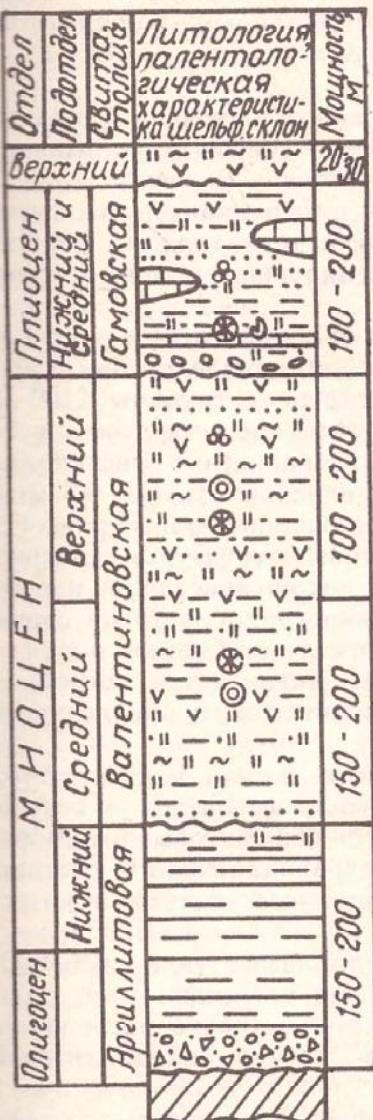


Рис. 11. Фрагмент геологической карты полигона 22(1); схематический геологический разрез по линии АБ(II); схематическая стратиграфическая колонка (III). Усл. обозначения общие с рис. 14, 17, 19. 1 — N₂ — плиоцен, гамовская свита; 2 — N₁³ — верхний миоцен, верхневалентиновская подсвита; 3 — N₁² — средний миоцен, нижневалентиновская подсвита; 4 — P₃—N₁¹ — олигоцен—нижний миоцен, аргиллитовая толща; 5 — γK₂ — позднемеловые гранитоиды; 6 — консолидированный фундамент; 7 — стратиграфически согласная и активная интрузивная граница: а — установленная, б — предполагаемая; 8 — граница несогласного залегания: А — установленная, Б — предполагаемая; 9 — тектоническая граница: А — установленная, Б — предполагаемая; 10 — линия геологического разреза; 11 — изобаты; 12 — станция драгирования; 13 — брекции; 14 — конгломераты; 15 — песчаники; 16 — алевролиты; 17 — аргиллиты; 18 — туффины; 19 — известняки; 20 — карбонатные конкреции; 21 — диатомовые глины; 22 — диатомен: А — морские, Б — пресноводные; 23 — радиолярии; 24 — палинофлора; 25 — малакофауна; 26 — листовая флора; 27 — верхнемеловые вулканиты — πK₂; 28 — обрывы; 29 — N₁²—N₁³ — миоцен неразделенный; 30 — карбонатные песчаники; 31 — кремнистые глинистые породы; 32 — базальты; 33 — вулканиты; 34 — мергели; 35 — перерыв в осадконакоплении

выполнены сульфидами. Отмечается более высокая степень литификации аргиллитов по сравнению с вышележащими породами. В аргиллитах обнаружены лишь единичные органические остатки плохой сохранности (диатомеи, радиолярии, пыльца и споры). Выше, по-видимому с постепенным переходом, в разрезе появляются диатомово-глинистые породы и туфоалевролиты. В образцах со станций 1126 (1500—1580), 1132 (1350—1420) С. В. Точилина [1978] обнаружила радиолярии, отнесенные ею к слоям *Spongodiscus craticulatus* раннего миоцена. Поскольку стратиграфическое положение этих образцов точно не установлено, а нижняя часть разреза палеонтологически не охарактеризована, возраст «аргиллитовой толщи» условно принят олигоцен—раннемиоценовым.

Вулканокластическая толща (трахиандезитовый комплекс). Вулканогенные породы щелочного состава (от трахиандезитов до трахиалипаратов) широко распространены в южной и юго-восточной частях Японского моря. Они залегают в виде покровов на подводных возвышенностях (Восточно-Корейской, Ямато, Криштофовича, Кита-Оки, Уллындо и Оки, на хр. Оки), банках Хакусан (Вакаса) и Оки, на склоне желоба Тояма (рис. 1) на глубинах от 350 до 2150 м ниже уровня моря.

Породы выделены в трахиандезитовый комплекс [Лёликов, Терехов, 1982], залегающий на гетерогенном фундаменте, в строении которого

принимают участие докембрийские и палеозой-мезозойские образования. Их обломки иногда отмечаются в виде литокласт в туфах этой толщи.

Возраст пород (22—27 млн. лет) определяется данными радиоизотопного анализа, проведенного калий-argonовым методом (табл. 3), — поздний олигоцен—ранний миоцен.

Вулканогенные породы аналогичного состава обнаружены также на островном склоне о-ва Хонсю и возвышенностях северного замыкания Центральной котловины Японского моря (Алпатова и Витязя).

Наиболее широким распространением щелочные вулканиты пользуются на хр. Оки (полигон 25), где они отнесены к двум толщам, нижняя из которых сложена вулканитами преимущественно липаритового состава, а верхняя — андезито-дацитового.

Породы нижней толщи установлены на склонах отдельных выступов и останцов, развитых на поверхности плато в интервале глубин 350—550 м, а в северной части они подняты со склона с глубины 1100 м. Это псаммитовые игнимбриты и спекшиеся туфы псевдофлюидальной текстуры и игнимбритовой структуры, образованные кристаллами калишпата (до 1,2 мм), кварца (до 2,4 мм), плагиоклаза (до 0,5 мм). Среди них выделяются липарит-трахитовые и трахиляпаратовые разности [Малеев, 1977]. Характерны наличие сферолитовых структур и перекристаллизация стекловатой массы с образованием вокруг кристаллов кварца участков кварц-полевошпатового состава и микрогранобластовой структуры. Отмечаются единичные кристаллы биотита и обломки пород — эфузивов кислого состава, микроклиновых гранитов и плагиогнейсов, вынесенные на поверхность в процессе излияния лав и эксплозивной вулканической деятельности.

Верхняя толща, развитая в центральной и южной частях плато, слагает поле (длина до 32, ширина до 12 км), вытянутое в северо-восточном направлении. В ее составе выделяются псаммитовые игнимбриты и спекшиеся туфы трахиандезитового и трахиадацитового состава, крупнообломочные и псаммитовые туфы смешанного состава и витрокластические пепловые туфы.

Игнимбриты и спекшиеся туфы сложены обломками стекла различной степени спекания, в небольшом количестве в них встречаются обломки плагиоклазов (до 2 мм), пироксенов (0,1—0,8 мм), редко роговой обманки (0,2—1,4 мм) и эфузивов среднего состава гиалопилитовой и микролитовой структур.

Крупнообломочные и псаммитовые туфы смешанного состава состоят из обломков пород (пироксеновых андезитов, плагиоандезитов, их туфов и липаритов) и кристаллов (плагиоклаза, кварца, калишпата и пироксена), сцепленных криптокристаллическим агрегатом. Преобладание в туфах обломков андезитов свидетельствует о их среднем составе.

Витрокластические пепловые туфы сложены обломками кислого стекла, сцепленными криптокристаллическим агрегатом.

На возвышенности Кита-Оки (полигон 24), расположенной севернее хр. Оки, породы вулканогенного комплекса представлены псаммитовыми игнимбритами и туфами трахиандезитового, липарито-трахитового и смешанного состава, а также трахиляпаратовыми и липарито-трахитовыми эфузивами.

Игнимбриты и спекшиеся трахиандезитовые туфы состоят из сваренных обломков стекла (от 70 до 95%), обломков кристаллов (плагиоклаза, пироксена) и пород (эфузивов среднего состава и пемзы).

Туфы смешанного состава (псаммитовые литокристаллические) образованы обломками пироксеновых андезитов, оплавленных зерен андезина и кристаллов пироксенов. Цементирующая масса представлена измененным стеклом.

Щелочные кислые эфузивы сформированы порфировыми породами с выделениями (до 15%) кислого плагиоклаза и калиевого полевого

шпата, заключенными в кварц-полевошпатовый агрегат сферолитовой, участками микрогранофировой структуры.

На северном склоне возвышенности Оки (полигон 20) установлены выходы псаммитовых витрокристаллокластических туфов трахиалипартового состава. Кристаллокласти представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом и биотитом. Основная масса реликтовой игнимбритовой и витрокластической структуры раскристаллизована в кварц-полевошпатовый агрегат микророговиковой, микропойкилобластовой, участками сферолитовой и аксиолитовой структуры.

На возвышенности Криштофовича (полигон 18) широко распространены псаммитовые витрокристаллокластические туфы и трахиалипартовые эфузивы. Здесь же отмечаются псаммитовые туфы смешанного состава. Кристаллокласти витрокристаллокластических туфов представлены кварцем и калиевым полевым шпатом (реже только кварцем), основная масса имеет витрокристаллокластическую структуру. Вкрапленники в эфузивах сложены либо кварцем и калиевым полевым шпатом, либо только кварцем, основная масса первично витропорфировой структуры раскристаллизована в кварц-полевошпатовый агрегат сферолитовой, аксиолитовой и микророговиковой структуры. Встречаются эфузивы витропорфировой структуры без вкрапленников и единичные образцы трахиалипартитов с витропорфировой, флюидальной структурой основной массы с вкрапленниками калиевого полевого шпата, пироксена и плагиоклаза. Туфы смешанного состава образованы обломками пород, представленными эфузивами кислотного, среднего и основного состава, редко гранитоидами и спекшимися туфами, кристаллами и стеклом. Обломки кристаллов кварца, калишпата, стекла в некоторых образцах имеют облик флямме.

В центральной части возвышенности Ямато (полигон 14Б) подняты псаммитовые, витрокристаллокластические туфы трахиандезитового состава. Обломки кристаллов образованы плагиоклазом и пироксеном, литокласти — андезитом, основная масса — спекшимся или раскристаллизованным стеклом.

На Северном хребте Ямато (полигоны 14 и 14В) обнаружены единичные мелкие угловатые обломки псаммитовых витрокристаллокластических туфов и эфузивов трахиалипартового состава. Кристаллокласти в туфах представлены плагиоклазом и кварцем (структура основной массы реликтовая игнимбритовая, раскристаллизованная в кварц-полевошпатовый агрегат сферолитовой структуры), обломки — эфузивами среднего состава. Вкрапленники в трахиалипартитах сложены калиевым полевым шпатом и сростками калиевого полевого шпата и кварца, основная масса — кварц-полевошпатовым агрегатом роговиковой, участками гранофирировой структуры.

На Южном хребте Ямато (полигоны 28, 28В, 29) подняты псеофопсаммитовые и псаммитовые туфы смешанного состава, псаммитовые витрокристаллокластические туфы и трахиадциты. Туфы смешанного состава близки как к трахиалипартовым, так и трахиандезитовым. Кристаллокласти первых представлены кварцем и калиевым полевым шпатом, вторых — плагиоклазом и пироксеном. Литокласти образованы андезитами (в туфах трахиандезитового состава количество их возрастает) и туфами кислого состава, иногда гранитоидами. Структура туфов смешанного состава реликтовая витрокластическая с раскристаллизованной основной массой.

Витрокристаллокластические туфы имеют кристаллокласти плагиоклаза и пироксена и игнимбритовую структуру основной массы. Набор минералов и химический состав пород указывают на их принадлежность к трахиандезитовому комплексу.

В пределах банки Хакусан (возвышенность Вакаса) и юго-западного борта трога Тояма (полигон 30А) развиты трахиалипартитовые и липарито-трахитовые порфиры и псаммитовые витрокристаллокластиче-

ские туфы. У порфиров структура основной массы микролитовая с вкрапленниками кислого плагиоклаза.

Кристаллокласты туфов представлены плагиоклазом и кварцем. В туфах встречаются единичные обломки гранитоидов кварц-биотитового состава, кварц-серicitовых сланцев и алевролитов, а структура основной массы реликтовая витрокристаллокластическая.

На возвышенности Уллындо (полигон 17) развиты псаммитовые витрокристаллокластические туфы и туфы смешанного состава. Первые имеют реликтовую витрокластическую (пепловую) и игнимбритовую структуру с кристаллокластами калиевого шпата, кварца, плагиоклаза, биотита и редкими литокластами — андезита и кислых туфов. Вторые сложены обломками туфов кислого состава (до 30%) и основной стекловатой массой микророговиковой и аксиолитовой структур.

На юго-восточном склоне Восточно-Корейской возвышенности (полигон 16В) подняты тонкофлюидальные трахилипараты и липарито-трахиты микропорфировой структуры с микророговиковой сферолитовой и участками микропойкилобластовой основной первично стекловатой массой.

На северо-западном склоне о-ва Хонсю (полигон 32) были изучены псаммитовые витрокристаллокластические туфы кислого состава. Кристаллокласты в них образованы плагиоклазом, кварцем, биотитом, встречаются единичные обломки эфузивов среднего и кислого состава. Структура основной массы витрокластическая, участками аксиолитовая.

На юго-восточном и восточном склонах возвышенности Витязя (полигоны 13, 13А, ЗК-1) подняты псаммитовые витрокристаллокластические туфы. Кристаллокласты в них сформированы кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и реликтами биотита. Структура основной массы реликтовая игнимбритовая, витрокластическая, раскристаллизована в различной степени с образованием микророговиковой и аксиолитовой структур. Встречаются единичные обломки эфузивов среднего и кислого состава, кварц-серicitовых микросланцев и кислых туфов.

Туфы возвышенности Витязя по характеру раскристаллизации основной стекловатой массы, субщелочному составу, парагенезису минералов, возрасту двух образцов (табл. 3; 7421-9 и 7421-12) — соответственно 24 и 16 млн. лет [Основные черты..., 1978] — можно отнести к трахиандезитовому комплексу.

На возвышенности Аллатова (полигон 33Б) обнаружены единичные обломки эфузивов трахиадзитового состава, реликтовой витропорфировой структуры. Основная масса образована кварц-полевошпатовым агрегатом микророговиковой структуры, вкрапленниками — кварцем и биотитом.

В северо-западной части хр. Окусири, в 50 км восточнее возвышенности Витязя, были подняты базальные слои неогеновых конгломератов (полигон 31), галька которых представлена филлитами и вулканитами. Среди последних отмечается галька витрокристаллокластических туфов реликтовой игнимбритовой структуры основной массы с кристаллокластами кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита, с единичными литокластами эфузивов и кварц-серicitовых микросланцев (филлитов). Можно предположить, что данные вулканиты распространены в основании неогеновых толщ морского генезиса на этом участке Японского моря.

Породы трахиандезитового комплекса по содержанию кремнезема представляют собой непрерывный ряд от трахиандезита до трахилипарита (табл. 8), при этом на наиболее крупных возвышенностях обнаружены все члены этого ряда, а на мелких подняты в основном только кислые породы. Для комплекса характерно преобладание пирокластических продуктов над лавами, повышенная концентрация щелочей (8,0—11,5% с преобладанием калия над натрием). На диаграмме, отражающей соотношение щелочей и кремнезема [Куно, 1970], описываемые вулканиты относятся к породам щелочной серии, причем суммар-

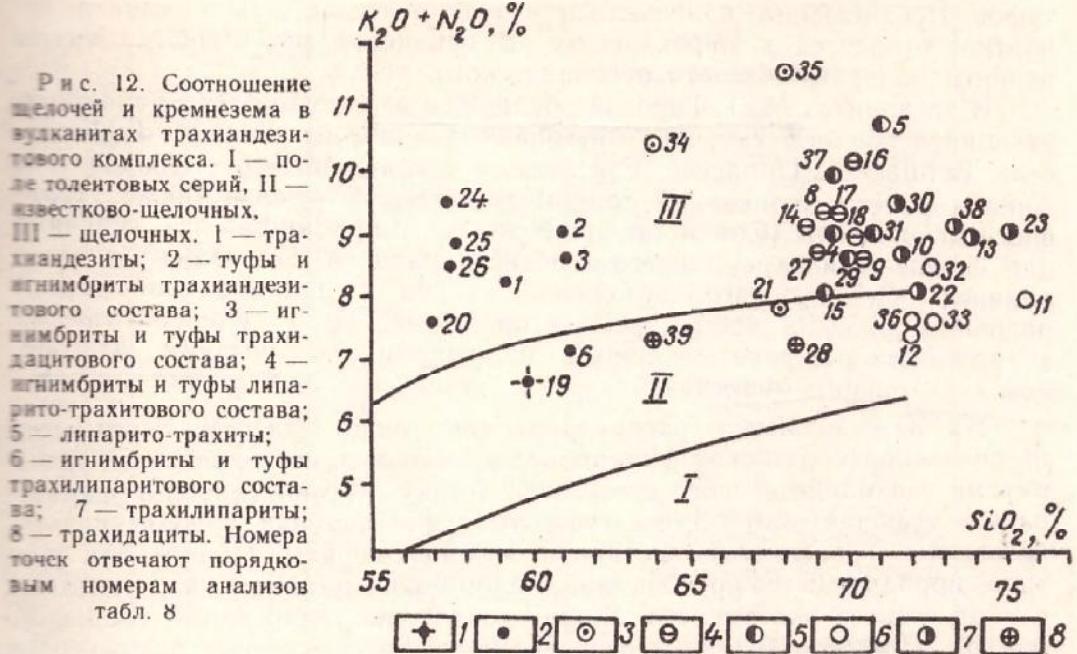


Рис. 12. Соотношение щелочей и кремнезема в вулканитах трахиандезитового комплекса. I — поле толентовых серий, II — известково-щелочных, III — щелочных. 1 — трахиандезиты; 2 — туфы и игнимбриты трахиандезитового состава; 3 — игнимбриты и туфы трахидактического состава; 4 — игнимбриты и туфы липарито-трахитового состава; 5 — липарито-трахиты; 6 — игнимбриты и туфы трахилипаритового состава; 7 — трахилипариты; 8 — трахидакиты. Номера точек отвечают порядковым номерам анализов табл. 8

ное содержание щелочей остается постоянным для разностей среднего состава и липаритов (рис. 12).

Туфогенно-терригенная толща ограниченно распространена в районе северного замыкания Центральной котловины и на подводных возвышенностях Ямато и Криштофовича.

В районе северного замыкания она представлена грубообломочными породами. На полигоне 33 (возвышенность Аллатова) это туфоконгломераты и туфы. Первые состоят из измененных эфузивов (андезито-базальты, андезиты, часто стекловатые разности, реже отмечаются более кислые вулканиты), цементом служит туфогенный в разной степени глинизованный материал. Вторые — тонкозернистые пепловые туфы до грубозернистых литовитрокластических смешанного состава. Это светлые некрепкие породы, обломочная часть представлена в них андезито-базальтами, иногда более кислыми эфузивами, плагиоклазом, реже отмечаются пироксен, слюда, роговая обманка, глауконитоподобные зерна. Цементирующая масса — буроватое стекло, частично раскристаллизованное, в более тонких разностях слегка разложенное. В одном образце туфов обнаружены единичные обломки диатомита, сложенного пресноводными диатомеями, аналогичными развитым на возвышенности Ямато [Цой и др., 1985]. По-видимому, туфы имеют субаэральный генезис.

На полигоне 31 (западный склон хр. Окусири) данные отложения залегают, вероятно, на среднепалеозойских породах и перекрываются миоцен-плиоценовыми вулканогенно-осадочными отложениями. Конгломераты базальных слоев состоят из гальки (до 8—15 см) разной окатанности, представленной окварцованными кислыми эфузивами, туфами, кварцитами, кварцевыми порфиритами, реже филлитами. Заполнителем служит плохо сортированный псаммитовый материал с пирокластикой.

Здесь же из наиболее глубоких частей склона (2550—2200 м) вместе с конгломератами подняты породы, аналогичные по внешнему виду породам аргиллитовой толщи полигона 22. Это серо-зеленоватые, иногда коричневато-серые алевритистые аргиллиты с линзами алевропесчаного материала и большим количеством рассеянного растительного детрита. Основная масса породы сложена слабоанизотропным глинистым веществом с примесью тонкораздробленного кварца и полевого шпата. Алевритовый материал (от 1 до 30% объема породы) представлен угловатыми зернами кварца, пелитизированного полевого шпата, гидрослюдой, обломками эфузивов (кислых, умеренно кислых) и пепловых

туфов. Неизмененные плагиоклазы и вулканические стекла редки и, вероятно, относятся к пирокластике. В глинистой массе иногда видны реликты полуразложенного вулканического стекла.

В аргиллитах М. Т. Горовой обнаружен палинокомплекс, характеризующийся обилием умеренно листопадных видов из семейств Juglandaceae, Betulaceae, Ulmaceae, Fagaceae, что сближает его с флорой типа Аниайи раннего миоцена. В данном комплексе отмечены также термофильные элементы (*Comptonia* sp., *Nyssa* sp., *Liquidambar* sp.), типичные для флоры Дайдсона раннего—среднего миоцена. По общему составу палинофлора изученных отложений сходна с палинофлорой первой половины миоцена восточного сектора Азии. М. Т. Горовая считает возможным датировать данный палинокомплекс поздним олигоценом (?)—ранним миоценом.

На Южном Ямато рассматриваемая толща залегает с размывом на позднепротерозойском фундаменте и, вероятно, переслаивается вулканитами трахиандезитового комплекса. Толщу слагают слаболитифицированные туфодиатомиты, туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, гравелиты, гравелистые песчаники и конгломераты. Общим для всех типов пород является преобладание обломочного материала над цементом, слабая степень окатанности, плохая сортировка, однотипный состав обломков. Преобладают крупнозернистые, преимущественно псаммитовые разности пород. Органических остатков в них не обнаружено. Форма и состав обломочного материала (полевые шпаты, кварциты, граниты, порфириты, фельзиты, сланцы) указывают на образование этих пород вблизи областей размыва, возможно, в прибрежной зоне моря. Пирокластический материал (плагиоклаз, кварц, обломки стекла и эффузивов) в данных породах, как правило, присутствует совместно с щелочными вулканитами трахиандезитового комплекса, образовавшегося в олигоцен—раннем миоцене.

В более тонкозернистых породах данной толщи обнаружены створки пресноводных диатомовых водорослей. Распределение их в породе неравномерно, содержание колеблется от единичных находок до первых десятков процентов. Диатомовая флора характеризуется однообразным таксономическим составом. Доминируют древние представители рода *Aulacosira*: *Aulacosira praeislandica* (Jouse) Simonsen, A. cf. *hibschii* (Reinch.) Simonsen, A. sp. (эллиптической формы), A. *praegranulata* (Jouse) Simonsen, реже A. cf. *baicalensis* (K. Meyer) Wisl., A. cf. *jouseana* (Moiss.) Simonsen. Они составляют 90% общего состава флоры. Довольно многочисленны виды *Coscinodiscus gorbunovii* Sheshuk., C. *miocenicus* Krasske, C. cf. *variabilis* Freng. Спорадически отмечены *Tetracyclus ellipticus* (Ehr.) Grun., T. *lacustris* Ralfs.

Преобладание в диатомовой флоре планктонных видов рода *Aulacosira* свидетельствует о формировании осадков в озерном, вероятно олиготрофном, бассейне. На олиготрофность среды, обычной для озер вулканических районов, указывает и постоянное присутствие *Paralia scabrosa* (Östr.) Moisseeva.

Близкая диатомовая флора описана из пресноводной толщи подводной возвышенности Такуё [Burckle, Akiba, 1978]. На основе палинологических данных и сведений о плиоценовом возрасте перекрывающей морской толщи осадки с пресноводной диатомовой флорой были датированы поздним миоценом. Однако сравнение выделенной нами диатомовой флоры с диатомеями из отложений окружающей Японское море суши показывают, что близкие комплексы содержатся в более древних, преимущественно нижнемиоценовых породах. Так, в Приморье они описаны из кизинской и усть-давыдовской свит [Моисеева, 1971], в Корее — из формаций Нултаири (Nultairi) и Иойл (Eoil) группы Джанги (Janggi) [Lee, 1975, 1976], в Японии — в алевритах Яматода п-ова Ното [Koizumi, 1977b].

Аналогичные диатомеи обнаружены на возвышенности Криштофовича

И О Ц Е Н И О В Н И		Л И О Ц Е П О В Н И		Отдел	
Возраст, млн. лет	Диатомовые зоны и подзоны		Споры и пыльца		Шельф и материковый склон Приморья
1,7	N ² D. s. v. f.	x)	Доминанты: <i>Picea</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Pinus</i> , <i>Taxodiaceae</i> , <i>Betula</i> . Субдоминанты: <i>Larix</i> , <i>Abies</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Corylus</i> .		Гамовская свита. Базальные конгломераты, диатомовые глины, туфопесчаники, туффиты, известняки, мергели.
	D. s. v. f. D. k.	c b a d	Сопутствуют: <i>Fagus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Juglans</i> , <i>Carya</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Acer</i> , <i>Tilia</i>		Моллюски: <i>Anadara</i> (<i>Anadara</i>) cf. <i>trilineata</i> Conrad, <i>Glycymeris</i> sp. indet., <i>G. yesoensis</i> Grev., <i>Mulinia densata</i> Conrad, <i>Fortipecten</i> (?) (cf. <i>F. takahashii</i> Yok.), <i>Mizuhopecten</i> sp. 150-300 м
5,2	N ³ D. Kamtschatkica	a b a d	Доминанты: <i>Picea</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Betula</i> , <i>Alnus</i> , <i>Corylus</i> , <i>Carpinus</i> . Субдоминанты: <i>Carya</i> , <i>Juglans</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Fagus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Castanea</i> . Сопутствуют: <i>Ulmus</i> , <i>Zelkova</i> , <i>Tilia</i> , <i>Pinus</i>		Верхняя подсвита диатомовые глины, глинистые диатомиты, песчаники, алевролиты, туфоалевролиты, линзы известняков 200-250 м
11,5	N ² Dentjulopsis lauta-D. hustedtii	c b a	Доминанты: <i>Carya</i> , <i>Fagus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Pinus</i> . Субдоминанты: <i>Pinus</i> . Сопутствуют: <i>Betula</i> , <i>Alnus</i> , <i>Juglans</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Comptonia</i> , <i>Tilia</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Taxodiaceae</i> , <i>Cedrus</i>		Нижняя подсвита Верхняя толща. Диатомовые глины, песчаники, алевролиты, туфопесчаники 150-300 м Нижняя толща Аргиллиты, туфоалевролиты, диатомовые глины.
16,	N ¹ Actinocyclus singens	x) См. рис. 15, 18.			Аргиллитовая толща. Аргиллиты алевритистые Базальные слои См. рис. 10 150-200 м
					Сандуганская свита. Базальты оливино-плагиоклазовые 18-24 млн. лет 300 м

Рис. 13. Стратиграфическая схема неогеновых отложений Японского моря

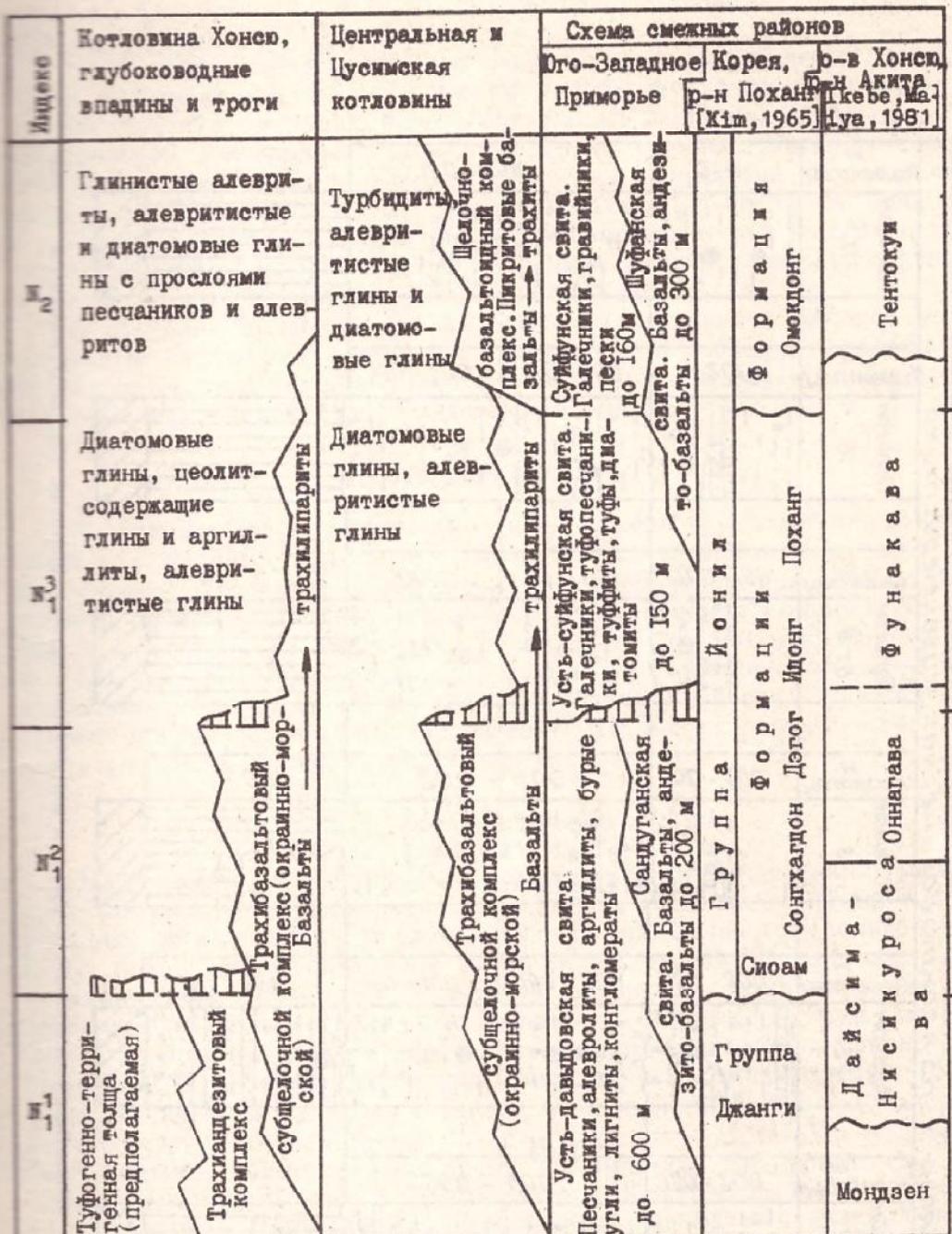
в сходных породах, залегающих на архей-раннепротерозойских образованиях.

По данным М. Т. Горовой [Цой и др., 1985], в туфодиатомитах и туфоалеролитах рассматриваемой толщи обнаружена палинофлора прекрасной сохранности. В ней доминирует пыльца древесных растений: среди голосеменных многочисленна пыльца родов *Picea* (14—15%), *Tsuga* (7—17%), *Pinus* (5—16%), среди покрытосеменных — пыльца рода *Ulmus* (5—31%), семейств *Juglandaceae*, *Fagaceae*. Травы представлены только *Sparganium* sp. и *Cyperaceae*. Участие спор невелико (до 4,5%). Единично отмечены термофильные элементы (*Nyricia* sp., *Liquidambar* sp., *Comptonia* sp., *Eleagnus* sp., *Celtis* sp.).

Индекс	Подводные возвышенности		
	Споры и пыльца	Восточно-Корейская, Ямато, Криштофовича, Кита-Оки, банка Оки, хр. Оки, Хакусан, Садо	Алпатова, Витязя, Окусири
N ₂	Доминанты: <i>Pinus</i> , <i>Quercus</i> Субдоминанты: <i>Fagus</i> , <i>Betula</i> , <i>Alnus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Taxodiaceae</i> , <i>Tsuga</i> Сопутствуют: <i>Salix</i> , <i>Juglans</i> , <i>Corylus</i> , <i>Castanea</i> , <i>Compositae</i>	Щелочно-базальто-щелочный комплекс ищемокристалловые базальты	Известковистые песчаники, туфоалевролиты, диатомовые глины, туфогравелиты, туфоконгломераты, туфодиатомиты, конгломераты, гравелиты?
N ₁	Доминанты: <i>Ulmus</i> Субдоминанты: <i>Fagus</i> , <i>Juglans</i> , <i>Betula</i> , <i>Corylus</i> Сопутствуют: <i>Quercus</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Pinus</i> , <i>Chenopodiaceae</i> , <i>Osmunda</i> , <i>Polypodiaceae</i>	Диатомовые глины, диатомиты, туфогенные глины, алевролиты, песчаники, туффиты, туфы	Диатомовые глины, диатомиты, глины
N ₁ ²	Доминанты: <i>Fagus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Carya</i> , <i>Picea</i> Субдоминанты: <i>Tsuga</i> , <i>Betula</i> , <i>Juglans</i> , <i>Pinus</i> , <i>Taxodiaceae</i> Сопутствуют: <i>Alnus</i> , <i>Abies</i> , <i>Oleaceae</i> , <i>Acer</i> , <i>Rhus</i> , <i>Celtis</i> , <i>Ilex</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Keteleeria</i>	Диатомовые глины, туфодиатомиты, туфоаргиллиты, туффиты, глинистые алевролиты	Алевролиты, туффиты, туфодиатомиты, туфоаргиллиты, диатомовые глины, песчаники, туфогенные глины
N ₁ ¹	Доминанты: <i>Juglandaceae</i> , <i>Betulaceae</i> , <i>Ulmaceae</i> , <i>Fagaceae</i> Сопутствуют: <i>Comptonia</i> , <i>Nyssa</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Keteleeria</i>	Туфогенно-терригенная толща. Диатомовые туфы, туфопесчаники, туфы. Пресноводные диатомеи: <i>Aulacosira praeislandica</i> (J.) Sim., <i>A. cf. hibschii</i> (R.) Sim., <i>Coscino discus gorbunowii</i> Sheshuk., <i>C. mioce nicus Krasske et al.</i>	Туфогенно-терригенная толща. Аргиллиты, туфы, туфоконгломераты Трахидандезитовый комплекс

Преобладание типичных мезофильных представителей среди голосеменных (*Picea*, *Tsuga*, *Pinus*) и покрытосеменных (*Ulmus*, *Fagus*, *Juglandaceae*) растений указывает на умеренный и влажный климат. Близкие по таксономическому составу палинофлоры описаны из формации Ашибетцу (Ashibetsu) о-ва Хоккайдо [Танай, 1971] и ханкайских слоев Приморья [Мамонтова, 1982] раннего—среднего миоцена.

Вышеприведенные данные позволяют датировать толщу слаболитифицированных пород на Южном Ямато ранним миоценом. Однако вполне вероятно, что нижняя более крупнозернистая часть разреза охватывает верхнюю часть олигоцена.



Неогеновая система

Неогеновые отложения — самые распространенные в Японском море, они трансгрессивно перекрывают докайнозойский консолидированный фундамент (рис. 13). Нижний миоцен, обнаруженный на ограниченных участках, представлен преимущественно вулканогенно-осадочными породами. Остальная часть неогенового разреза сложена в основном осадочными породами с обилием разнообразных кремнистых микронесуемых. Среди последних наиболее многочисленны морские планктонные диатомеи, которые и явились основным биостратиграфическим показателем. Для стратиграфического расчленения была использована диатомовая

Рис. 14. Схема корреляции разрезов кайнозойских отложений шельфа и материкового склона Приморья. Усл. обозначений см. на рис. 11

схема И. Коидзуми [Koizumi, 1977a], модифицированная Дж. Бэрроном [Barron, 1980].

На шельфе и материковом склоне Приморья неогеновые отложения почти сплошным чехлом перекрывают породы фундамента, залегают в едином структурном плане, полого погружаясь в сторону глубоководной Центральной котловины. На основе геологических (литологических, биостратиграфических) и сейсмоакустических данных они подразделены здесь на две свиты — валентиновскую (средний—верхний миоцен) и гамовскую (плиоцен). На основе биостратиграфических данных валентиновская свита разделена на две подсвиты — нижне- (средний миоцен) и верхневалентиновскую (верхний миоцен) (рис. 13, 14).

В пределах подводных возвышенностей внутренних районов моря осадочные отложения неогенового возраста не образуют сплошного чехла, на склонах возвышенностей они либо отсутствуют, либо представлены не в полном стратиграфическом объеме.

Нижний миоцен

Нижнемиоценовые отложения представлены вулканогенно-осадочными отложениями (олигоцен—ранний миоцен), описанными выше, и базальтами. Последние обнаружены на материковом склоне Юго-Восточного Приморья (полигоны 3 и 4). Предполагаемая мощность покровов базальтов около 300 м. Они залегают на докайнозойских породах и перекрываются морскими среднемиоценовыми отложениями, их радиоизотопный возраст 18—24 млн. лет. По возрасту и составу они соответствуют нижней части сандуганской свиты Приморья и отнесены к типу континентальных толеитов, описанных в гл. 3.

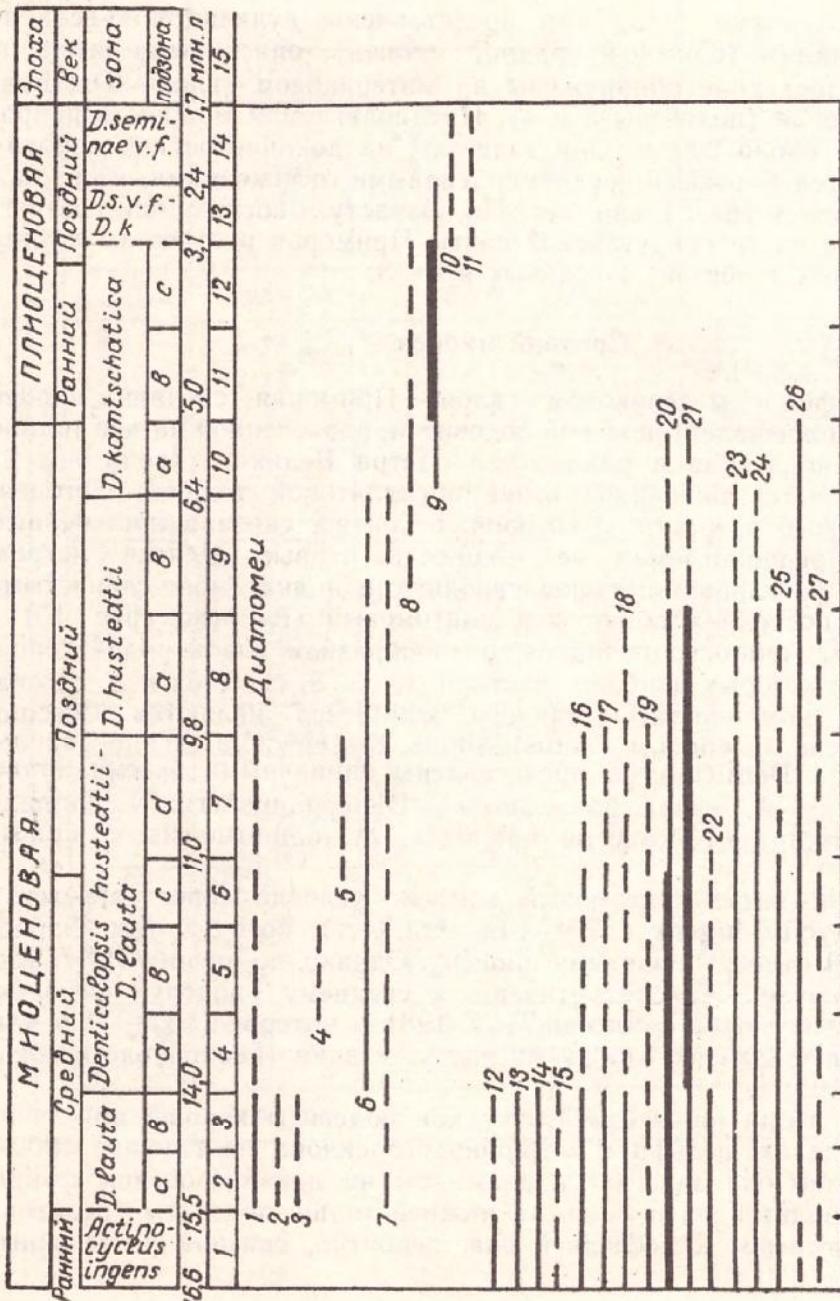
Средний миоцен

На шельфе и материковом склоне Приморья средний миоцен представлен нижневалентиновской подсвитой, разделенной на две толщи. Нижняя, установленная в районе зал. Петра Великого (полигоны 22 и 2), подстилается описанной выше аргиллитовой толщей олигоцен-раннемиоценового возраста, с которой, вероятно, связана постепенным переходом. Предполагаемая ее мощность первые десятки метров. Она сложена аргиллитами, туфоалевролитами и диатомово-глинистыми породами. В последних обнаружен диатомовый комплекс (рис. 15) с преобладанием *Actinocyclus ingens*, разнообразием видов рода *Stephanoporus*, среди которых наиболее часты находки *S. cf. ferox* и *S. corona*. Постоянными компонентами данного комплекса являются *Coscindiscus lewisiatus*, *C. endoi*, *C. vetustissimus*, *Kisseleviella carina*. Зональные виды рода *Denticulopsis* представлены единичными экземплярами *Denticulopsis* sp. A., силикофлагелляты — *Distephanus crux v. hannaai*, *Corbisema triacantha*, *Mesocena apiculata*, *M. oamanguensis v. quadrangula*.

Описанный выше диатомовый комплекс условно сопоставляется с зоной *Actinocyclus ingens* (15,5—16,6 млн. лет), которую Дж. Бэррон [Barron, 1980] относит к раннему миоцену. Однако, по мнению И. И. Берсенева, данную зону следует относить к среднему миоцену, поскольку по Решению неогеновой комиссии МСК 1981 г. интервал 15,5—16,5 млн. лет соответствует лангнию—нижнему ярусу цезолия [Геохронологическая таблица, 1984].

Верхняя толща нижневалентиновской подсвиты хорошо прослеживается в пределах шельфа и материкового склона на глубине 1000—2000 м. Обычно она залегает с размывом на докайнозойском фундаменте или базальтоидах и лишь на нижней толще подсвиты (полигоны 2 и 22) — согласно. С последней она, вероятно, связана постепенным переходом.

Рис. 15. Зональные комплексы дентикулопсиса и силикофлагеллитов неогена материкового склона Японского моря. Оценки встречаемости видов: 1 — в обилии, 2 — часто, 3 — редко единично
 1 — Denticulopsis lauta (Bailey) Simonsen; 2 — D. miocenica (Schrader) Simonsen; 3 — D. nicobarica (Grunow) Simonsen; 4 — D. praedimorpha Barron ex Akiba; 5 — D. dimorpha (Schrader) Simonsen; 6 — D. hustedtii (Simonsen et Kanaya) Simonsen; 7 — D. hyalina (Schrader) Simonsen; 8 — D. cf. kamschatkica (Zabelinae) Simonsen (Nitzachia rolandii Schrader), 9 — D. kamschatkica (Zabelinae) Simonsen; 10 — D. seminae var. fossilis (Schrader) Simonsen; 11 — D. seminae (Simonsen et Kanaya) Simonsen; 12 — Coscinodiscus lewisianus Greville; 13 — Stephanopyxis corona (Ehrenberg) Grunow; 14 — Rhizosolenia cf. interposita Hajos; 15 — Rouxia naviculoides Schrader; 16 — Kisleviella carina Sheshukova; 17 — Mediaria splendida Sheshukova; 18 — Coscinodiscus endoi Kanaya; 19 — Stephanopyxis cf. ferox (Grev.) Ralfs; 20 — Actinocyclus ingens Rattray; 21 — Goniothecium tenuum Brun; 22 — Coscinodiscus vetustissimus Pantochek; 23 — Synedra jouseana Sheshukova; 24 — Stephanopyxis schenckii Kanaya; 25 — Rhizosolenia praebarbata Schrader; 26 — Stephanogonia hanzawae Kanaya; 27 — Goniothecium odontella Ehrenberg; 28 — Thalassionema hirosakiensis (Kanaya) Schrader; 29 — Rouxia californica Peragallo; 30 — Coscinodiscus yabei Kanaya; 31 — Rhizosolenia miocenea Schrader; 32 — Odontella sp. (Bidelphia etolona Dolmatova in coll.);



Automobile

ՀԱՅՈՒԹՅՈՒՆ

— — —

2
3
4
5
6
7
8
9

Максимальная мощность верхней толщи на склоне 200—300 м, на шельфе до 150 м, местами она выклинивается. Базальные слои мощностью в несколько метров обнажаются на крутых отрезках материко-вого склона юго-западнее зал. Владимира, вероятно, до Восточно-Корейского залива. Они сложены песчаниками с гравием и галькой, конгломератами и конгломерато-брекчиями. Обломочный материал представлен породами докайнозойского фундамента (эффузивами среднего и кислого состава, кремнием и др.). Заполнителем служит разнозернистый полимиктовый песчанистый материал, пропитанный окислами железа. Выше залегают преимущественно диатомово-глинистые породы с прослойями и линзами песчаников, алевролитов, реже туфоалевролитов, туфопесчаников и туфогенных песчанистых известняков.

Диатомово-глинистые породы наиболее характерны для неогена Японского моря. По химическому составу (табл. 9) они близки кремнистым породам биогенного типа, развитым среди туфовых толщ [Хворова, 1968]. Расчетные содержания свободного кремнезема колеблются от 30 до 50%, что соответствует глинистым опокам [Дистанов, 1971] и современным кремнисто-глинистым илам [Мурдмаа, 1979] (рис. 16). Однако следует учитывать, что породы многокомпонентны (существенная примесь терригенного обломочного материала, смешанный состав глинистого вещества — монтмориллонит, гидрослюдя, хлорит), поэтому расчетные содержания свободного кремнезема могут рассматриваться только как ориентировочные. Широко используемый метод содовых вытяжек для определения аморфного кремнезема не дает надежных результатов для данных пород, по-видимому, потому, что первично органогенный кремнезем в них находится на разных стадиях перекристаллизации и в одном образце присутствуют одновременно несколько его модификаций и, возможно, их промежуточные формы [Гречин, 1976].

Таким образом, рассматриваемые породы имеют смешанный кремнисто-глинистый состав (оба компонента часто не превышают 50%) с постоянной примесью песчано-алевритового материала. Кремнистая составляющая в них представлена преимущественно панцирями диатомовых водорослей, поэтому они относятся к группе диатомово-глинистых пород. По преобладанию той или иной составляющей выделяются глинистые диатомиты, диатомовые глины, туфодиатомиты.

Все диатомово-глинистые породы сходны между собой, и указанные разности можно выделить только при микроскопическом изучении. Они светлой окраски (светло-серые, желтовато-белые, кремовато-серые),

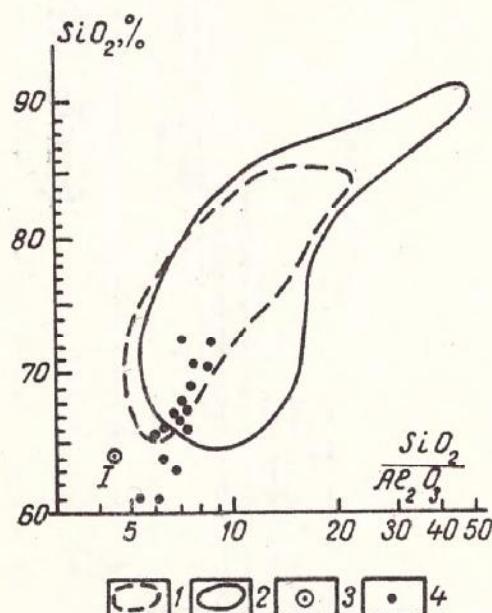


Рис. 16. Диаграмма соотношения кремния и алюминия. 1 — поле сильно-глинистых яшм и фтанитов; 2 — поле туфодиатомитовых пород; 3 — кремнистый океанический ил; 4 — точки проанализированных образцов

обычно массивные, иногда пятнистые, часто пронизаны ходами илоедов (диаметр 1—15 мм). Породы легкие, слаболитифицированные, легко размокают в воде. Они состоят из панцирей диатомовых водорослей и пелитовой кремнисто-глинистой массы. Кроме диатомей постоянно присутствуют скелеты радиолярий, силикофлагеллят, спикулы губок, но они не имеют породообразующего значения. Глинистое вещество находится в тонкой смеси с криптокристаллическим кремнеземом, как правило, оно неориентированное и дает очень слабую анизотропию, поэтому оценить его количество обычно не удается. При рентгеноскопии фракции $<0,001$ мм был определен неупорядоченный смешаннослоистый минерал типа монтмориллонит—гидрослюдя.

Все разности содержат примесь обломочных зерен. При малом содержании зерен их величина не превышает 0,1 мм, преобладает фракция 0,01—0,05 мм. С увеличением содержания зерен до 20% возрастает количество крупноалевритовых и мелкопесчаных зерен. Представлены они кварцем, калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом, реже биотитом, роговой обманкой и эфузивами кислого и среднего состава. В некоторых образцах отмечены пирокластические частицы, сформированные плагиоклазом и вулканическим стеклом. Из аутигенных минералов встречаются глауконит и реже марказит [Липкина, 1975; Безверхний и др., 1980].

Алевролиты серые, зеленовато-серые, характеризуются невысоким содержанием обломочных зерен (около 50%). В их составе преобладают кварц (30—60%), пелитизированный полевой шпат (5—30%), реже встречается гидратизированный биотит, слабосерицитизированный или свежий альбит, в незначительном количестве присутствуют амфиболы, пироксены и минералы эпидот-циозитовой группы. Обломки пород обычно не превышают 10—30% от общего количества обломочных зерен и представлены эфузивами кислого состава, гранитоидами, кремнистыми породами, реже эфузивами среднего и основного состава, в единичных пробах отмечены осадочные и метаморфические породы. Цемент базальный или порово-базальный, состоит из крошки панцирей диатомей и глинистого вещества. Характерна примесь пирокластического материала по составу такого же, как и в диатомитах.

Песчаники серые, зеленовато-серые, массивные, содержат до 60—70% обломочной фракции, аналогичны по составу алевролитам, но количество обломков пород в них увеличивается. При содержании пирокластики 15—20% выделяются туфопесчаники и туфоалевролиты.

Песчанистые туфогенные пелитоморфные известняки состоят из мельчайших зерен кальцита с включениями кварца, плагиоклаза, вулканического стекла, хлорита и биотита, а также остатков диатомей [Васильев и др., 1973].

Диатомовые комплексы, выделенные из диатомово-глинистых пород и алевролитов, соответствуют зонам *Denticulopsis lauta* (14,0—15,5 млн. лет) и *D. lauta* *D. hustedtii* (подзоны а—с — 11,0—14,0 млн. лет) среднего миоцена (рис. 15). Для комплекса первой зоны характерна многочисленность зонального вида *Denticulopsis lauta*. Общий состав диатомей близок предыдущему комплексу. Продолжает доминировать *Actinocyclus ingens*, разнообразны представители рода *Stephanoporyx*, из которых преобладает *Stephanoporyx schenckii*. Отмечены новые виды *Rhizosolenia miocenica*, *Nitzschia challengerii*, *Thalassionema hirosakiensis*. Спорадически встречены *Coscinodiscus vigilans*, *Crashiedodiscus coscinodiscus*. Для комплекса зоны *D. lauta* — *D. hustedtii* наиболее типичны повление и постоянные находки *Denticulopsis hustedtii*, а также *D. nicobarica*, *D. praeditimorpha*. Основная часть комплекса составлена видами, общими с предыдущим комплексом: *Rhizosolenia miocenica*, *R. praebarboi*, *Synedra jouseana*, *Kisseleviella carina*, *Mediaria splendida*, *Coscinodiscus endol*.

Для комплекса в целом характерна высокая численность *Goniothecium* — типе и появление новых видов: *Rhizosolenia barboi*, *Thalassiosira manifes-*

ta. Coscinodiscus temperei. Ассоциирующие с данным диатомовым комплексом силикофлагелляты представлены *Distephanus* сгих, *D. cgh* f. *longispina*, *D. pseudocgih*.

Радиолярии, изученные из этих отложений, соответствуют слоям *Lithocarpium polyacantha* и *Capartus laticonus*, сопоставимым с зонами *Cyrtocapsella tetrapera* и *Lichnocapnum nipponicum* соответственно. С. В. Точилина [1978] датирует эти отложения средним миоценом.

В южной и центральной частях моря среднемиоценовые отложения обнаружены на всех подводных возвышенностях, кроме Восточно-Корейской (рис. 17). Подошва их не установлена, мощность их, вероятно, измеряется несколькими сотнями метров. Эти отложения обнаружены на следующей глубине (м): на Кита-Оки — 1800—2000, на хр. Оки — 850—1300, на банке Оки — 720—1250, на Садо — 500—600. Они сложены туфодиатомитами, диатомовыми глинами, диатомовыми туфоаргиллитами, туффитами и смешанными туфогенно-кремнистыми породами. На хр. Оки встречены породы, содержащие редкие перекристаллизованные диатомеи, а на банке Оки — кремнистые туфоаргиллиты со следами растворенных диатомей.

Толща содержит комплекс диатомей, близкий к комплексу материального склона Приморья. Комплекс зоны *Denticulopsis lauta*, обнаруженный на Кита-Оки, банке и хр. Оки, отличается от одноименной зоны материального склона низкой численностью *Actinocyclus ingens* и представителей рода *Stephanoporus*, а также присутствием тепловодных видов *Coscinodiscus rhombicus*, *Raphidodiscus marylandicus* (рис. 18). Силикофлагелляты имеют такой же состав, как и отложения материального склона Приморья. Комплекс зоны *Denticulopsis lauta* — *D. hustedtii* (подзоны а—с) обнаружен в породах хр. Оки и подводной возвышенности Садо. Низкое содержание спор, литоральных видов, характерное для обоих комплексов, свидетельствует, по-видимому, об относительно глубоководных условиях седиментации.

Радиолярии, обнаруженные на возвышенностях Оки и Кита-Оки С. В. Точилиной, отнесены к зоне *Calocyctella costata*, соответствующей раннему—среднему миоцену [Леликов и др., 1979]. Споро-пыльцевой комплекс, обнаруженный в нескольких образцах, указывает на умеренно теплый влажный климат. Общие элементы имеются с флорой синетесовского горизонта Приморья.

Сходный палинокомплекс содержится в морских среднемиоценовых отложениях Северо-Западного Хонсю.

На Северном Ямато среднемиоценовые отложения подняты с глубины 1900—2300 м лишь на одной станции северного склона. Они представлены слабоуплотненными глинистыми алевритами, содержащими радиолярии среднемиоценовой зоны *Eucyrtidium inflatum* (13,8—15 млн. лет). В них изучен комплекс диатомей, сопоставимый с миоценовым комплексом материального склона, и одновозрастный палиноспектр [Бараш и др., 1987]. Вероятно, эти отложения на Ямато распространены гораздо шире, а отсутствие фактических данных объясняется небольшим объемом работ, выполненных на склонах возвышенности.

Среднемиоценовые отложения на возвышенностях северного замыкания Центральной котловины согласно залегают на нижнемиоценовых либо трангрессивно перекрывают породы фундамента и характеризуются разнообразным литологическим составом.

На возвышенности Алпатова на глубинах 2700—3300 м они представлены глинистыми разностями (диатомовыми и туфогенными глинами) и туфами. Диатомовые глины серые с различными оттенками, мягкие, массивные. Они состоят из неориентированного глинистого вещества и панцирей диатомей (от 5 до 30%). Примесь обломочного алевритового материала обычно незначительна (до 1—2%). Он представлен кварцем, полевым шпатом, реже слюдой и обломками эфузивов. Совместно с

Рис. 17. Схема корреляции
кайнозойских отложений подвод-
ных возышенностей Японского
моря. Усл. обозначения см. на
рис. 11

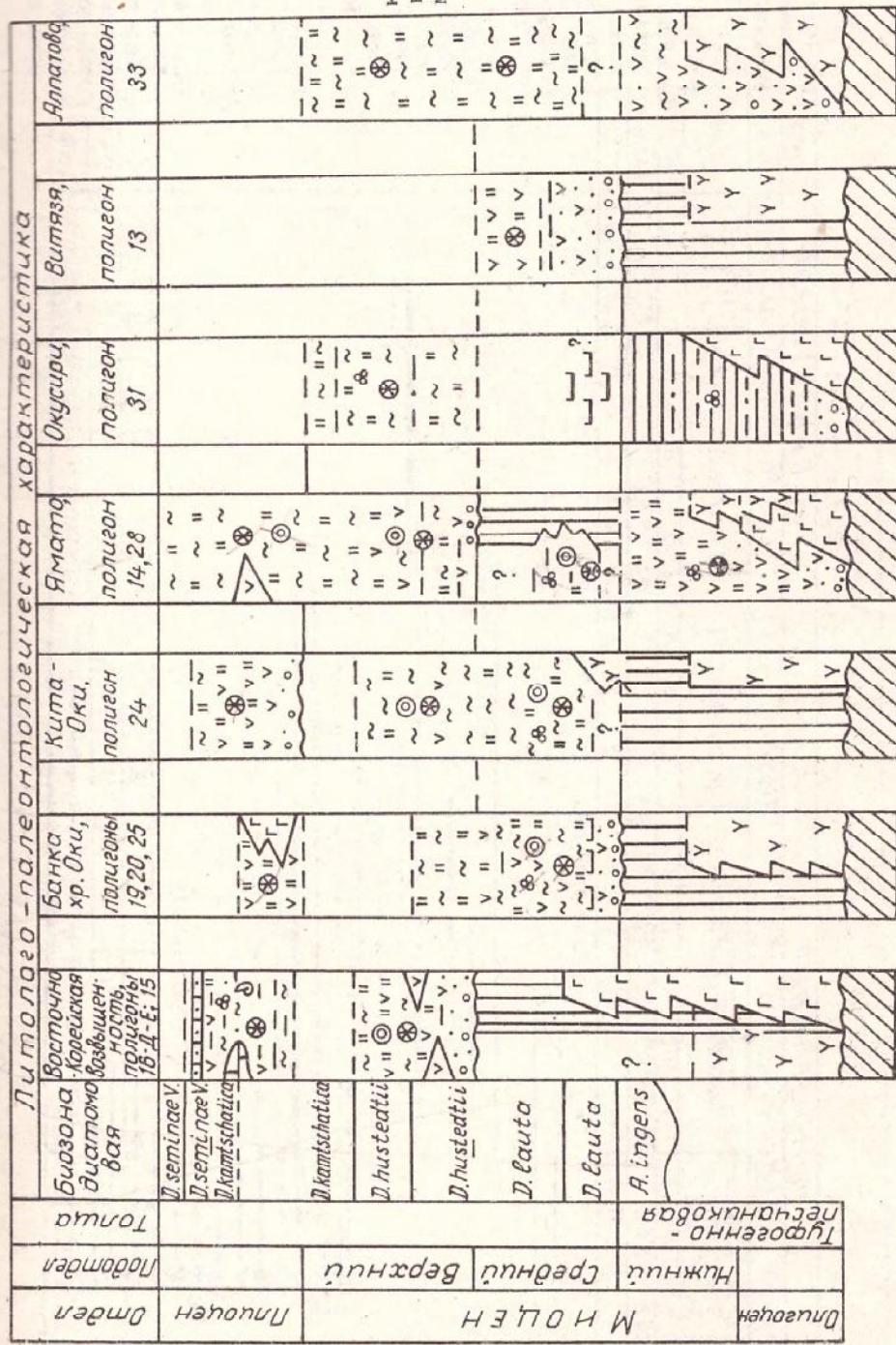
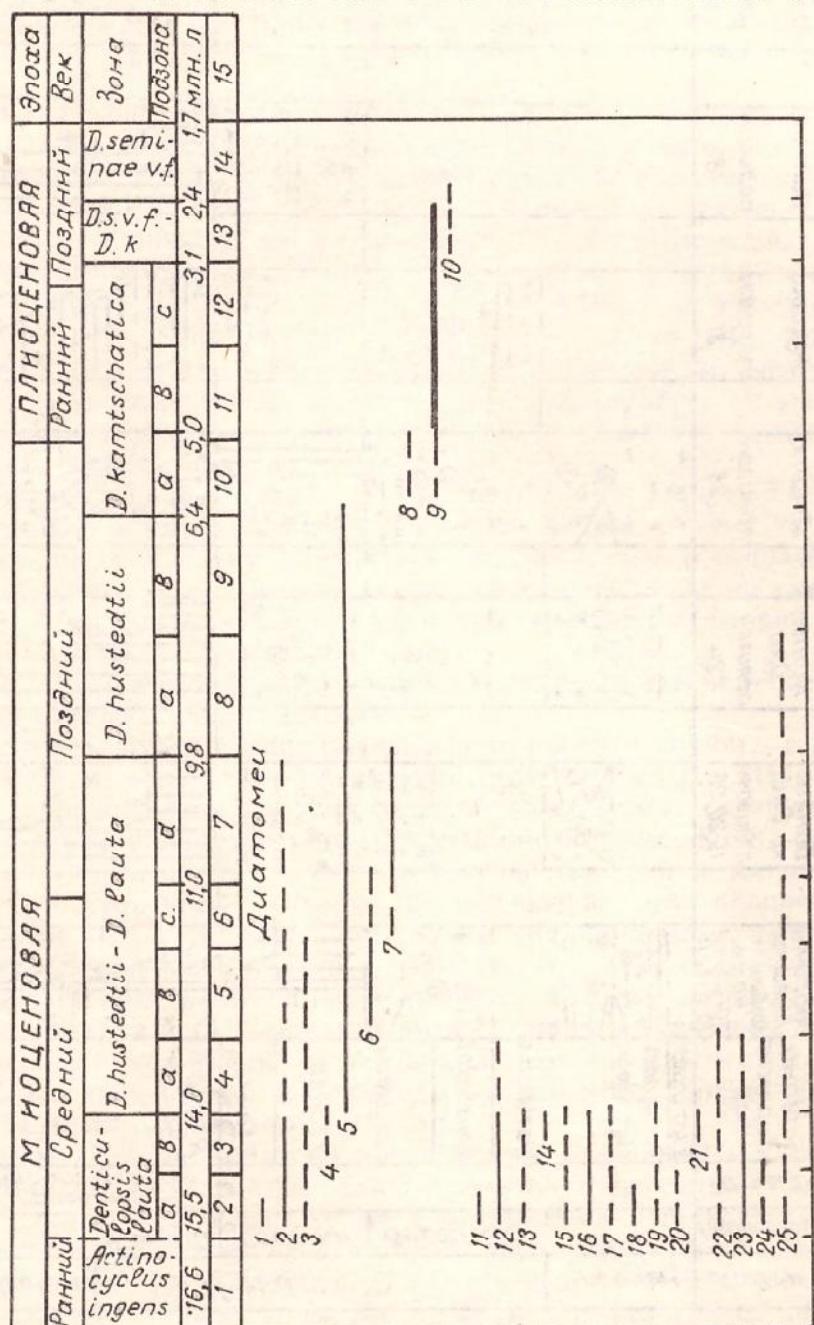


Рис. 18. Зональные комплексы диатомей и спицкофлагеллят неогена подводных возвышенностей Японского моря. Усл. обозначения см. на рис. 11.



<i>A. in-D. lauta</i>	<i>D. hustedtii-D. lauta</i>	<i>D. hustedtii'</i>	<i>D. kamtschatcica</i>	<i>D.s. v.</i>	<i>D.s. v.</i>		
<i>Gens</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>	<i>f</i>	<i>f:</i>
1	2	3	4	5	6	7	
26							
27							
28							
29							
30							
31							
32							
33							
34							
35							
36							
37							
38							
39							
40							
41							
42							
43							
44							
45							
46							
47							
48							

Силикофлажелляты

1	—	—	—	—	—	—	—
2	—	—	—	—	—	—	—
3	—	—	—	—	—	—	—
4	—	—	—	—	—	—	—
5	—	—	—	—	—	—	—
6	—	—	—	—	—	—	—
7	—	—	—	—	—	—	—
8	—	—	—	—	—	—	—
9	—	—	—	—	—	—	—
10	—	—	—	—	—	—	—
11	—	—	—	—	—	—	—
12	—	—	—	—	—	—	—
13	—	—	—	—	—	—	—
14	—	—	—	—	—	—	—
15	—	—	—	—	—	—	—

диатомовыми глинами из нижних частей разреза подняты внешне совершенно аналогичные глины, но без диатомей. Под микроскопом в них иногда наблюдаются пустоты, по форме и размерам соответствующие панцирям диатомей. Вероятно, эти глины древнее вышеописанных диатомовых глин, и ранее содержащиеся в них диатомеи «растворились» и перекристаллизовались с образованием кристобалита. Наличие последнего установлено рентгеноструктурным анализом.

Туфогенные глины желтые, зеленовато-желтые, иногда содержат рассеянный гравий и щебень эфузивов и филлитов, слагающих фундамент. Глины тонкие, мягкие, с остатками вулканических стекол, специфичной туфогенной текстуры. Они распространены в наиболее приподнятой части возвышенности и ассоциируют с туфами.

На возвышенности Витязя средний миоцен представлен алевролитами, туффитами, туфодиатомитами, туфоаргиллитами, обнаруженными в интервале драгирования 2000—2500 м. Алевролиты светло-зеленые, зеленоватые, с редкими окатанными обломками андезито-базальтов. В составе обломочных зерен резко преобладает кварц, в незначительном количестве встречаются плагиоклаз, обломки кислых эфузивов и их туфов. Характерны мелкие (до 0,05 мм) выделения карбоната (до 10%) и большое количество тонкорассеянного растительного дегрита. Цемент базального типа, глинистый. Туфодиатомиты светлые, зеленоватые, содержат более 10% мелкого вулканического стекла. Панцири диатомей чаще встречаются в виде обломков, скементированных пелитоморфным глинисто-кремнистым веществом. Туффиты зеленовато-серые, с рассеянным гравием пемзы, состоят из кремнисто-глинистого вещества, содержащего мелкие осколки вулканического стекла, спикулы губок, редкие остатки радиолярий и диатомей. Кроме того, отмечается примесь псаммитового материала (0,1—0,3 мм), представленного глауконитом (5—7%), кварцем, пелитизированным полевым шпатом и обломками пород (3—5%).

Диатомовые комплексы, обнаруженные в диатомовых глинах и туфодиатомитах возвышенностей Аллатова и Витязя, соответствуют среднемиоценовыми ассоциациям зоны *Denticulopsis lauta*—*D. hustedtii* (подзоны б, с). Для них наиболее характерны находки вида-индекса *Denticulopsis praedimorpha*, многочисленные *Denticulopsis hustedtii*, *Coscinodiscus yabei*, а также высокая концентрация спор *Chaetoceros*. Последнее указывает на высокую продуктивность планктона и апвеллинга [Sansetta, 1982], что подтверждается разнообразными находками других групп кремнистых микроископаемых: радиолярий, силикофлагеллят, спикул губок.

На хр. Окусири к среднему миоцену предположительно отнесены окремненные органогенно-глинистые породы, залегающие на глубине 2400—2500 м. Подняты они в виде угловатых обломков, покрытых часто темно-бурой корочкой гидроокислов Fe—Mn, на свежем склоне светло-серые, иногда полосчатые, обычно массивные с полураковистым изломом. На некоторых обломках видны зеркала скольжения в нескольких направлениях. В одной глыбе наблюдались брекчированные прослои (0,5—2 см) — обломки размером в несколько миллиметров, скементированные тем же, несколько менее плотным веществом. В описываемых породах органические остатки или не обнаружены, или представлены единичными диатомеями, что не позволило использовать их для определения возраста. По степени литификации и составу они близки к породам нижележащей туфогенно-терригенной толщи и резко отличаются от существенно диатомовых отложений верхнего миоцена, поэтому предположительно они отнесены к среднему миоцену.

Верхний миоцен

Отложения этого возраста на шельфе и материковом склоне объединены в верхневалентиновскую подсвиту. Они залегают с постепенным

переходом на нижневалентиновской подсвите или трансгрессивно на породах фундамента, установлены на всех полигонах (рис. 11, 13, 14). Мощность подсвиты 100—250 м. Состав слагающих ее пород почти аналогичен вышеописанным, но соотношение их меняется за счет увеличения роли диатомово-глинистых пород, некоторого возрастания количества песчанистых известняков и появления линз известняков. В диатомитах уменьшается примесь терригенного песчано-алевритового материала (обычно 3—5%).

Диатомовые комплексы, характеризующие эти отложения, соответствуют комплексам зон *Denticulopsis lauta* — *D. hustedtii* (подзона d 9,8—11,0 млн. лет), *D. hustedtii* (подзоны а и б — 9,8—6,4 млн. лет), *D. kamtschatica* (подзона а — 6,4—5,0 млн. лет). Для позднемиоценового интервала первой зоны характерно присутствие зонального вида *Denticulopsis dimorpha* и появление силикофлагеллят *Dictiocha pseudofibula*, *Mesocena hexagona*. Комплекс зоны *D. hustedtii* представлен двумя ассоциациями. Ассоциация, соответствующая подзоне а, имеет виды, общие с предыдущим комплексом (*Coscinodiscus endoi*, *C. plicatus* *Rhizosolenia praebarboi*). Ассоциация подзоны б отличается появлением новых элементов, характерных для более молодых отложений (*Thalassiosira nidulus* Jouse, *Cosmiodiscus insignis*). Комплекс с *Denticulopsis kamtschatica*, *D. cf. kamtschatica*, единичными *Goniothecium tenue*, *Rouxia californica*, *Thalassionema hirosakiensis*, *Coscinodiscus temperei*, разнообразными представителями рода *Thalassiosira* сопоставлен с верхнемиоценовой частью зоны *Denticulopsis kamtschatica* (подзона а).

Диатомовым комплексам присуще увеличение холодноводных неритических видов, что свидетельствует, вероятно, об относительно мелководных (неритовых) условиях осадконакопления на фоне постепенного похолодаания.

Комплексы диатомей ассоциируются с силикофлагеллятами *Dictiocha pseudofibula*, *Mesocena hexagona*, характерными видами позднего миоцена северных районов Тихого океана [Barron, 1980]. Ассоциации радиолярий содержат верхнемиоценовые индекс-виды *Styloceratina delmontensis* (Campbell, Clark), *S. peregrina* (Riedel) [Точилина, 1978]. Палинокомплексы, по данным М. Т. Горовой, включают умеренно теплолюбивую флору, в составе которой доминируют хвойные [Геологическое строение ..., 1983б].

Верхнемиоценовые отложения наиболее распространены в пределах подводных возвышенностей. Их возраст микропалеонтологически доказан на возвышенностях Восточно-Корейской, Уллындо, Кита-Оки, Северном и Южном Ямато, Первенца, хребтах Оки и Садо, на северном замыкании Центральной котловины и на склонах подводных вулканов в глубоко-водных котловинах. В пределах северного замыкания установлено, а на склоне возвышенности Кита-Оки предполагается согласное залегание верхнего и среднего миоцена. В других районах верхнемиоценовые отложения трансгрессивно перекрывают породы докайнозойского фундамента или палеогеновые, палеоген-раннемиоценовые вулканические толщи. Верхнемиоценовые отложения сложены преимущественно диатомово-глинистыми породами при практическом отсутствии грубозернистого материала, в них меньше пирокластики, чем в среднемиоценовых. Вероятная их мощность — первые сотни метров.

На возвышенностях Ямато верхнемиоценовые отложения трансгрессивно залегают на породах консолидированного фундамента и палеоген-миоценовых базальтоидах. В нижних частях склонов возвышенности (глубже 2000 м) они, видимо, перекрывают среднемиоценовые отложения. Разрез верхнего миоцена начинается, как правило, грубозернистым базальным горизонтом.

На северо-западном склоне Северного Ямато маломощный (первые метры) базальный горизонт сложен слаболитифицированными алевропесчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, слоистыми полимиктовыми

песчаниками с глинистым цементом, также встречаются рыхлые и плотные гравелиты и конгломераты с фосфатным цементом. Эти отложения не содержат остатков морских организмов и отнесены к позднему миоцену по палинологическим данным [Бараш и др., 1987]. Грубо-зернистые отложения сменяются алевритовыми и диатомовыми глинами. Почти на всех станциях подняты конкреции или обломки фосфоритов. Переотложенные фосфатные пластинки и зерна встречены в более молодых (плейстоценовых) глинистых осадках.

По микропалеонтологическим данным (диатомеи, радиолярии, споры и пыльца), толща отлагалась в конце позднего миоцена (6,1—5 млн. лет) на разных глубинах и разном удалении от берега в условиях апвеллинга [Бараш и др., 1987].

Базальные слои верхнего миоцена обнаружены в других районах Северного и Южного Ямато. В них также содержатся конкреции или обломки крепких плитчатых фосфоритов [Берсенев и др., 1984в].

В южной части Северного Ямато с глубины 1300—1200 м подняты желтовато-белые диатомиты и диатомовые глины, содержащие баритовые конкреции [Липкина, Цой, 1980]. Комплекс диатомей, выделенный из диатомитов, соответствует позднемиоценовой зоне *Denticulopsis hustedtii* и характеризуется преобладанием *Goniothecium tenuie*.

Реже отмечены *Coscinodiscus yabei*, *Coscinodiscus* sp. (*C. gracilis* Dolm.), *Actinocyclus ingens*, *Rhizosolenia praebarboi*, *R. barboi*, *Thalassiosira manifesta* et al.

Комплекс данной зоны установлен также в диатомовых глинах станций RC 12-381, 383, 390 [Koizumi, 1977b, 1978, 1979]. И. Коидзуми [Koizumi, 1978, 1979] отмечает, что этот диатомовый комплекс составлен элементами умеренной флоры, где доминируют тепловодные виды, известные из неогеновых разрезов Калифорнии. Предполагается, что Японское море в это время имело связь с океаном через южные проливы.

В пределах возвышенности более широко распространены туфогенно-глинистые отложения. Это слабоуплотненные туфогенные глины, характеризующиеся незначительным количеством обломочного материала (1—5%), примесью вулканического стекла (до 15%) псаммитовых размеров и полным отсутствием органических остатков. Однако поднятые вместе с ними туфодиатомиты содержат комплекс диатомей, соответствующий позднемиоценовой части зоны *Denticulopsis kamtschatica* (подзона а). Особенность комплекса — высокая численность boreального стеногалинного вида *Coscinodiscus marginatus*. Наиболее характерными силикофлагеллятами являются *Mesocena circulus*, *Distephanus bolivinensis*. Близкий по составу диатомовый комплекс обнаружен в песчанистых диатомовых глинах, вскрытых в этом же районе (ст. RC12-383), и в диатомовых глинах северного склона возвышенности Такуё (скв. 302 DSDP [Koizumi, 1975, 1978, 1979].

Предположительно к верхнему миоцену отнесены туфогенно-глинистые отложения, широко распространенные на возвышенности Ямато и в смежных районах. На Северном Ямато они сложены псаммитовыми и псаммито-алевритовыми туфогенными глинами с глауконитом (5—20%), крупными спикулами губок и единичными радиоляриями. Угловатые и полукатанные обломочные зерна (5—10%) представлены кварцем, пелитизированным полевым шпатом, неизмененным плагиоклазом, гранитоидами, сланцами, фельзитами, реже отмечены основные эфузивы. Основная пелитовая масса состоит из тонкочешуйчатого глинистого вещества и, вероятно, значительного количества криптокристаллического кремнезема. В ней неравномерно распределена примесь (2—30%) мелких осколков вулканического стекла. Аналогичные породы, но с меньшим количеством глауконита и спикул губок обнаружены восточнее возвышенности Ямато (полигон 29).

На Восточно-Корейской возвышенности верхний миоцен залегает преимущественно на докембрийских гранитоидах, а на отдельных участ-

ках — на палеогеновых базальтоидах. Базальный горизонт слагают вулканогенно-осадочные породы (туфы и туффиты от псефитовых до алевритовых разностей). Обломки представлены в основном стекловатыми базальтами, а также зернами кварца, калиевого полевого шпата, пироксена, плагиоклаза. Цемент глинистый, зеленый, буровато-зеленый, характерно наличие округлых зерен глауконита и редких остатков диатомей.

Лежащая выше толща сформирована органогенно-глинистыми породами, среди которых выделяются диатомовые и бездиатомовые разности. Первые состоят из смеси дегрита и целых панцирей диатомей и желтовато-бурового глинистого вещества. Обычна примесь (1—3%) алевритовых зерен кварца, полевых шпатов, а также округлых зерен глауконита (до 15%). Изредка наблюдаются выделения пирита. Вторые сложены зеленоватым глинистым веществом, включающим варынирующее количество опаловых спикул губок (до 15%) и редкие крупнопесчаные неокатанные обломки базальтов и стекол. Процентное содержание и состав алевритового материала примерно такие же, как в диатомовых глинах. В глинистой фракции обеих разностей преобладают смешаннослоистые диоктэдрические минералы типа монтмориллонит-иллит.

Совместно с вышеописанными породами на трех участках с глубин от 1650 до 2200 м подняты фосфориты, приуроченные к базальным слоям толщи. На участке Ченцова проведены дополнительные работы [Берсенев и др. 1984в; Леликов, Гусев, 1985]. Здесь, по данным НСП, мощность верхнего миоцена достигает 200—250 м.

Фосфориты представлены двумя разностями — темно-коричневыми плотными (твёрдость 5,0—5,5 по шкале Мооса) и менее крепкими (твёрдость 3,5—4,5) светло-коричневыми. Обе разности состоят из фосфата фтор-карбонат-апатитового состава и содержат примесь (1—5%) алевритовых зерен кварца, полевых шпатов, слюды, неопределенных обломков пород и частично замещенные фосфатом зерна глауконита.

Встречаются единичные остатки радиолярий, фораминифер, диатомей и спикул губок. Выделяются разности с хорошо сохранившейся органогенной структурой, содержащие около 10% панцирей диатомей, замещенных тем же фосфатным веществом. Это наименее фосфатизированные разности, они обычно более светлой окраски, с меньшим удельным весом, более низким содержанием P_2O_5 .

Диатомовые глины и фосфатизированные породы содержат комплекс диатомей, соответствующий позднемиоценовой зоне *Denticulopsis hustedtii*, представленный двумя ассоциациями.

Ассоциация, выделенная из диатомовых глин, характеризуется преобладанием *Goniothecium tenuie*. Реже отмечены другие виды миоценовой флоры: *Coscinodiscus yabei*, *Actinocyclus ingens*, *Stephanogonium hanzawae*, *Rhizosolenia praebarboi*, *R. barboi*, *Thalassiosira manifesta*.

Ассоциация в туфодиатомитах отличается высокой численностью видов широкого возрастного диапазона: *Coscinodiscus marginatus*, *Thalassionema nitzschiooides*, *Actinoptychus senarius*. Однако присутствие здесь зонального вида *Denticulopsis hustedtii* и обычных миоценовых видов (*Rouxia californica*, *Actinocyclus ingens*, *Synedra jouseana*), а также появление *Cosmiodiscus insignis*, *Thalassiosira nativa*, *Actinocyclus ochotensis* позволяют сопоставить ее с подзоной b. Из силикофлагеллят найден только *Mesocena circulus*.

Палиноспектр, выделенный из тех же образцов, аналогичен спектру верхнемиоценовой усть-суйфунской свиты Приморья. Осадки, содержащие фосфориты, по микропалеонтологическим данным, отлагались во внешней части шельфа в условиях активного гидродинамического режима.

В южной части моря верхнемиоценовые отложения сложены в основном глинистыми диатомитами.

В образцах с хребтов Оки и Садо комплекс диатомей соответствует зоне *Denticulopsis lauta* — D. *hustedtii* (подзона d), а комплексы

с возвышенности Садо — зонам *D. hustedtii* (подзона б) и *D. kamtschatica* (подзона а).

Радиолярии, обнаруженные С. В. Точилиной на возвышенности Кита-Оки (1800—1850 м), характерны для зоны *Stichocorys peregrina* позднемиоценового возраста [Леликов и др., 1979].

Верхнемиоценовые отложения как восточной, так и западной частей северного замыкания Японского моря характеризуются однообразным составом — диатомово-глинистыми породами. В зависимости от преобладания глинистой или органогенной составляющей выделяются диатомовые глины и глинистые диатомиты. Глины образуют прослои, характерные, по-видимому, для нижней части толщи. Для верхнемиоценовых отложений типично преобладание органогенной составляющей. Как правило, с подстилающими отложениями они связаны постепенными переходами и образуют единую довольно монотонную толщу.

Диатомовые комплексы, обнаруженные в диатомитах и диатомовых глинах возвышенностей Аллатова и Витязя, аналогичны верхнемиоценовым комплексам из отложений шельфа и склона Приморья. Диатомовая флора из миоценовых пород рассматриваемого района отличается разнообразием, обилием и прекрасной сохранностью, что свидетельствует о высокой продуктивности и благоприятных условиях захоронения. Наряду с диатомеями здесь отмечены силикофлагелляты, радиолярии, спикулы губок.

Плиоцен

В пределах шельфа и материкового склона Приморья плиоценовые отложения установлены на всех изученных полигонах и выделены в гамовскую свиту, трангрессивно залегающую на валентиновской. Наиболее полно разрез плиоцена изучен на полигоне 10 (рис. 19).

На внутреннем шельфе между плиоценом и миоценом установлено стратиграфическое несогласие, на внешнем шельфе — угловое или азимутальное, на склоне — согласное залегание. Мощность плиоценовых отложений на шельфе 150—200 м, на бровке шельфа и склоне — до 300 м. Маломощный базальный горизонт слагают конгломераты, гравелиты и песчаники с рассеянной галькой. Галька конгломератов представлена докайнозойскими породами, распространенными на побережье. Заполнителем служит песчанистый материал со значительным содержанием пирокластики. Кроме того, обнаружены конгломераты с преобладанием гальки миоценовых пород и песчано-известковистым цементом.

Литологический состав плиоценовых отложений заметно отличается от миоценовых. В них больше грубообломочных пород (песчаники, иногда с гравием и галькой), все породы имеют повышенное содержание пирокластического материала (вплоть до перехода в туффиты), возрастает количество прослоев и линз слаболитифицированных мергелей, известковистых стяжений; диатомово-глинистые породы обычно содержат значительные (до 25%) примеси терригенного и пирокластического материала. В нижней части свиты преобладают терригенные и туфогенно-терригенные породы, в верхней — различные типы диатомово-глинистых, возрастает роль карбонатных пород.

Диатомовые комплексы, выделенные из различных типов пород, соответствуют нижнеплиоценовой части зоны *Denticulopsis kamtschatica* (подзоны б — с, 5,0—3,1 млн. лет) и верхнеплиоценовым зонам *Denticulopsis kamtschatica* — *D. seminae v. fossilis* (3,1—2,4 млн. лет), *D. seminae v. fossilis* (2,4—1,7 млн. лет).

Комплекс, соответствующий первой зоне, характеризуется высокой численностью зонального вида *Denticulopsis kamtschatica*. Резко увеличиваются численность и видовое разнообразие представителей рода *Thalassiosira*, среди которых *T. zabeliae* часто достигает породообра-

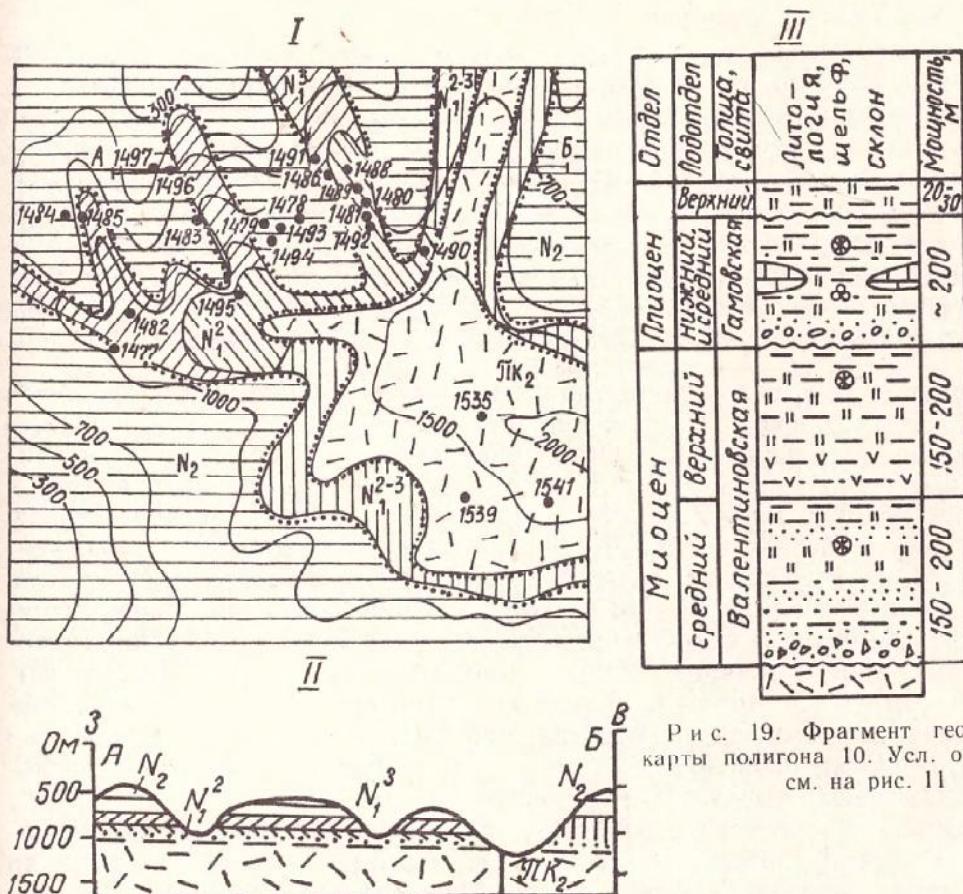


Рис. 19. Фрагмент геологической карты полигона 10. Усл. обозначения см. на рис. 11

зующего значения. В данном комплексе появляются *Melosira albicans*, *Bacterosira fragilis*, *Cussia tatsunokuchiensis*, *Thalassiosira oestrupii*.

Комплекс, сопоставимый с зоной *Denticulopsis kamtschatica*—*D. seminae v. fossilis*, весьма сходен с предыдущим. Для него типичны находки зональных видов *Denticulopsis kamtschatica*, *D. seminae v. fossilis*. Спорадически отмечены створки *Denticulopsis seminae*, *Actinocyclus oculatus*, увеличивается численность *Thalassiosira gravida f. fossilis*. Кроме того, зафиксировано исчезновение некоторых видов, характерных для предыдущего комплекса: *Thalassiosira antiqua*, *T. jaecksonii*, *Cussia tatsunokuchiensis*. Диатомовый комплекс с видом *Denticulopsis seminae v. fossilis* сопоставлен с одноименной зоной. Доминирует *Thalassiosira gravida f. fossilis*, обычны *Actinocyclus ochotensis*, *A. oculatus*, *A. divisus*. Несмотря на близость систематического состава предыдущему комплексу, некоторые характерные для него виды (*Thalassiosira ostrupii*, *T. zabelinae*, *Melosira albicans*, *Stephanopryxis horridus*) отсутствуют. В ассоциации радиолярий, выделенной из этих отложений, отмечены зональные плиоценовые виды, позволяющие сопоставить ее с зоной *Thecosphaera akitaensis* [Безверхний и др., 1980].

Плиоценовый возраст толщи подтверждается данными по макрофауне. Обнаруженный в известняках комплекс содержит *Anadara* (*Anadara*) cf. *trilineata* Conrad, *Glycymeris* sp. indet., *G. yesoensis* Grev., *Cyclocardia* sp., *Mulinia densata* Conrad, *Fortipecten* ? (cf. *F. takashii* Yok.), *Mizuhopecten* sp., *Macoma* sp., *M. cf. calcarea* Ch., *M. incongrua* (Martens), *Turritella* sp. По мнению В. О. Савицкого, при-

веденная фауна указывает на раннеплиоценовый возраст вмещающих отложений [Пущин и др., 1977]. Выделенные из диатомово-глинистых пород споро-пыльцевые комплексы сходны с плиоценовыми комплексами сийфунской свиты Приморья.

Плиоценовые отложения установлены также на всех подводных возвышеностях, за исключением возвышенностей северного замыкания Центральной котловины. Обычно они залегают на миоценовых с размывом, местами с небольшим угловатым несогласием, иногда, непосредственно на породах кристаллического фундамента. По данным НСП, совместно с миоценовыми отложениями они выполняют тектонические впадины, сглаживая рельеф фундамента, вплоть до образования платообразных поверхностей. Мощность их колеблется от первых сотен метров во впадинах до выклинивания на наиболее поднятых блоках фундамента. В подошве плиоцена отмечаются конгломераты, гравелиты и песчаники.

Плиоценовые отложения характеризуются смешанным туфогенно-глинистым составом. По сравнению с верхнемиоценовыми породами содержание пирокластики в них увеличивается. Они представлены гравийными туфодиатомитами и диатомово-глинистыми гравелитами, а также диатомово-глинистыми породами с примесью пирокластики. Породы светлые, желтоватые, по степени литификации соответствуют уплотненным алевритам, нередко слоистые, что подчеркивается скоплениями гравийных обломков пемзы (10—70%). Часто встречаются туфодиатомиты с рассеянным гравием (преимущественно пемза, реже андезитобазальты, иногда кварц, сланцы, диориты, измененные эфузивы). Туфодиатомиты состоят из панцирей диатомей (15—30%) и пелитоморфного глинисто-кремнистого вещества, содержащего небольшое количество алеврито-псаммитовой пирокластики, представленной стеклом, плагиоклазом, кварцем, эфузивами среднего состава.

Комплексы диатомей, соответствующие зонам *Denticulopsis kamtschatica* и *D. kamtschatica*—*D. seminae* var. *fossilis*, а также ассоциации радиолярий, сопоставляются с зоной *Thecosphaera japonica* [Леликов и др., 1979]. Седиментация протекала в мелководных и относительно холодных водах при вторжении теплых течений [Koizumi, 1977b]. На возвышенности Ямато подобные комплексы обнаружены на станциях RC12-381, RC12-390, 302 DSDP. Они составлены арктической и субарктической флорой. Предполагается, что это обусловлено апвеллингом холодных донных вод в районе возвышенности. Спорадические находки тепловодных видов указывают на вторжение теплых течений в то время [Koizumi, 1977b, 1979].

На Восточно-Корейской возвышенности и материковом склоне Восточно-Корейского залива они сложены зеленовато-серыми уплотненными илами с примесью (до 5%) мелкоалевритовых зерен кварца, полевых шпатов и слюды. Наиболее хорошо опробован плиоцен на материковом склоне в районе Вонсановского каньона (полигон 16E). Здесь плиоцен представлен карбонатными мелкозернистыми песчаниками и диатомовыми туфоалевролитами.

В туфоалевролитах комплекс диатомей соответствует плиоценовым зонам *Denticulopsis kamtschatica* (подзоны б—с) и *D. kamtschatica*—*D. seminae* var. *fossilis*. Для комплекса первой зоны характерна высокая численность зонального вида *Denticulopsis kamtschatica*, появление *Melosira albicans* и силикофлагелляты *Mesocena elliptica*. Род *Thalassiosira* представлен такими же видами, что и в предыдущей ассоциации. Характерно, что численность *Thalassiosira zabelinae* не возрастает, как это наблюдается в аналогичной ассоциации материкового склона Приморья. Диатомовый комплекс второй зоны близок предыдущему. Для него характерно появление зонального вида *Denticulopsis seminae* var. *fossilis*.

Палиноспектры близки изученным в плиоценовой суйфунской свите Приморья.

Эоплейстоцен

Эоплейстоценовые (?) отложения обнаружены в верхней части материкового подножия, в верхней части долины Гамова и на склонах небольших подводных долин на материковом склоне. В первом случае, по данным НСП, они залегают согласно на толще неогена, во втором — выполняют дно древней долины, прорезающей неогеновые отложения до подошвы, в третьем — условия их залегания не установлены. Они сформированы слаболитифицированными и плохо отсортированными песчано-алевритовыми диатомовыми глинами. Вероятно, они образовались преимущественно в результате размыва и переотложения пород валентиновской и гамовской свит. Их мощность не превышает первых десятков метров [Геологическое строение ..., 1983б].

В образцах, отобранных из этих отложений, Л. М. Долматова обнаружила *Thalassiosira antiqua* (Grun.) A. Cl., *T. excentrica* (Ehr.) Cl., *T. nordenskioldii* Cl., *T. gravida* f. *fossilis* Jouse. *T. gravida* Cl., *T. hyalina* (Grun.) Grun., *Rhizosolenia curvirostris* Jouse, *Melosira albicans* Sheshuk., *Bacterosira fragilis* Gran., *Actinocyclus oculatus* Jouse. Для этого комплекса характерно большое количество (до 30%) бентических форм (роды *Cocconeis*, *Navicula*, *Diploneis*, *Trachineis*). По мнению Л. М. Долматовой, данный комплекс сходен с комплексом ольховской свиты Камчатки и сопоставим с эоплейстоценовой зоной *Actinocyclus oculatus* [Геологическое строение ..., 1983б].

Отложения эоплейстоцена установлены также в котловинах Хонсю (скв. 299) и Центральной (скв. 301, 302) [Koizumi, 1979]. Донные осадки Японского моря детально описаны ранее [Структура осадков ..., 1983].

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ (НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ)

К ним отнесены отложения мощного осадочного чехла, выполняющего глубоководные котловины и впадины, занимающие около половины площади Японского моря. В рельефе морского дна он образует почти идеальные равнины, очень полого (доли градуса) погружающиеся к внутренним частям котловин и осевым зонам впадин. Общая характеристика осадочного чехла получена по геофизическим данным [Корылин, 1979; GH77-2; 1978 GH78-2; 1979]. Его мощность в западной части Татарского пролива достигает 4 км, а в отдельных впадинах акустического фундамента — 7 км и более, в Центральной котловине — 2—2,5 км, в Цусимской — более 2,5 км. В восточных и юго-восточных районах моря преобладают мощности менее 1 км. Так, в котловине Хонсю мощность осадочного чехла 0,5—1,5 км, а на отдельных участках — немногим более 1,5 км. Лишь в грабенах, обычно заполненных осадками, она превышает 2—3 км.

Осадочный чехол соответствует акустически проницаемому «слою» и расчленяется на две толщи: верхнюю — акустически стратифицированную — и нижнюю — акустически однородную, «прозрачную».

Нижняя толща практически не содержит отражающих границ. Она повсеместно погребена под верхней. Скорость сейсмических волн в этой толще 2,3—3,4 км/с, средняя скорость 2,4 км/с. Б. Я. Карп [Основные черты ..., 1978] за среднюю скорость осадочного чехла принимает 2,15 км/с. Мощность нижней толщи достигает максимальных значений — 1,8—2,2 км в Центральной и Цусимской котловинах.

Верхняя толща содержит до 10 отражающих границ и более. Местами она обнажается на материковом склоне и склонах подводных

возвышенностей. Скорость продольных сейсмических волн в верхней части толщи 1,6—1,8, в нижней — 2,0—2,1 км/с. Мощность верхней толщи в Центральной котловине 400—500 м, а вблизи вулканических гор и хребтов до 800 м и более. Близкие мощности она имеет и в других котловинах и впадинах.

Верхняя толща, судя по сейсмоотражающим границам, в пределах материкового и островного склонов, а также склонов подводных возвышенностей либо трансгрессивно прислонена к породам акустического фундамента, либо граничат с ними по сбросам. Сейсмоакустическая граница между указанными толщами существенного стратиграфического значения не имеет. На это указывает постепенное сокращение числа отражающих площадок по мере удаления от склонов материка и подводных возвышенностей и вниз по разрезу.

Литологический состав, органические остатки и возраст верхней части осадочного чехла в пределах материкового склона Приморья и подводных возвышенностей описаны выше. В районах глубоководных котловин она вскрыта скв. 299—302 [Ingle et al., 1975]. Пробуренная в северной части котловины Хонсю скв. 209 (глубина до дна 2599 м, глубина скважины 532 м) прошла плейстоценовые и плиоценовые отложения. В южной части Центральной котловины пробурены скв. 300—302: скв. 300 (глубина до дна 3427 м, глубина скважины 117 м) прошла по турбидитовым верхнеплейстоцен-голоценовым отложениям, скв. 301 (глубина до дна 3520 м, глубина скважины 497 м) вскрыла 240,5 м плейстоценовых турбидитов и 256 м плиоценовых глинистых диатомитов, скв. 302 (глубина до дна 2399 м, глубина скважины 531,5 м), пробуренная у подножия возвышенности Такуё, прошла через глинистые диатомовые илы и цеолитовые глины плейстоцен-позднемиоценового возраста и достигла толщи серовато-зеленых алевритистых песчаников и туфов. В последней толще органических остатков не обнаружено, но предположительно она сопоставлена с толщей «зеленых туфов» Северного Хонсю, соответствующих олигоцену—раннему миоцену (формации Нисиога и Мондзен).

Таким образом, скв. 301 перебурила лишь 1/5 осадочной толщи Центральной котловины. На ее северном обрамлении залегают морские среднемиоценовые и континентальные олигоцен-нижнемиоценовые отложения, описанные выше. Логично предположить, что в котловине, где акустический фундамент опущен на 3—4 км ниже, эти отложения замещаются морскими (рис. 2). Нижней возрастной границей осадочного чехла Центральной котловины, вероятно, является палеоцен, поскольку его отложения, залегающие на Южном Ямато, относятся к акустическому фундаменту. На основании этого в указанных морфоструктурах возраст осадочной толщи условно принимается эоцен-четвертичным. В западной части Татарского пролива возможен еще более древний — позднемеловой — возраст нижней части разреза осадочного чехла.

Цусимская котловина по происхождению и развитию аналогична Центральной. На ее бортах в пределах прибрежных окраин Корейского полуострова и о-ва Хонсю залегают лагунные и аллювиальные отложения олигоцен-раннемиоценового возраста [Chough, 1983], а акустический фундамент погружен на глубину 5 км и более. Поэтому возраст осадочной толщи этой котловины можно предположить эоцен-четвертичным.

В котловине Хонсю в скв. 299 обнаружены только четвертичные и плиоценовые отложения, составляющие менее 1/3 мощности осадочного чехла. Поскольку на подводных возвышенностях, окружающих котловину Хонсю, залегают морские среднемиоценовые отложения, можно предположить, что возраст выполняющей ее толщи неоген-четвертичный. При этом весьма вероятно присутствие здесь континентальных олигоцен-раннемиоценовых осадков.

Палеоген—миоцен (плиоцен). Трахибазальтовый субщелочной (окраинно-морской) комплекс

Породы этого комплекса слагают подводные вулканы в глубоководных котловинах и впадинах и наложенные постройки в краевых частях подводных возвышенностей. По содержанию кремнезема они образуют ряд пород от базальтов до трахирапитов при резком преобладании основных разностей (см. гл. 3). По данным сейсмопрофилирования, описанные кайнозойские отложения ниже морского дна прислонены к склонам вулканических построек, а на склонах вулканических гор, по микропалеонтологическим определениям, залегают верхнемиоценовые осадки. Таким образом, формирование данного вулканогенного комплекса началось несколько раньше, чем накопление осадочной толщи. Вулканизм закончился в основном в конце среднего миоцена.

Радиоизотопный возраст базальтоидов Центральной котловины в большинстве случаев (18 анализов) 11—22 млн. лет, трахитов и трахиандезитов менее 4 млн. лет (2 анализа), базальтоидов котловины Хонсю 11,4—18,2 млн. лет (8 анализов) и 9,3—10 млн. лет (2 анализа). Вероятно, формирование рассматриваемого вулканического комплекса в Центральной котловине началось в палеоцене, а в котловине Хонсю — в раннем миоцене. В позднем миоцене, возможно в плиоцене, действовали лишь единичные вулканы, извергавшие наиболее поздние дифференциаты магмы. С этими выводами хорошо согласуется сокращение содержания пирокластики в верхнемиоценовых отложениях Японского моря по сравнению со среднемиоценовыми.

Плиоцен—голоцен. Щелочно-базальтоидный комплекс (континентальных рифтов)

Вулканические отложения этого комплекса известны в Цусимской котловине и ее обрамлении. Ими сложены о-в Уллындо, подводный вулкан Глебова, скала Чукто, банка Оки, о-в Дого (из архипелага Оки) и др.

Радиоизотопный возраст базальтоидов вулкана Глебова и банки Оки 2,2—3,5 млн. лет. Извержения вулкана Уллындо и некоторых вулканов на материке (Пэктусан) и Японских островах с аналогичным типом магматизма происходили в XVI—XVIII вв. [Геология Кореи, 1964; Геологическое развитие ..., 1968]. На этом основании их возраст определяется плиоценом—голоценом.

Магматические породы широко развиты на дне Японского моря. Они подразделяются на интрузивные — гранитоидные — и эфузивные образования. Вулканогенные породы часто формируют покровы, залегающие на определенном стратиграфическом уровне в составе осадочных толщ, иногда замещают терригенные породы по латерали или участвуют совместно с ними в складчатости и метаморфизме. Характеристика этих образований приведена в гл. 2. В настоящей главе описаны только кайнозойские вулканиты, главным образом слагающие вулканические постройки и хребты. Основное внимание при этом уделено их петро-геохимическим особенностям, вопросам происхождения и эволюции вулканогенных комплексов.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Гранитоиды играют важную роль в строении складчатого фундамента шельфа, материкового склона и подводных возвышенностей, характеризующихся «субконтинентальной» корой, слагают крупные тела, протягивающиеся на десятки и сотни километров. По возрасту, составу, геологическому положению и происхождению они подразделяются на пять интрузивных комплексов: 1 — позднепротерозойский, 2 — среднепалеозойский, 3 — позднепалеозойский, 4 — раннемеловой, 5 — позднемеловой.

Позднепротерозойский комплекс

К этому комплексу отнесены метаморфические и интрузивные образования, установленные на западной оконечности Южного хребта возвышенности Ямато (полигон 28).

Метаморфические породы занимают незначительный объем среди интрузивных образований и тесно связаны с разgneйсованными разностями последних. Поэтому, несмотря на неясность их исходного состава, они описываются совместно с типично магматическими породами данного комплекса.

Породы комплекса подняты на семи станциях с крутого склона этого хребта в интервале глубин 1550—1150 м на участке, протягивающемся с севера на юг на 4—5 км. Они представлены крупными глыбами (до $40 \times 25 \times 20$ см), угловатыми обломками различного размера, оторванными от подводных коренных выходов. Среди них выделяются амфиболиты, плагиогнейсы, диориты, гранодиориты и граниты различного состава.

Амфиболиты — темно-зеленые мелкозернистые породы гранобластовой структуры, грубопараллельной или массивной текстуры, сложенные (60—40%) таблитчатыми кристаллами роговой обманки (0,3—0,6 мм), плагиоклазом — андезином (32—35% Ан), акцессорным сференом (1—2%) и вторичным биотитом и эпидотом (до 5%). Отдельные обломки амфиболитов представлены полосчатыми разностями, в которых наблюдается чередование лейкократовых полос, сформированных в основном плагиоклазом роговообманковых меланократовых участков.

Биотит-амфиболовые плагиогнейсы — мелко- или среднезернистые породы гранобластовой структуры, гнейсовой текстуры, состоят из идиоморфных кристаллов плагиоклаза — андезина (до 50%, 34—38% Ан), округлых зерен кварца (до 10%) и темноцветных: роговой обманки в

виде ромбических кристаллов и удлиненных чешуек биотита. В акцессориях — сфен (до 1%), циркон, апатит. Наряду с плагиогнейсами отмечаются гнейсы с единичными зернами калиевого полевого шпата, в контакте с которыми в плагиоклазе появляются мирамелитовые вrostки кварца.

Биотит-амфиболовые кварцевые диориты встречаются в единичных обломках. Это среднезернистые полнокристаллические породы гипидиоморфозернистой структуры, массивной текстуры, состоящие из плагиоклаза—андезина (60—55%, 32—34% Аи), кварца (до 15%), роговой обманки (до 20%), биотита (до 10%).

Распространение биотит-роговообманковых гранодиоритов также ограничено. Они характеризуются гипидиоморфозернистой структурой и состоят из идиоморфных кристаллов плагиоклаза—олигоклаза (55—60%, 23% Аи), зерен кварца (15—20%), роговой обманки (до 30%), мелкочешуйчатого биотита (до 5%) и единичных зерен микроклина.

Биотитовые граниты — в основном среднезернистые породы с гранитной структурой, сложенные плагиоклазом-олигоклазом (25—28% Аи), в контакте с микроклином в нем появляются тонкие каемки более кислого плагиоклаза и мирамелитовые вростки кварца (30—35%). Микроклин (30—35%) представляет собой округлые зерна, часто с микроклиновой решеткой. Кварц (до 30%) и биотит-хлоритизированные чешуйки зеленого цвета, образующие скопления, к которым приурочены акцессорные (апатит, циркон, рудный минерал). Изредка наблюдаются мусковитизированные разности гранитов, в которых по биотиту и плагиоклазу развиваются мусковит (до 10%) и вторичный эпидот.

Гнейсо-граниты и разгнейсованные граниты — породы гранитной структуры и гнейсовой текстуры, что обусловлено грубопараллельной ориентировкой биотита (20—25%). В гнейсо-гранитах отмечаются микроклин (до 40%), плагиоклаз-олигоклаз (до 20%, 25% Аи), в разгнейсовых гранитах преобладает плагиоклаз (до 45%) — олигоклаз (25—28% Аи). Количество микроклина не превышает 10%, кварца — 25—30%.

Лейкократовые граниты подразделяются на среднезернистые и мелкозернистые разности, близкие по составу и структуре, сложенные микроклином (35—55%), плагиоклазом (30—40%, 22—25% Аи), кварцем (25—30%) и небольшим количеством (2—5%) биотита и мусковита.

Метаморфические породы (амфиболиты и гнейсы) Ямато и тесно связанные с ними гранитоиды габбро-гранитной формации, прорывающие эти образования и претерпевшие динамотермальный метаморфизм с образованием разгнейсовых разностей и гнейсо-гранитов, имеют большое сходство с комплексом «габброидов» Южного Приморья [Леликов, Бржосек, 1973; Леликов, Мельников, 1976]. В его составе отмечаются гнейсы, амфиболиты, разгнейсовые диориты, граниты и мигматиты, а также массивы гранодиоритов, плагиогранитов и мусковитизированных микроклиновых гранитов.

По химическому составу (табл. 10) породы этих комплексов также близки между собой, они характеризуются преобладанием натрия над калием. На диаграмме (рис. 20) интрузивные разности пород Ямато расположаются вдоль линии средних значений диоритов и гранитов Южно-Приморской зоны, отличаясь от последних незначительно повышенным содержанием кальция. Геохимические данные [Леликов и др., 1984] также подтверждают правомерность сопоставления тех и других пород.

Интрузивные породы комплекса — типичные среднеглубинные образования габбро-гранитной формации, аналогичные габбро-гранитной формации Южного Приморья, возраст которой по данным RB-Sr метода, 618 млн. лет. Сопоставление этих пород позволяет отнести гранитоиды Ямато к позднепротерозойскому комплексу.

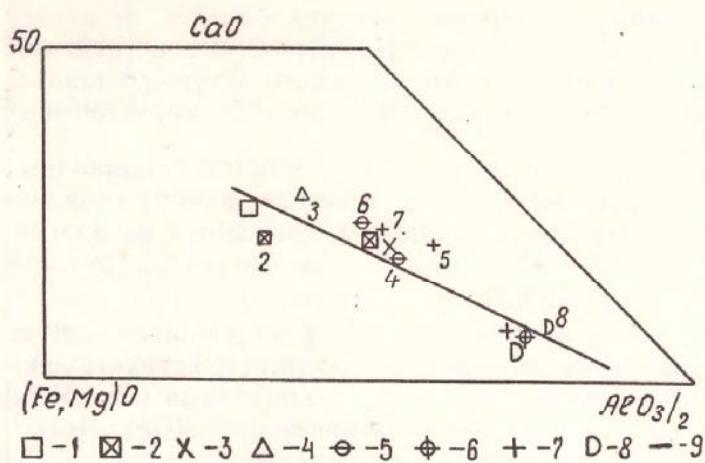


Рис. 20. Диаграмма соотношения кальция—алюминия—магния и железа для гранитоидов. 1 — диориты; 2 — кварцевые диориты; 3 — гранодиориты; 4 — гнейсы; 5—8 — граниты: 5 — разногранитные, 6 — плагиограниты, 7 — микроклиновые, 8 — мусковитовые; 9 — линии средних значений пород Южно-Приморской зоны. Более крупные значения — средние составы пород Южно-Приморской зоны. Номера проб отвечают номерам анализов табл. 10

Среднепалеозойский комплекс

Он сформирован гранитами в западной части Японского моря на восточном склоне Восточно-Корейской возвышенности (полигоны 15, 16, 17). В пределах склона на протяжении примерно 200 км обнаружены многочисленные выходы гранитов, поднятых с различных его уступов в интервале глубин от 1700 до 950 м. Сходство гранитов с разобщенных участков возвышенности позволяет предполагать, что здесь расположен крупный массив, вытянутый в пределах изученной его части примерно на 200 км с севера на юг и шириной до 40 км.

Основные работы выполнены в северной части возвышенности (полигон 15), где в пределах участка крутого уступа протяженностью около 40 км на 15 станциях, отстоящих друг от друга на 0,8—6 км, были подняты граниты. Большое количество станций драгирования и значительный объем каменного материала позволили выделить несколько фациальных разновидностей гранитов в этом массиве.

Это неравномернозернистые крупно- и среднекристаллические граниты, часто порфировидные, розовато-серого цвета, среди которых выделяются биотитовые и лейкократовые разности. Они образованы крупными (0,5—1,5 см) таблитчатыми кристаллами белого или светло-розового полевого шпата, которые распределены очень неравномерно; иногда образуют участки, на 70—80% состоящие из его кристаллов, переходящие в участки с редкими выделениями калишпата, не превышающими 10—15% объема породы. В биотитовых разностях часто наблюдается грубопараллельная текстура, обусловленная ориентированными скоплениями биотита (до 20%). Увеличение содержания биотита и появление плагиогранитов чаще всего приурочены к участкам развития ксенолитов биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов архей-раннепротерозойского комплекса.

Крупнозернистые биотитовые граниты развиты в северной части массива, где они подняты совместно с лейкократовыми и среднезернистыми гранитами. Это породы гранитной структуры, массивной, реже гнейсовой текстуры, состоят из крупных (3—7 мм) зерен микроклина (20—45%), плагиоклаза (25—60%) — олигоклаза (25—28% Ан) в виде идиоморфных таблитчатых кристаллов (25—60%), кварца (15—25%), биотита (5—10%).

Среднезернистые граниты сложены плагиоклазом (30—35%, 25—28% Ан), кварцем (30—35%), микроклином (15—25%) и биотитом.

В плагиогранитах содержание плагиоклаза увеличивается до 60—65%. Он представлен олигоклазом (27—29% Ан), слагающим крупные (до 7 мм) порфировые выделения и более мелкие (2—3 мм) зерна в основной массе.

Порфировидные разности гранитов отличаются от вышеописанных несколько большим (30—50%) содержанием микроклина, который представлен крупными (до 6 мм) округлыми зернами с неровными краями, для которых характерно обилие включений мелких зерен олигоклаза с тонкой каймой альбита.

В единичных случаях встречаются биотит-рогообманковые граниты гранитной структуры, сложенные плагиоклазом-олигоклазом (25—27% Ан) в виде мелких (до 0,8 мм) таблитчатых зерен, микроклином (30—50%) с тонкими ленточными пертитами распада, роговой обманкой (до 20%) и биотитом (до 10%).

Лейкократовые граниты представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми разностями.

Крупнозернистые порфировидные граниты встречаются в северной и средней частях массива совместно с крупнозернистыми биотитовыми, образуя фацию последних. Они сложены микроклином (35—45%), плагиоклазом (25—30%), кварцем (25—40%) с небольшим количеством (до 2%) биотита, мусковита и единичных зерен ортита.

В участках скопления порфировых выделений микроклин составляет 70—85% объема породы и представлен крупными (до 10 мм) округлыми зернами с ленточными пертитами распада, с многочисленными мелкими реликтами зерен плагиоклаза. Иногда в краевых частях зерен наблюдается прорастание микроклина клиновидными зернами кварца, образующими участки пегматитовой структуры. Плагиоклаз — олигоклаз (23—25% Ан) наблюдается в виде таблитчатых серицитизированных кристаллов, окаймляющих совместно с зернами кварца выделения микроклина.

Среднезернистые лейкократовые граниты образуют в северо-восточной части массива отдельные протяженные (до 4 км) участки уступа. Они представляют собой породы гранитной структуры, состоящие из микроклина (30—40%), плагиоклаза (35—50%, 25—27% Ан), кварца (20—30%), единичных чешуек биотита.

Среди описываемого массива отмечаются мусковитсодержащие граниты. Мусковит в них является вторичным минералом, образовавшимся в процессе автометасоматического изменения биотитовых или лейкократовых гранитов. По составу и структуре они аналогичны вышеописанным среднезернистым гранитам, но отличаются от них присутствием мусковита (2—5%), который развивается по плагиоклазу и биотиту, замещая их.

В грейзенизованных разностях содержание мусковита достигает 30%, он развивается по олигоклазу (28% Ан), замещая (до 60%) его зерна, кроме того, совместно с мелкоагрегатным кварцем он выполняет трещины в породе.

Мелкозернистые граниты представляют собой фацию среднезернистых гранитов, связанную с ними постепенными взаимопереходами с нечеткими границами. По составу и структуре они подобны среднезернистым, но отличаются от них меньшим размером зерен (0,2—0,5 мм). Кроме того, мелкозернистые граниты слагают жильные тела совместно с пегматитами, в этом случае от среднезернистых они отличаются более кислым плагиоклазом (12—15% Ан).

Среди жильных мелкозернистых разностей отмечаются гранат-мусковитовые граниты, состоящие из плагиоклаза (до 35%) — альбита (8—12% Ан), микроклина (до 20%) и кварца (до 40%). Гранат представлен мелкими (до 0,2 мм) зернами, образующими скопления совместно с мусковитом и эпидотом.

Пегматиты встречаются в виде маломощных (до 5 см) прожилков и представляют собой крупнокристаллические породы пегматитовой структуры. Они состоят из крупных (до 4 мм) зерен решетчатого микроклина, проросшего клиновидными вростками кварца, занимающими от 10 до 50% площади зерен, и плагиоклаза — до 15%.

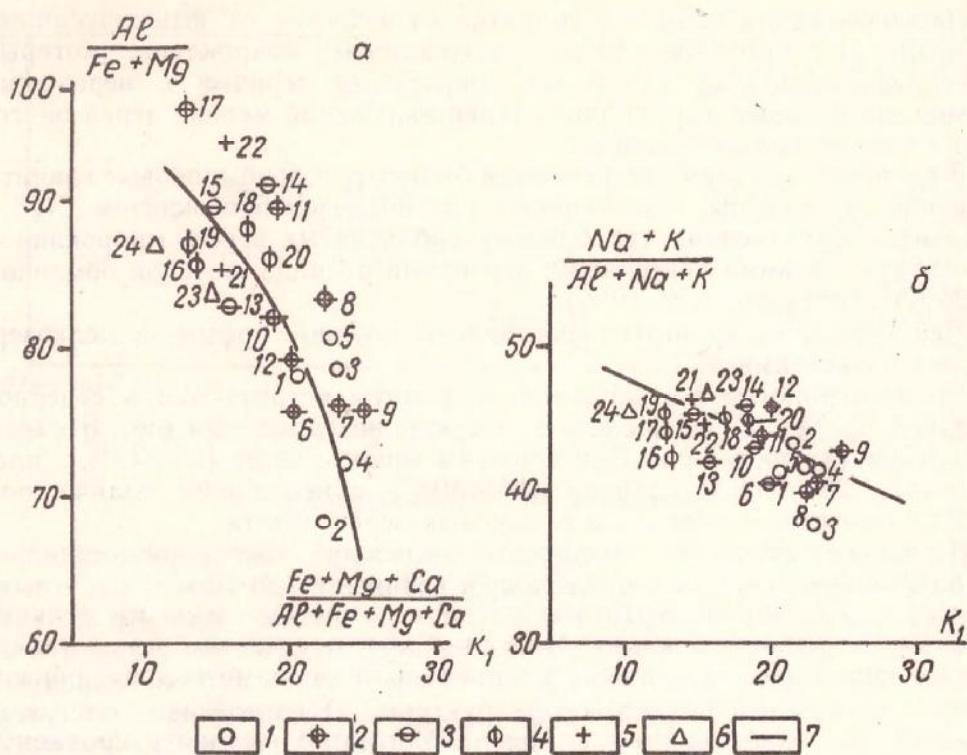


Рис. 21. Петрохимические диаграммы гранитов. Соотношения основности с железистостью (а) и общей щелочностью (б). 1—5 — граниты: 1 — крупнозернистые биотитовые, 2 — среднезернистые биотитовые, 3 — крупнозернистые лейкократовые, 4 — лейкократовые среднезернистые, 5 — мелкозернистые лейкократовые; 6 — пегматиты, 7 — вариационная линия. Номера точек соответствуют номерам анализов табл. 11

Граниты различных участков массива затронуты катализом, который наиболее сильно проявился в зонах разломов, где наблюдаются бластокатализы и милониты, внешне напоминающие гнейсо-граниты и мигматиты.

Бластокатализы — тонкополосчатые породы бластокатализической структуры, сложенные обломками зерен микроклина (30—60%), олигоклаза (30—55%, 27% Ан) и кварца, сцепментированных мелкоагрегатным материалом перетертых зерен кварца, биотита, рудного минерала, и новообразованным кварцем роговиковой структуры.

Милониты — полосчатые породы бластомилонитовой структуры, сланцеватой или свилеватой текстуры. В них наблюдается чередование полос (ширина до 5 мм), образованных тонкочешуйчатым мусковитом и биотитом с небольшим количеством (до 30%) кварца и плагиоклаза (27—30% Ан) с более лейкократовыми полосами, сложенными обломками зерен кварца, плагиоклаза, погруженными в массу новообразованного кварца и мусковита.

Породы изученного массива представлены только кислыми гранитными разностями (табл. 11). Значение их основности, т. е. отношение суммарного количества магния, кальция и железа к алюминию [Коренбаум, 1975], колеблется в узких пределах (10—25%). Железистость варьирует в интервале 72—96%, причем отмечается отчетливая тенденция ее увеличения при снижении основности, т. е. возрастание от биотитовых разностей к лейкократовым (рис. 21, а). Общая щелочность гранитов колеблется от 37 до 47%, при этом наблюдается слабо выраженная тенденция ее повышения при снижении основности пород (рис. 21, б). Подобная закономерность, но более слабо выраженная, наблюдается в изменении калиевости этих пород. По основным петрохимическим характеристикам, как и по петрографическому составу и геоло-

гическому положению, граниты Восточно-Корейской возвышенности аналогичны среднепалеозойским гранитам Шмаковского массива Приморья [Леликов, Мельников, 1976], что позволяет предполагать их среднепалеозойский возраст.

Для гранитов вышеописанного массива характерно широкое развитие крупнопорфировых разностей, порфировые выделения которых представлены решетчатым микроклином с высокой степенью упорядоченности (0,9—1,0), с большим количеством мирамекитизированных включений плагиоклаза. Состав биотитов в них (высокое содержание алюминия в шестерной координации 0,48—0,64), свойственный абиссальным гранитоидам [Ферштатер, Бородина, 1975], и отсутствие магнетита в этих гранитах свидетельствуют о том, что породы представляют собой глубинные образования, кристаллизовавшиеся из магмы с высоким содержанием водной фазы при сравнительно низкой температуре (570—620° С) и высоком давлении.

Эти граниты — типичные палингенные образования, сформировавшиеся в орогенную стадию геосинклинального этапа развития земной коры. Содержание рубидия и стронция в них также подтверждает их принадлежность к группе палингенных водных гранитов [Леликов и др., 1984]. Геохимические данные свидетельствуют о том, что в момент их формирования мощность и строение земной коры Восточно-Корейской возвышенности были сравнимы с аналогичными областями развития гранитоидов того же типа, в частности с палингенными гранитами Восточно-Уральского поднятия, сформировавшимися на коре мощностью около 30 км, в которой «гранито-гнейсовый» слой составлял 10—15 км [Рапорт и др., 1981].

Позднепалеозойский комплекс

Многочисленные выходы интрузивных пород этого комплекса установлены на возвышенности Ямато, где они подняты более чем на 30 станциях драгирования в интервале глубин от 2200 до 600 м. Наиболее широко они распространены в пределах Северного хребта Ямато, где слагают крупный массив, вытянутый в северо-восточном направлении примерно на 220 км при ширине до 50 км от юго-западной части Южного хребта до восточной оконечности Северного хребта (полигоны 14, 14А, 14Б, 14В, 28). Кроме того, аналогичные гранитоиды слагают и более мелкие массивы в северной части хр. Оки и возвышенности Пржевальского, расположенных к югу от возвышенности Ямато (полигоны 24, 25).

В составе массива выделяются диориты, гранодиориты, граниты, плагиограниты и гранит-порфиры, взаимоотношения между которыми в большинстве случаев остаются неясными. По-видимому, это фазовые и фациальные разновидности единого гранитного массива, и мы не исключаем, что в его строении, возможно, участвуют и более молодые породы.

Кварцодержащие роговообманковые диориты ограниченно распространены и обнаружены в западной и восточной оконечностях массива. Это среднезернистые породы гипидиоморфнозернистой структуры, сложенные плагиоклазом —андезином (до 60%, 34—36% Ан), роговой обманкой (до 30%), иногда совместно с биотитом, кварцем (до 10%), апатитом и рудным минералом (1—3%).

Биотит-роговообманковые гранодиориты —неравномернозернистые (средне-мелкозернистые) породы гранитной структуры. Они состоят из плагиоклаза —андезина (40—45%, 32—35% Ан) в виде идиоморфных кристаллов (1—2 мм) кварца (до 20%) и темноцветных: роговой обманки (до 25%) и биотита, к скоплениям которых приурочены апатит и рудный минерал.

По ним также развиваются вторичные минералы — хлорит и эпидот.

Биотит-рогообманковые граниты встречаются в южной и средней частях массива и представлены среднезернистыми разностями, сложенными плагиоклазом олигоклазом (40—50%, 26—30% Ан), калиевым полевым шпатом (15—20%), кварцем (20—25%), роговой обманкой и биотитом (10—15%).

Биотитовые граниты слагают большую часть массива. Они подняты на большинстве станций драгирования часто совместно с лейкократовыми, также широко распространенной разностью гранитов массива. Обычно это среднезернистые породы, на единичных станциях преобладают мелкозернистые, а также неравномернозернистые — мелко-среднезернистые граниты. Они состоят из плагиоклаза — олигоклаза (45—55%, 23—27% Ан), калиевого полевого шпата (10—30%) с ленточными перититами распада, иногда с микроклиновой решеткой, в контакте с которыми в зернах плагиоклаза появляется кайма альбита, кварца (25—30%) и биотита (5—10%), часто образующего скопления мелких чешуек, к которым приурочены акцессорные — ортит, циркон, рудный минерал и апатит.

Среднезернистые лейкократовые граниты сложены олигоклазом (15—22% Ан), кварцем и калиевым полевым шпатом. В равномернозернистых разностях размер зерен калишпата обычно 2—3 мм, их содержание достигает 50—60%. В породе часто отмечаются единичные чешуйки биотита и мусковита. Мелкозернистые лейкократовые граниты подобны среднезернистым по составу и структуре, но отличаются от них более мелкими зернами (0,5—1,0 мм).

Изредка в составе массива встречаются неравномернозернистые лейкократовые разности гранитной гломеропорфировой структуры, обусловленной наличием участков, состоящих из более крупных (до 1 мм) зерен микроклина и плагиоклаза среди мелкозернистой массы (0,1—0,4 мм), сложенной олигоклазом (27—28% Ан), решетчатым микроклином (до 35%) и кварцем (до 35%). В ограниченном количестве встречаются также гранит-порфиры, пегматоидные граниты и плагиограниты.

Гранит-порфиры — лейкократовые породы с кристаллически зернистой или гранофировой структурой основной массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом (18—20% Ан), калишпатом и кварцем. Структура пегматоидных гранитов графическая, а состав их аналогичен лейкократовым разностям.

Плагиограниты установлены в центральной части массива. Среди них выделяются мусковитовые разности, в которых мусковит развивается по плагиоклазу (28—30% Ан), замещая последний. В мусковит-турмалиновых разностях кроме кислого олигоклаза, кварца (до 60%) и мусковита (до 5%) присутствуют единичные кристаллы турмалина (до 1%). Их появление так же, как и мусковита и повышенное содержание кварца, обусловлено процессами наложенной грейзенизации.

Мелкозернистые биотитовые плагиограниты отмечаются в контакте с песчаниками позднепалеозойской толщи (полигон 14Б), метаморфизованными до хиастолитовых роговиков. Они состоят из плагиоклаза (до 35%), кварца (до 35%), биотита и мусковита.

В тектонических зонах граниты подвергаются катаклизу и милонитизации. Катаклиз проявляется в дроблении зерен основных породообразующих минералов и появлении вторичного кварца, биотита и эпидота. Очково-сланцевая текстура милонитизированных гранитов бластомилонитовой структуры обусловлена наличием округлых обломков плагиоклаза и калишпата, сцепленных мелкозернистым агрегатом бластоидного кварца и серицита.

Анализ данных химического состава интрузивных пород Ямато (табл. 12) дает представление о их петрохимических особенностях. Прежде всего они характеризуются повышенной основностью по сравне-

нию с гранитоидами Дальневосточного региона [Коренбаум, 1975]. Величина основности лейкократовых гранитов колеблется в пределах 15—20%, биотитовых — 25—30, а гранодиоритов — 37—38%. Повышенная основность связана прежде всего с высокой железистостью пород, величина которой варьирует от 65 до 90% и увеличивается от более основных к кислым лейкократовым разностям (рис. 22, а). Аналогичную четкую направленность обнаруживает и калиевость пород (рис. 22, б), которая резко возрастает в наиболее кислых разностях при общем довольно низком значении калиевости для всех типов пород комплекса, относящихся к гранитам натрового и калий-натрового ряда. Накопление калия в лейкократовых породах происходит при слабо изменяющейся их основности и почти стабильном содержании натрия. Значение общей щелочности плавно возрастает с понижением основности пород и более резко (рис. 22, в: левая часть диаграммы) — при накоплении калия в лейкократовых разностях. Калиевость является более изменчивым фактором, чем общая щелочность. В целом интрузивным породам Ямато свойственна пониженная кальциевость.

Гранитоиды вышеописанного массива представляют собой среднеглубинные образования гранодиорит-гранитной формации. Их геохимическими аналогами являются гранитоиды западной окраины Американского континента и большая часть гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня в Приморье [Леликов и др., 1984]. Гранитоиды серии этого типа характерны для областей с развитой сиалической корой мощностью обычно 30—40 км, в которых «гранито-гнейсовый» слой составляет 10—15 км.

Согласно данным радиоизотопного анализа, выполненного калий-argonовым методом (табл. 3), возраст гранитоидов массива считаем позднепалеозойским. При этом предпочтение отдано результатам, полученным по наиболее свежим образцам (1807-1, 1657, 428-2а).

Меловые гранитоиды

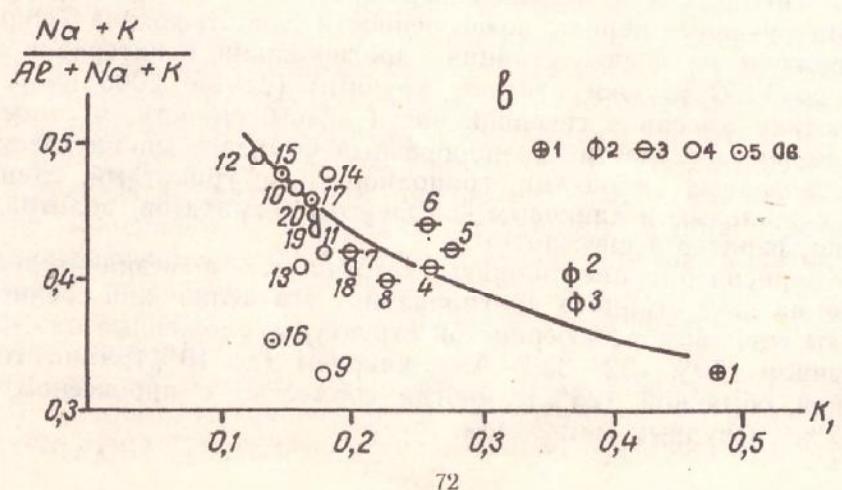
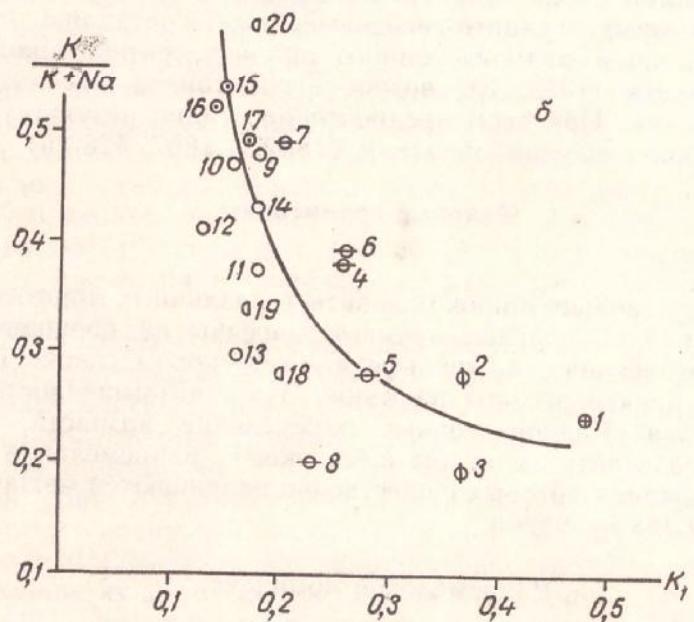
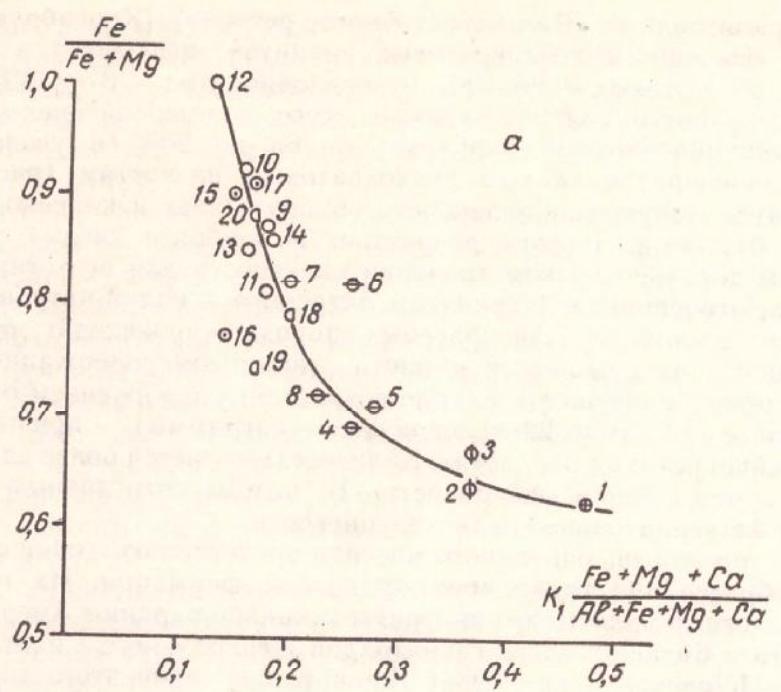
Эти породы довольно широко развиты в различных морфоструктурах Японского моря. Они слагают крупные массивы на подводной возвышенности Криштофовича, на шельфе и материковом склоне Приморья, образуя более мелкие выходы на банке Зубр, возвышенностях Ямато, Гэбасс и Вигязя. Радиоизотопные определения возраста (табл. 3) позволили подразделить их на два комплекса — раннемеловой и позднемеловой, образования которых существенно различаются между собой по составу слагающих их пород.

Раннемеловой комплекс

Раннемеловые гранитоиды установлены в западной части моря на возвышенностях Криштофовича и Гэбасс.

Интрузивные породы возвышенностей Криштофовича (полигон 18Б) обнаружены на девяти станциях драгирования в интервале глубин от 2200 до 1150 м. Они слагают крупный (свыше 2000 км²), сложный по составу массив в северной части возвышенностей, в строении которого принимает участие разнообразный комплекс магматических пород, представленных диоритами, гранодиоритами, гранитами, гранит-порфирами с жильным и дайковым комплексом пегматитов, аплитов, диоритовых порfirитов и спессартитов.

Кварцодержащие диориты встречаются в незначительном количестве на двух станциях драгирования. Это мелко- или среднезернистые породы гипидиоморфнозернистой структуры, сложенные плагиоклазом — андезином (50%, 32—35% Ан), кварцем (до 10%), биотитом (15%), роговой обманкой (25%), иногда совместно с пироксеном, апатитом (1—2%) и рудным минералом.



Гранодиориты также отмечаются в небольшом количестве совместно с диоритами. Они состоят из плагиоклаза (до 45%, олигоклаз-андезина (28—32% Ан), калиевого полевого шпата (до 20%), кварца (до 15%) и темноцветных минералов — роговой обманки (15—20%) и биотита (до 5%).

Граниты являются основной разновидностью, слагающей изученную часть массива.

Биотит-рогообманковые граниты развиты в северной части массива. Это неравномернозернистые порфировидные породы, порфировые выделения в которых представлены калишпатом, реже плагиоклазом. Основная масса сложена зональным плагиоклазом — олигоклазом (25—40%, 25—28% Ан), в зернах которого на контакте с калишпатом появляются тонкая кайма альбит-олигоклаза (10—12% Ан) и редкие мирамекитовые вrostки кварца, калиевым полевым шпатом (до 40%), кварцем (20—25%), биотитом (5—10%), роговой обманкой (2—5%) и акцессорными (апатитом, цирконом, ортитом и рудным минералом).

Биотитовые граниты слагают южную часть массива. Это среднезернистые породы, иногда порфировидные, с выделениями плагиоклаза и калиевого полевого шпата. По составу и структуре они аналогичны вышеописанным биотит-рогообманковым, но отличаются от них отсутствием роговой обманки, более кислым плагиоклазом (22—24% Ан) и большим (до 30%) содержанием кварца.

На отдельных станциях наряду с вышеописанными гранитами отмечаются единичные обломки лейкократовых среднезернистых гранитов, сложенных кислым олигоклазом (18—20% Ан), калишпат-перитом (до 40%) и кварцем (до 30%).

Гранит-порфиры — породы порфировой структуры с микрографической, микрогранитной или фельзитовой основной массой. Порфировые выделения (20—40%) представлены альбит-олигоклазом (8—12% Ан), а основная масса сложена калишпатом (до 15%), кварцем (до 30%) и альбит-олигоклазом.

Аплиты — мелкозернистые лейкократовые породы аплитовой структуры, состоящие из плагиоклаза (12—14% Ан), калишпата и кварца примерно в равных количествах.

Пегматоидные лейкократовые граниты по составу аналогичны аплитам, но отличаются от них пегматитовой структурой.

Диоритовые порфиры — серые мелкозернистые породы порфировой структуры с микродиоритовой или гипидиоморфнозернистой основной массой. Порфировые выделения составляют 15—30% и представлены в основном андезином (32—35% Ан) и роговой обманкой. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза и псевдоморфозами хлорита и эпидота по роговой обманке и биотиту.

На возвышенности Гэбасс (полигон 27), расположенной в центральной части Центральной котловины, были подняты обломки гранитов на трех станциях драгирования с глубины 2600—2000 м. Это серые и розовато-серые породы гранитной, участками гломеропорфировой структуры, сформированные калишпат-перитом (60—65%), кислым олигоклазом (до 10%), кварцем (20—25%), зерна которого образуют гломеропорфировые сростки с биотитом (5—7%).

Породы этого комплекса (табл. 13) характеризуются субщелочной тенденцией [Классификация ..., 1981]. Общая щелочность для всех типов пород несколько выше по сравнению с гранитоидами дальневосточного региона [Коренбаум, 1975]. Она повышается от основных к

Рис. 22. Петрохимические диаграммы гранитоидов Ямато. Соотношения основности с общей железистостью (а), калиевостью (б) и общей щелочностью (в). 1 — кварцевые диориты; 2 — гранодиориты; 3—5 — граниты: 3 — биотитовые, 4 — лейкократовые, 5 — среднезернистые; 6 — гранит-порфиры. Номера точек соответствуют номерам анализов табл. 12

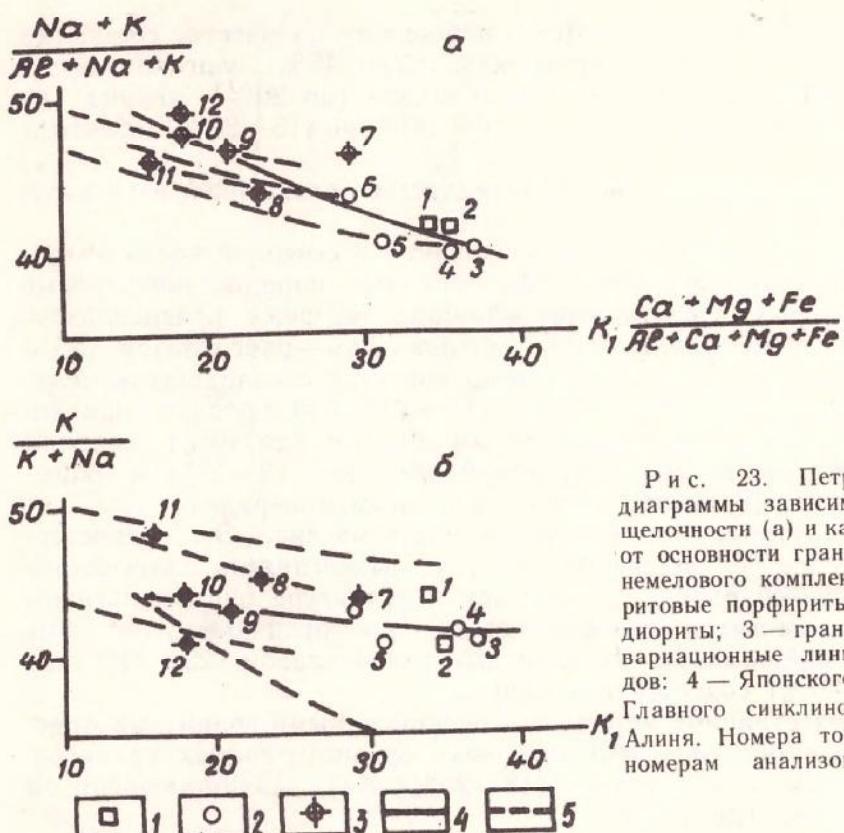


Рис. 23. Петрохимические диаграммы зависимости общей щелочности (а) и калиевости (б) от основности гранитоидов раннемелового комплекса. 1 — диоритовые порфириты; 2 — гранодиориты; 3 — граниты; 4, 5 — вариационные линии гранитоидов: 4 — Японского моря, 5 — Главного синклиниория Сихотэ-Алиня. Номера точек отвечают номерам анализов табл. 13.

кислым породам (рис. 23, а). При этом накопление щелочей происходит главным образом за счет увеличения содержания натрия, поскольку калиевость всех типов пород остается практически неизменной (рис. 23, б). Геохимические данные свидетельствуют о принадлежности пород комплекса к габбро-гранитной формации [Леликов и др., 1984], а особенности их вещественного состава обычно характерны для серий производных континентальной андезитовой магмы, проявленной в областях с развитой сиалической корой мощностью около 30—40 км.

Позднемеловой комплекс

Позднемеловые граниты распространены на шельфе и материковом склоне у берегов Южного и Юго-Восточного Приморья, где они слагают батолиты и крупные лакколитообразные тела, площадь которых в подводной части во много раз превышает их береговые выходы. Более мелкие тела позднемеловых гранитов развиты на возвышенностях Ямато и Витязя. Один из крупных массивов расположен к югу от бух. Киевка (полигоны 5, 6) и протягивается от берега до материкового склона. Поверхность склона срезает эту интрузию, последовательно обнажая его участки в интервале глубин от 550 до 2200 м. При этом наблюдается закономерная смена крупнозернистых разностей его внутренних частей мелкозернистыми и порфировидными породами в апикальных участках [Леликов, 1975].

Среди гранитов выделяются двуполовошпатовые биотитовые и лейкократовые разности. Калиевый полевой шпат в них представлен ортоклазом с различной степенью упорядоченности (0,37—0,72), причем более высокоупорядоченные ортоклазы отмечаются в гранитах из глубинных частей массива. Им свойственно также значительное содержание (40—48%) альбитового компонента, что указывает на высокотемпературные условия кристаллизации этих гранитов.

Позднемеловые граниты подняты также с материкового склона в центральной части зал. Петра Великого (полигон 22) в интервале глубин 1300—1000 м и с банки Зубр, расположенной на шельфе (глубина отбора образцов 50—55 м) Уссурийского залива. Здесь установлены биотит-рогообманковые, биотитовые, лейкократовые, пегматоидные граниты и аплиты.

Биотит-рогообманковые граниты — порфировидные среднезернистые породы, состоящие из олигоклаз-андезина (35%, 28—32% Ан) в виде таблитчатых зональных кристаллов (до 1,5 мм), калишпат-пертита (30—50%), образующего порфировые выделения зерен (до 3 мм), кварца (до 25%), роговой обманки (3—10%), биотита (2—10%) и рудного минерала (до 1%).

Биотитовые граниты неравномерно-зернистой гранитной структуры, сложенные плагиоклазом (35—50%) в виде таблитчатых зерен олигоклаза (17% Ан) и зонального андезина, калиевым полевым шпатом (25—45%), кварцем (15—20%) и биотитом (5—8%).

Лейкократовые граниты отличаются от вышеописанных отсутствием темноцветных минералов и более кислым составом плагиоклаза (кислый олигоклаз), а пегматоидные — пегматитовой структурой.

Аплиты обладают панидиоморфной, аплитовой структурой и состоят из калишпата (57—62%), кварца (27—30%) и кислого плагиоклаза (6—10%).

Гранитоиды Южного хребта Ямато подняты с его восточного склона (полигон 5) на двух станциях драгирования с глубины 700—550 м. Они слагают небольшую интрузию, прорывающую и метаморфизующую вулканогенные образования предположительно мезозойского возраста, представленные кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, дацитами и андезито-дацитами, а также туфами кислого и среднего состава [Евланов и др., 1977]. В ее составе выделяются биотитовые гранодиориты, сложенные зональным андезином (50—70%, 32—35% Ан), калишпатом (5—25%), кварцем (до 20%) и биотитом (до 10%). В составе биотитовых — средне- и мелкозернистых гранитов — преобладает плагиоклаз (до 60%, 28—30% Ан). В лейкократовых гранитах отсутствует биотит. В биотитовых разностях его содержание составляет 5—15%.

В юго-западной части возвышенности Витязя на трех станциях в интервале глубин 2500—2200 м подняты гранодиориты. Это среднезернистые биотит-рогообманковые порфировидные, иногда полосчатые породы. Порфировые выделения в них сложены зональным андезином (32—35% Ан), а основная масса — плагиоклазом (30—35%), кварцем (25—30%) и темноцветными: биотитом и роговой обманкой (до 35%), а также единичными зернами микроклина, апатита и рудного минерала.

Химические анализы гранитов (табл. 14) позволяют выяснить их петрохимические особенности и провести сравнение с гранитами прилегающей суши. Они характеризуются пониженней основностью (12—22%), нормальной и несколько пониженней щелочностью в более основных разностях (рис. 24, а). Калиевость пород, как и общая щелочность, резко возрастает от более основных разностей к кислым, но по этому параметру гранитоиды различных массивов различаются между собой. В частности, более высокая калиевость свойственна гранитам с полигонов 5 и 6, а граниты полигона 22 и возвышенности Ямато отличаются от них более низкой калиевостью (рис. 24, б). Они характеризуются также повышенной кальциевостью по сравнению с гранитами полигонов 5 и 6. В позднемеловых гранитах кальциевость резко возрастает с повышением основности, что наряду с характером изменения калиевости и общей щелочности отличает эти породы от раннемеловых гранитоидов (рис. 24, в).

По основным петрохимическим параметрам граниты полигонов 5 и 6 сходны с гранитами мысов Островного и Преображенского [Коренбаум, 1975], которые, вероятно, представляют собой часть батолита,



Рис. 24. Петрохимические диаграммы зависимости общей щелочности (а), калиевости (б) и кальциевости (в) гранитов позднемелового комплекса.
1—5 — граниты: 1 — лейкократовые крупнозернистые, 2 — лейкократовые среднезернистые, 3 — биотитовые средне- и мелкозернистые, 4 — гранитиопорфиры биотитовые, 5 — роговообманковые; 6 — гранодиориты; 7, 8 — линии средних значений: 7 — позднемеловых гранитов, 8 — раннемеловых гранитов.
Номера точек отвечают номерам анализов табл. 14

продолжающегося на шельф и материковый склон. Граниты зал. Петра Великого и возвышенности Ямато сходны с гранитами Валентиновского массива Прибрежной зоны Приморья.

В целом для позднемеловых гранитов характерны резкое изменение структурного и петрографического состава пород в пределах массива, развитие гранофирировых структур и зональных плагиоклазов. Эти данные, а также особенности состава калиевого полевого шпата могут свидетельствовать о неустойчивости режима кристаллизации, свойственного интрузивным породам, сформированным в условиях малых глубин.

Интрузивные породы разновозрастных комплексов, поднятые с возвышенностями Японского моря, аналогичны породам окружающей суши. Петрогоеометрические особенности этих пород, а также данные о составе их минералов свидетельствуют о том, что образование гранитных массивов происходило на мощной коре (30—40 км) континентального типа с гранитным слоем примерно 10—15 км. Современная мощность коры возвышенностей, по геофизическим данным, составляет 20—26 км при мощности гранитного слоя до 6,5 км. Установленное несоответствие мощностей современной земной коры основных морфоструктур и в период образования гранитоидов указывает на сокращение коры в

процессе формирования впадины Японского моря, т. е. дает представление о направленности ее развития в Япономорском регионе.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Кайнозойские вулканические образования, широко развитые во впадине Японского моря, формировались в течение всей кайнозойской эры. Они участвуют в геологическом строении как структур с континентальным и субконтинентальным типом земной коры (материковый и островной склоны, крупные возвышенности), так и глубоководных котловин, лишенных «гранитного» слоя. В настоящее время известно более 300 станций драгирования, на которых подняты вулканические породы кайнозойского возраста.

Процессы вулканизма в Япономорском регионе в кайнозое носили непрерывно-циклический характер, т. е. на фоне постоянно существующей вулканической активности выделялись определенные тектоно-магматические циклы, каждый из которых соответствовал проявлению конкретного типа магматизма. При этом один тип вулканизма закономерно сменялся другим, хотя какое-то время они могли существовать одновременно, некоторые типы вулканизма проявлялись неоднократно. Кроме этого, в течение одного тектоно-магматического цикла в различных структурных обстановках формировались вулканические породы различных геохимических типов.

В гл. 2 рассмотрены взаимоотношения вулканических комплексов с толщами осадочных отложений, дано сравнение их с эфузивами окружающей суши и приведены результаты радиоизотопного определения возраста пород.

Современное состояние изученности кайнозойских базальтоидов Японского моря позволяет выделить среди них естественные ассоциации вулканических пород, существенно отличающихся друг от друга по химико-минералогическим особенностям, времени образования и приуроченности к определенному типу геоструктур моря. Наличие базальтоидов, развитых в различной геоструктурной обстановке, дает возможность проследить эволюцию базальтовой магмы в структурах с различным типом земной коры и сравнить их с типовыми вулканогенными комплексами континента и океана.

К базальтам отнесены породы с содержанием в них кремнезема менее 53%. Под базальтоидами понимается вся совокупность существующих продуктов дифференциации одной базальтовой магмы с различным уровнем кремнезема. За основу классификации принят химический состав пород (петрогенные и редкие элементы) с учетом парагенезиса и химических особенностей минералов-вкраепленников, также принимались во внимание характер эволюции базальтовой магмы и геоструктурное положение базальтоидов. Окончательное разделение их на типы проведено в результате сравнения пород с типовыми (эталонными) магматическими комплексами основных геоструктур Земли (континентов, островных дуг и океанов) и вулканических образований окружающей суши. Анализ имеющихся данных позволяет выделить пять формационно-геохимических типов кайнозойских базальтоидов [Съедин, Леликов, 1985; Съедин, 1986]: 1) поздний палеоцен—плиоцен, окраинно-морские толеиты и их дифференциаты; 2) ранний палеоцен—ранний эоцен, вулканиты типа известково-щелочной серии континентальных окраин; 3) эоцен—верхний миоцен, вулканиты типа известково-щелочной серии островных дуг (островодужные вулканиты); 4) ранний миоцен, континентальные толеиты; 5) плиоцен—голоцен, щелочные базальтоиды типа вулканитов континентальных рифтов. Вулканокластическая толща (трахиандезитовый комплекс) олигоцен-раннемиоценового возраста описана в гл. 2.

Поздний палеоцен—плиоцен. Окраинно-морские толеиты и их дифференциаты

В ранее опубликованных работах базальтоиды этого типа описаны как образования трахибазальтовой серии. Породы этого типа наиболее распространены среди кайнозойских вулканитов Японского моря (рис. 25). Они слагают вулканические горы и хребты в глубоководных котловинах Центральной (полигоны П1, П3, П4, 20А, 21, 23, 27, 34А и 34Б) и Хонсю (полигоны П6, П7, П8, 26), а также формируют локальные наложенные постройки в краевых частях крупных возвышенностей — Ямато (полигон П5), Ното (полигон 30А), Восточно-Корейской (полигон 16) и Окусири (полигон 31, рис. 1). По содержанию кремнезема они образуют ряд пород от базальтов до трахирапаритов при резком преобладании основных разностей (80—90% объема материала). Базальты пористые (пористость до 40%), представляют собой сегменты шаровой отдельности со стекловатой корочкой закаливания (мощность до 2—3 см). Среди них отмечаются как порфировые, так и афировые разности. Средние породы (трахиандезиты и трахиты) обычно представлены более плотными (пористость до 15%) черными стекловатыми на вид порфировыми разностями. Иногда среди трахитов отмечаются пемзоподобные разновидности. Трахидациты и трахирапариты, поднятые на единичных станциях, представляют собой серые, светло-серые пемзоподобные образования. Особенность этих вулканитов — отсутствие во всех типах пород ортопироксена и кварца (табл. 15). Для преобладающей части базальтов (оливин-плагиоклазовые и плагиоклазовые) типично существенно оливин-плагиоклазовый парагенезис минералов-вкрапленников с резко подчиненным количеством хромистого клинопироксена, алюмо- и хромшпинели, а также отсутствие магнетита. Другие разности базальтов, составляющие не более 3—5% их объема (пироксен-оливиновые, ферробазальты), и более кислые дифференциаты характеризуются, как правило, присутствием рудных минералов. В базальтах этого типа (за исключением ферробазальтов) содержание кремнезема незначительно (46—49%). По содержанию глинозема (17,5—19%), кальция и щелочей они аналогичны, а по количеству магния, железа и титана обычно значительно отличаются (превышают) от уровня этих элементов в основных разностях лейкократовых вулканитов островодужного типа Японского моря (табл. 16). Если базальты двух упомянутых типов имеют некоторые черты сходства, то характер поведения петрогенных окислов в их дифференциатах по мере накопления кремнезема существенно отличается. Окраинно-морские толеиты и их дифференциаты на протяжении всего эволюционного ряда, за исключением части базальтов, характеризуются повышенной щелочностью (рис. 26). Суммарное количество щелочей в базальтах варьирует от 3 до 5% (в основном 3,5—4,5%), при этом содержание натрия составляет 2,3—3,5%, калия — 0,6—1,2%. По мере роста кремнезема в породах сначала наблюдается значительное увеличение щелочей (до 10—11% в трахитах), а затем — падение общей щелочности (до 8—9%) в трахидацитах и трахирапаритах (рис. 26). Причем интенсивность накопления калия существенно выше, чем натрия (табл. 16). Особенностью описываемых базальтоидов является преобладание в них натрия над калием, однако в некоторых трахитах (хр. Богорова), трахидацитах и во всех трахирапаритах отмечается обратная тенденция (табл. 16). Специфичность поведения калия и натрия свидетельствует о более калиевом характере щелочности этих базальтоидов по отношению к островодужным вулканитам. Поведение циркония в этих породах также указывает на повышенную щелочность и более калиевый ее характер по отношению к базальтоидам островодужного типа. В базальтах концентрации этого элемента изменяются от 120 до 200 г/т (среднее 151 г/т), затем идет интенсивное

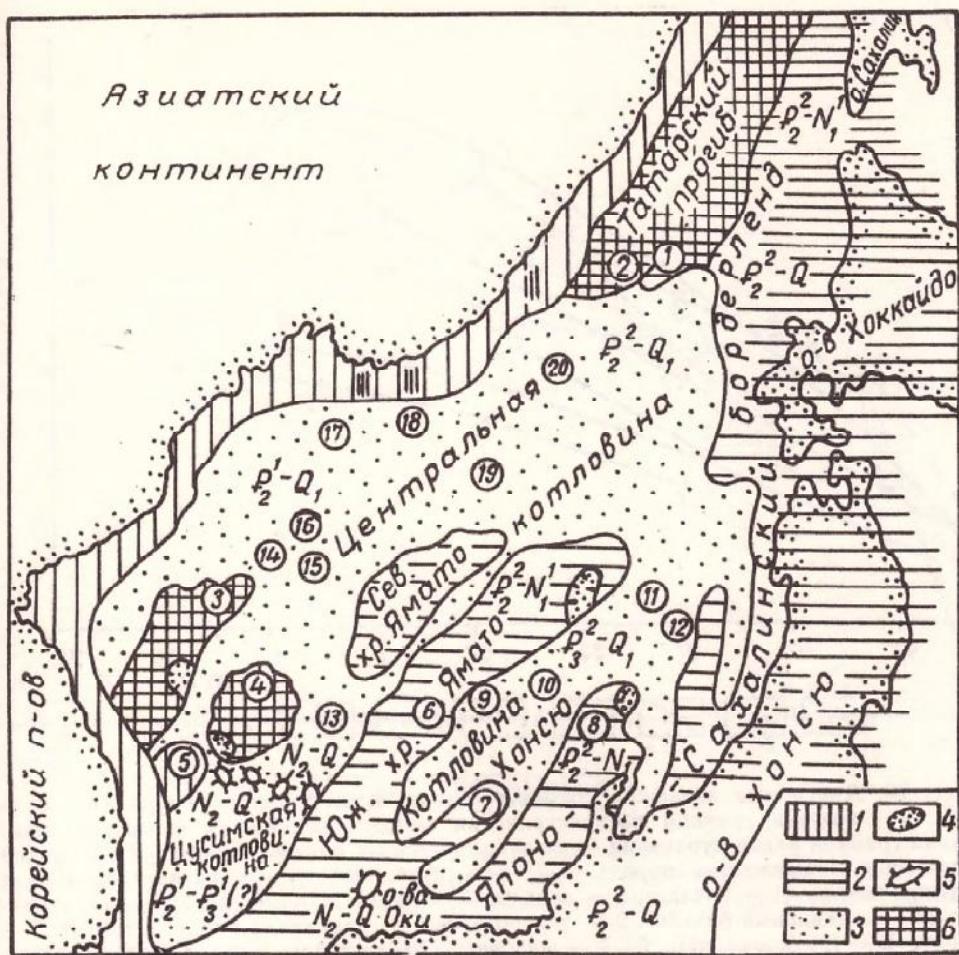


Рис. 25. Схема кайнозойского базальтоидного магматизма Японского моря. 1—5 — формационно-геохимические типы базальтоидов и районы их распространения: 1 — континентальные толеиты (линии сгущены в местах обнаружения базальтов этого типа), 2 — базальтоиды островодужного типа, 3, 4 — окраинно-морские базальтоиды (3 — котловины и их ответвления, 4 — наложенные постройки), 5 — щелочные базальтоиды типа континентальных рифтов; 6 — районы моря без проявления активного базальтоидного магматизма. Цифрами в кружках обозначены возвышенности: 1 — Витязя, 2 — Алпатова, 3 — Восточно-Корейская, 4 — Криштофовича, 5 — Уллындо, 6 — Пржевальского, 7 — хр. Оки, 8 — Ното, 9 — Медведева, 10 — полигона-8, 11 — Мейё-2, 12 — Мацу, 13 — Глагана, 14 — полигона-4, 15 — Кольцо, 16 — Гэбасс, 17 — Первенца, 18 — Тарасова, 19 — Безымянная, 20 — Богорова. Индексами показано время проявления магматизма

его накопление по мере раскисления пород, а в трахидацитах и трахилипаратитах содержание циркония составляет 300—500 г/т. При увеличении кремнезема в базальтоидах содержания кальция, железа, магния и титана резко падают, причем их уровень в конечных дифференциатах (трахидациты, трахилипаратиты) почти в 2 раза ниже, чем в кислых породах островодужного типа; количество глинозема в средних разностях (трахиандезитах, трахитах) долго удерживается на одном и том же довольно высоком уровне (17—19%), а затем резко уменьшается (на 4—6%) в трахидацитах и трахилипаратитах (табл. 16). Поведение железа, магния, глинозема и щелочей (параллельное уменьшение их количества) в кислых вулканитах этого типа указывает на проявление пантеллерийской тенденции на конечном этапе эволюции магматического очага. Такая тенденция прослеживается для щелочных пород в океанах [Щелочные породы, 1976; Лутц, 1980; Классификация ..., 1981; Магматические горные породы, 1984]. Следует отметить, что поведение железа, магния и щелочей в этих базальтоидах по мере роста в них кремнезема в целом аналогично поведению этих элемен-

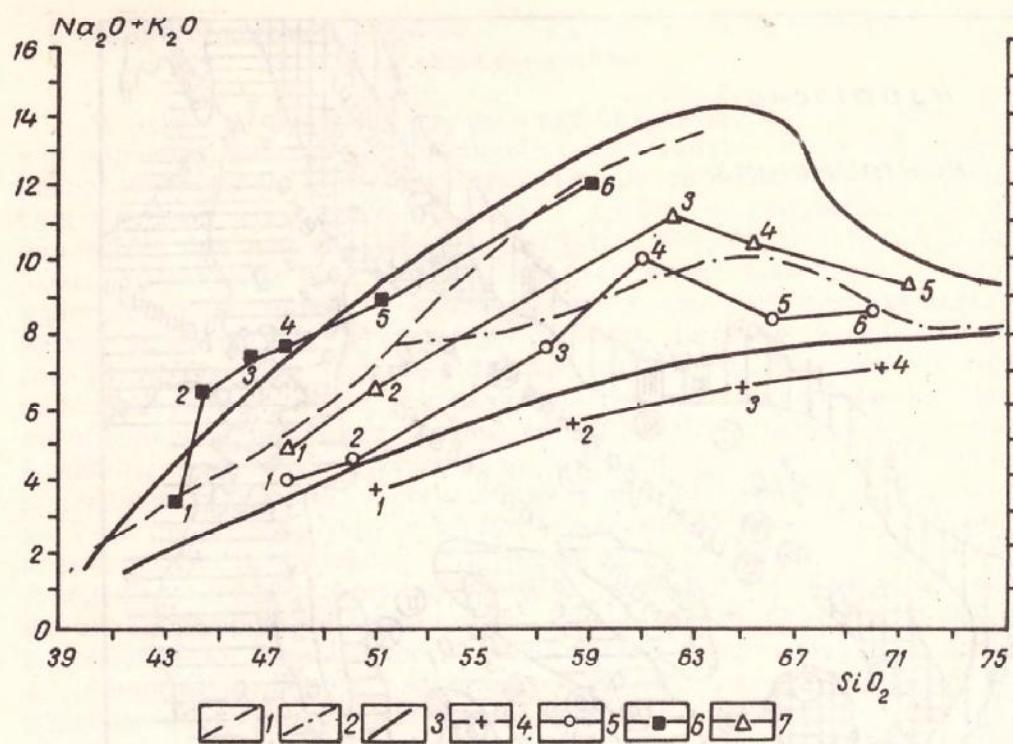


Рис. 26. Диаграмма эволюции составов базальтоидов Японского моря (массовая доля, %). 1 — нижняя граница распространения пород, содержащих фельдшпатоиды; 2 — нижняя граница распространения безфельдшпатоидных щелочных пород; 3 — граница распространения субщелочных пород; 4—7 — эволюционные тренды базальтоидов: 4 — островодужного типа (1 — базалт, 2 — андезит, 3 — дакит, 4 — липарит), 5 — окраинно-морского (1 — оливиновый базалт, 2 — ферробазалт, 3 — трахиандезит, 4 — трахит, 5 — трахидицит, 6 — трахилипарат), 6, 7 — щелочные базальтоиды типа континентальных рифтов: 6 — Цусимской котловины (1 — пикритобазалт, 2 — пироксен-оливиновый базалт, 4 — амфиболовый базалт, 5 — лейкобазалт, 6 — трахит), 7 — о-ва Дого (Uchimizu, 1966) (1 — оливиновый базалт, 2 — муджиерит, 3 — трахит, 4 — трахидицит, 5 — трахилипарат)

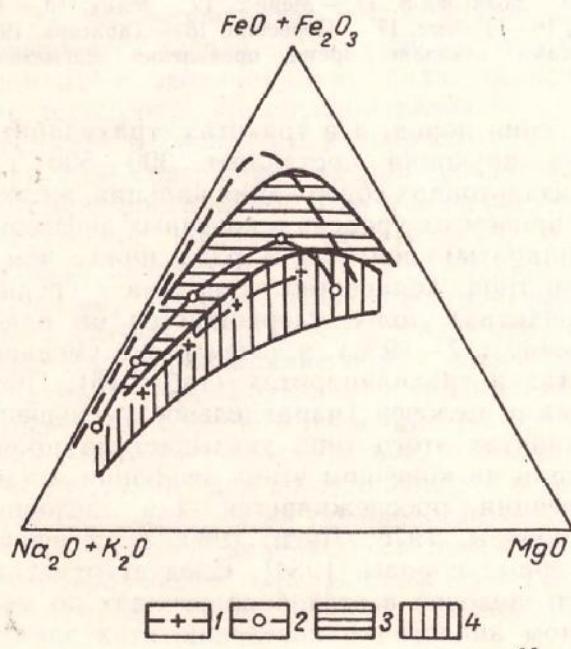


Рис. 27. Диаграмма железистости и щелочности основных типов базальтоидов Японского моря. 1, 2 — тренды базальтоидов Японского моря: 1 — островодужного типа, 2 — окраинно-морского типа; 3, 4 — поля соответственно пикронитовых и гиперстено-вых серий по Х. Куно [1964]; пунктир — тренд Скаергаардской интрузии [Уэйджер, Браун, 1970]

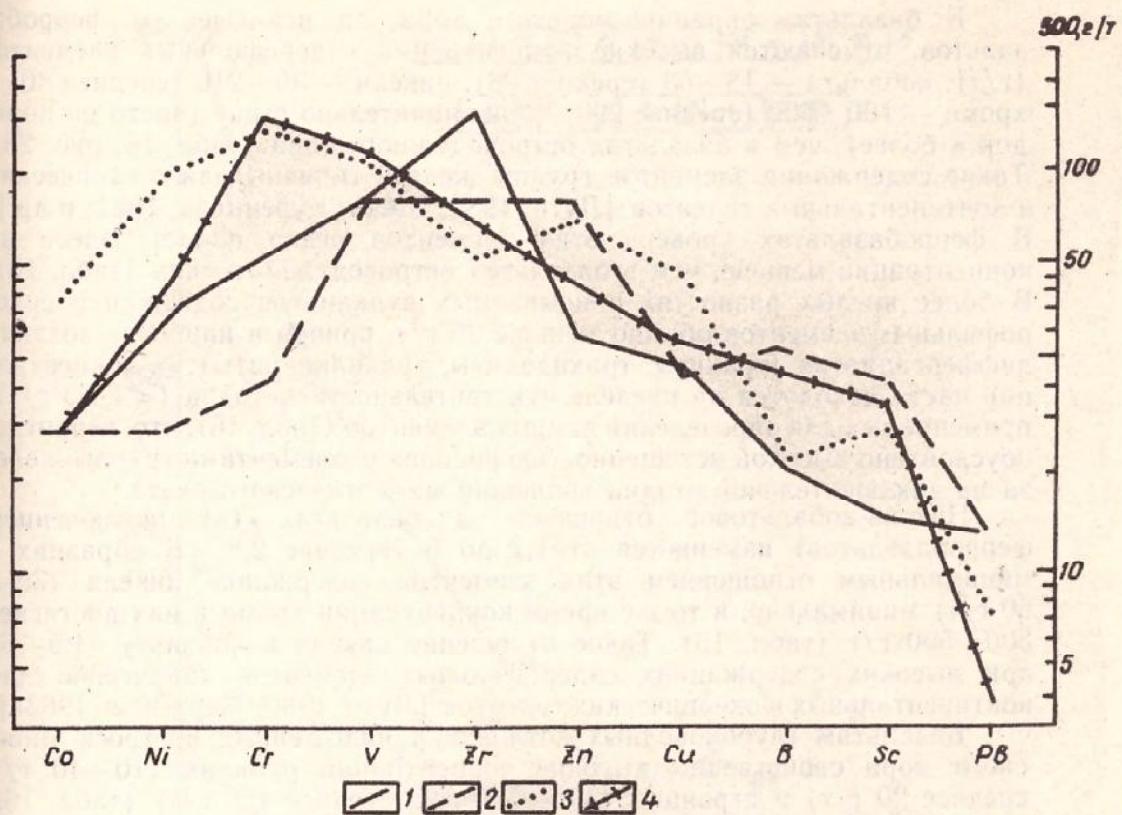


Рис. 28. Распределение микроэлементов в базальтах Японского моря. 1—4 — тренды базальтов различных типов: 1 — щелочной базалт Цусимской котловины, 2 — острово-дужный базалт, 3 — континентальный толент, 4 — окраинно-морской

тов в породах Скаергардской интрузии (толеитовый тип магмы), о чем свидетельствует направление их эволюционного тренда на тройной диаграмме железо—магний—щелочи. В начале идет интенсивное накопление железа и уменьшение магния на фоне незначительного увеличения щелочей, т. е. наблюдается феннеровский тип дифференциации, а затем, по мере раскисления пород,— резкое увеличение щелочей, сопровождающееся интенсивным уменьшением железа и магния (рис. 27).

За исключением ферробазальтов, базальты этого типа характеризуются невысокой железистостью ($f=38-50$, средняя 45), что значительно ниже, чем в основных разностях лейкократовых вулканитов острово-дужного типа ($f=50-57$, средняя 52); в то же время по уровню агпантности те и другие базальты практически равны ($a=0,32-0,35$). Первое свидетельствует о повышенной магнезиальности описываемых базальтов по отношению к основным вулканитам островодужного типа, а второе (при одном и том же в них уровне глинозема) — об их практически одинаковой щелочности. В целом для этих базальтоидов отмечается существенное увеличение железистости ($f=38-90$) и агпантности ($a=0,30-0,90$) по мере раскисления пород.

Базальты слабопересыщены или насыщены кремнеземом и характеризуются нормативным кварцем или оливином, причем кварц-нормативные разности менее обогащены этим минералом, чем базальты острово-дужного типа. Более кислые вулканиты пересыщены главным образом кремнеземом и характеризуются нормативным кварцем, однако один из трахитов Центральной котловины (хр. Богорова) имеет нормативный нефелин. При этом в кварц-нормативных разностях количество кварца значительно ниже, чем в аналогичных по уровню кремнезема базальтоидах островодужного типа. Это, вероятно, свидетельствует об относительной недосыщенности кремнеземом их исходных магм.

В базальтах окраинно-морского типа, за исключением ферробазальтов, отмечаются высокие концентрации сидерофильных элементов (г/т): кобальта — 18—68 (среднее 28), никеля — 30—210 (среднее 80) и хрома — 100—600 (среднее 290). Они значительно выше (часто на порядок и более), чем в базальтах островодужного типа (табл. 16, рис. 28). Такие содержания элементов группы железа типичны для океанических и континентальных толеитов [Лутц, 1980; Щека, Куренцова, 1981; и др.]. В ферробазальтах уровень этих элементов резко падает: здесь их концентрации меньше, чем в базальтах островодужного типа (табл. 16). В более кислых разностях описываемых вулканитов содержание сидерофильных элементов обычно меньше 20 г/т, причем в наиболее поздних дифференциатах (трахиты, трахидациты, трахилитариты) их концентрации часто находятся на пределе чувствительности методов (<1—3 г/т), применяемых для определения данных элементов (табл. 16), что, вероятно, обусловлено высокой истощенностью расплавов элементами группы железа на заключительной стадии эволюции магматического очага.

Никель-кобальтовое отношение в базальтах (за исключением ферробазальтов) изменяется от 1,2 до 6 (среднее 2,8). В образцах с минимальным отношением этих элементов содержание никеля (30—60 г/т) минимально, в то же время концентрация хрома в них достигает 300—500 г/т (табл. 16). Такое отношение никеля к кобальту (1,5—6) при высоких содержаниях сидерофильных элементов характерно для континентальных и океанических толеитов [Лутц, 1980; Мартынов, 1983а].

Базальтам глубоководных котловин и наложенных построек Японского моря свойственны высокие концентрации рубидия (10—40 г/т, среднее 20 г/т) и стронция (300—550 г/т, среднее 426 г/т) (табл. 16), что значительно выше содержаний этих элементов в океанических толеитах [Дмитриев и др., 1976; Лутц, 1980; Marsh et al., 1980; Щека, Куренцова, 1981; и др.]. По уровню концентраций этих элементов описываемые базальты сходны с континентальными толеитами и основными разностями известково-щелочной серии островных дуг [Леликов и др., 1984]. В целом для описываемых базальтоидов по мере раскисления пород характерно существенное увеличение в них рубидия и уменьшение стронция (табл. 16). Подобные особенности эволюции рубидия и стронция в дифференцированных вулканитах не типичны для пород известково-щелочной и субщелочной серий островных дуг, а свойственны щелочным базальтоидам континентов и океанов [Восточно-Африканская рифтовая система ..., 1974; Bakog et al., 1977; Лутц, 1980; Абдурахманов, 1982]. На диаграммах фигуративные точки химических составов этих базальтоидов располагаются в полях континентальных толеитов и островных дуг (рис. 29), при этом точки основных разностей локализуются в непосредственной близости к среднему базальту известково-щелочной серии, по Б. Г. Лутцу [1980]. Высокие содержания рубидия и стронция в основных разностях и особенности их поведения по мере раскисления пород свидетельствуют о повышенной щелочности исходных пород по отношению к океаническому толеиту и о сходстве эволюции окраинно-морских базальтов с щелочными вулканитами океанов и континентов.

Необходимо отметить, что сравнительный анализ особенностей химизма и минерального состава базальтоидов различных структур (Котловины Хонсю и Центральная) показывает, что, несмотря на их принципиальное единство, между ними существуют некоторые различия, наиболее существенные для кислых дифференциатов. При этом вулканиты котловины Хонсю более близки к базальтоидам островодужного типа, чем породы Центральной котловины.

Рассмотренные выше особенности минерального и химического составов основных разностей вулканитов глубоководных котловин и наложенных построек свидетельствуют о том, что они являются совершенно своеобразным типом базальтов, сходным как с океаническими толеитами, так и с базальтами известково-щелочной серии островных дуг. С

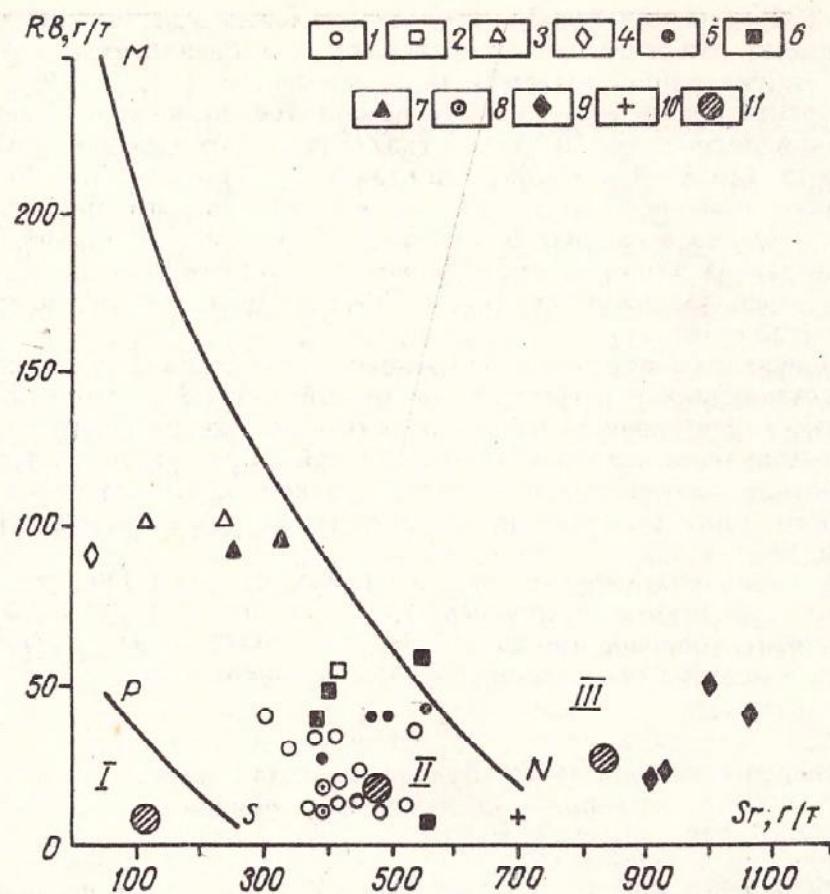


Рис. 29. Распределение рубидия и стронция в базальтоидах Японского моря.
 1—10 — базальтоиды Японского моря: 1—8 — окраинно-морского типа: 1—4 — Центральная котловина (1 — базальты, 2 — трахиандезит, 3 — трахиты, 4 — трахиадезит), 5—7 — котловина Хонсю (5 — базальты, 6 — трахиандезиты, 7 — трахиадезиты), 8 — базальты наложенных построек; 9 — щелочные базальты Цусимской котловины; 10 — базальт островодужного типа. 11 — средние составы по Б. Г. Лутцу [1980]: I — океанического толентита; II — базальты известково-щелочной серии островных дуг; III — щелочного базальта. Сплошными линиями ограничены поля магматических пород, производных следующих исходных магм по Г. Б. Ферштатеру [1981]: левее линии PS — океанической толентитовой; между линиями PS и MN — континентальной и островодужной толентитовой; правее линии MN — щелочнобазальтовой и латитовой

первыми они близки по минеральному составу (существенно оливин-плагиоклаз-шпинелевый парагенезис минералов-вкрапленников, отсутствие водосодержащих минералов и магнетита), что отражает общий характер исходных магм (недосыщенность кремнеземом, относительную сухость и глубинность образования), а также по содержанию кремнезема (46—49%), железа (6—11%), титана (обычно 1,4—1,8%), магния (5—8,5%) и сидерофильных элементов (Ni — 40—250 г/т; Cr — 150—500 г/т). Сходство с базальтами островодужного типа выражается в низких содержаниях кальция (обычно 8—10,5%) и высоких глинозема (17,5—19%), щелочей (3,5—5%) и крупноионных лиофилов (Rb, Zr, Sr), т. е. в повышенной лейкократности и щелочности базальтов по отношению к океаническим толентам. По характеру эволюции описываемые базальтоиды существенно отличаются от островодужных вулканитов Японского моря (известково-щелочная серия). Особенности поведения петрогенных и редких элементов по мере раскисления пород свидетельствуют о близости характера эволюции их исходного расплава с магмой толентового типа. Вначале идет интенсивное накопление железа и титана, сопровождающееся уменьшением содержания глинозема

(до 13—15%), магния (до 3,5) и незначительным увеличением щелочей и кремнезема. На этом же этапе эволюции в базальтах резко уменьшаются концентрации сидерофильных элементов (до 20 г/т). Далее, по мере роста кремнезема, сначала отмечается интенсивное увеличение содержания щелочей (до 10—11% в трахитах), а затем падение суммарной щелочности (до 8—9% в трахидацитах и трахилипаратитах) (рис. 26); содержание кальция, железа, магния и титана значительно уменьшается, а глинозема в средних разностях (трахиандезиты, трахиты) долго удерживается на одном и том же довольно высоком уровне (17—19%), а затем резко уменьшается (на 4—6%) в трахидацитах и трахилипаратитах (табл. 16).

Специфика базальтоидов глубоководных котловин и наложенных построек заключается в том, что начальной породой для них являются базальты, характеризующиеся близостью к океаническим толеитам и основным вулканитам известково-щелочной серии островных дуг, а эволюция базальтовой магмы протекает по законам, свойственным магме толеитового типа (наличие феннеровского тренда и пантеллеритовой тенденции).

Базальты, геохимически родственные к океаническим толеитам и основным вулканитам островных дуг, с учетом их геоструктурного положения (глубоководные котловины окраинных морей) предлагается выделить в новый тип — окраинно-морских толеитов.

Палеоцен — ранний эоцен. Вулканиты типа известково-щелочной серии континентальных окраин

Породы этого типа распространены в Японском море незначительно и известны только на материковом склоне Юго-Восточного и Восточного Приморья. Они подняты на нескольких станциях полигонов 6 и 11 (рис. 1). Эти породы представлены плотными с единичными миндалинами серыми и серо-зелеными пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезито-базальтами. Вкрашенники (не более 2—5%) сформированы клинопироксеном (реже ортопироксеном), основным плагиоклазом и единичными мелкими зернами магнетита (табл. 15). В некоторых шлифах отмечаются зерна ксеногенного кварца, окруженные каёмкой обрастания клинопироксена.

По содержанию кремнезема (50—55%) описываемые вулканиты образуют эволюционный ряд базальт—андезито-базальт (табл. 16). При этом увеличение кремнезема сопровождается постепенным уменьшением содержаний кальция, магния и титана при практически постоянном уровне щелочей (4,4%). Для этих пород характерно высокое содержание глинозема (18,5—19,1%), низкое магния (<5%), преобладание натрия над калием и низкие концентрации сидерофильных элементов (<100 г/т). Вулканиты этого типа пересыщены кремнеземом и характеризуются присутствием нормативного кварца, содержание которого растет от базальтов к андезито-базальтам и соответствует уровню данного компонента в аналогичных по основности образованиях островодужного типа Японского моря. По уровню титана и сидерофильных элементов эти породы близки к базальтам кузнецковской свиты, но отличаются от среднего базальта последних более низким их абсолютным содержанием [Попов, 1986]. Отношение никеля к кобальту в них варьирует от 1 до 2,8 (среднее 2,1) и соответствует отношению этих элементов в базальтах кузнецковской свиты (среднее 3,0). По мнению Ю. А. Мартынова [1983а], никель-кобальтовое отношение (2,0—3,4) при низких содержаниях этих элементов является типоморфным признаком высокоглиноземистых базальтов окраинно-континентальных вулканических поясов [Вулканические пояса ..., 1984; Попов, 1986].

Эоцен — верхний миоцен. Островодужные вулканиты

Базальтоиды этого типа широко распространены в пределах Японского моря (рис. 25). Они развиты на крупных подводных поднятиях в центральной (возвышенность Ямато и ее отроги — полигоны 14, 28, 29, 30В), а также в восточной и северо-восточной (структуры Японо-Сахалинского бордерлэнда, о-ва Монерон, полигоны 30А, Б, о-ва Садо и др.) частях Японского моря (рис. 1). По содержанию кремнезема они образуют ряд от базальтов до липаритов, при этом основной объем вулканитов этого типа составляют базальты и андезиты. Более кислые разности (дациты и липариты), несмотря на то, что они также обнаружены в пределах тех же структур, включены в эту группу с некоторой долей условности. Это объясняется тем, что характер эволюции вулканизма островодужного типа не исключает возможности формирования дацитов и липаритов. Однако известно, что кислые эфузивы с аналогичными химическими особенностями в районах развития континентальной коры могут образовываться и при других типах магматизма.

Кислые вулканиты детально не изучались, специфика морских работ не позволяет без таких исследований уверенно говорить о принадлежности этих пород к определенному типу эфузивного магматизма.

Базальты представлены, как правило, плотными пироксен-плагиоклавозыми (реже оливин-пироксен-плагиоклавозыми) разностями. Вкрапленники (1—2 мм) — оливин, клино- и ортопироксен, плагиоклаз и рудный минерал — составляют не более 10—15% объема породы. Андезиты — также в основном плотные породы порфировой структуры, вкрапленники (до 10% объема породы) — образованы пироксеном и плагиоклазом. В целом для этих вулканитов характерны: преобладание лейкократовых минералов-вкрапленников и присутствие магнетита на протяжении всего эволюционного ряда; подчиненная роль оливина среди меланократовых минералов в базальтах, а также наличие ортопироксена и водосодержащих минералов (биотит, амфибол), среди которых доля темноцветных возрастает от основных пород к кислым (табл. 15). По количеству кремнезема описываемые вулканиты образуют эволюционный ряд от базальтов до липаритов, при этом увеличение кремнезема сопровождается постепенным ростом щелочей (при постоянном преобладании натрия) и уменьшением глинозема, железа, магния, кальция и титана, т. е. наблюдается боуэновский тренд дифференциации. Образования этого типа на протяжении всего эволюционного ряда характеризуются нормальной щелочностью (рис. 26). Специфика эволюции натрия и калия свидетельствует о натровом типе щелочности. Относительно низкую щелочность и ее натровый тип у этих пород подтверждает характер поведения циркония (элемента когерентного калию) — в базальтах его содержание изменяется от 150 до 170 г/т, затем идет медленное накопление элемента по мере раскисления пород, в дацитах оно составляет 200—210 г/т (табл. 16). На тройной диаграмме железо—магний—щелочи тренд эволюции описываемых базальтоидов Японского моря располагается в поле гиперстеновых серий по Куно. Направление дифференциации пород выражается в постепенном накоплении щелочей и уменьшении железа и магния по мере роста в них кремнезема (рис. 27). На диаграмме кремнезем—щелочи фигуративные точки химических составов этих вулканитов попадают главным образом в поле высокоглиноземистой (известково-щелочной) серии, а единичные — в поле щелочных базальтов по Куно (рис. 30). Их эволюционный тренд расположен в поле высокоглиноземистых пород, как и тренды известково-щелочных серий вулканитов Курильских и Японских островов, но локализуется он между трендами субщелочной и известково-щелочной серий Курильских островов (рис. 30). Положение фигуративных точек пород и эволюционного тренда на этой диаграмме, по-видимому, объясняется тем, что в пределах изученных структур Японского моря среди базальтоидов этого типа встречаются породы, принадлежащие как субщелочной, так и

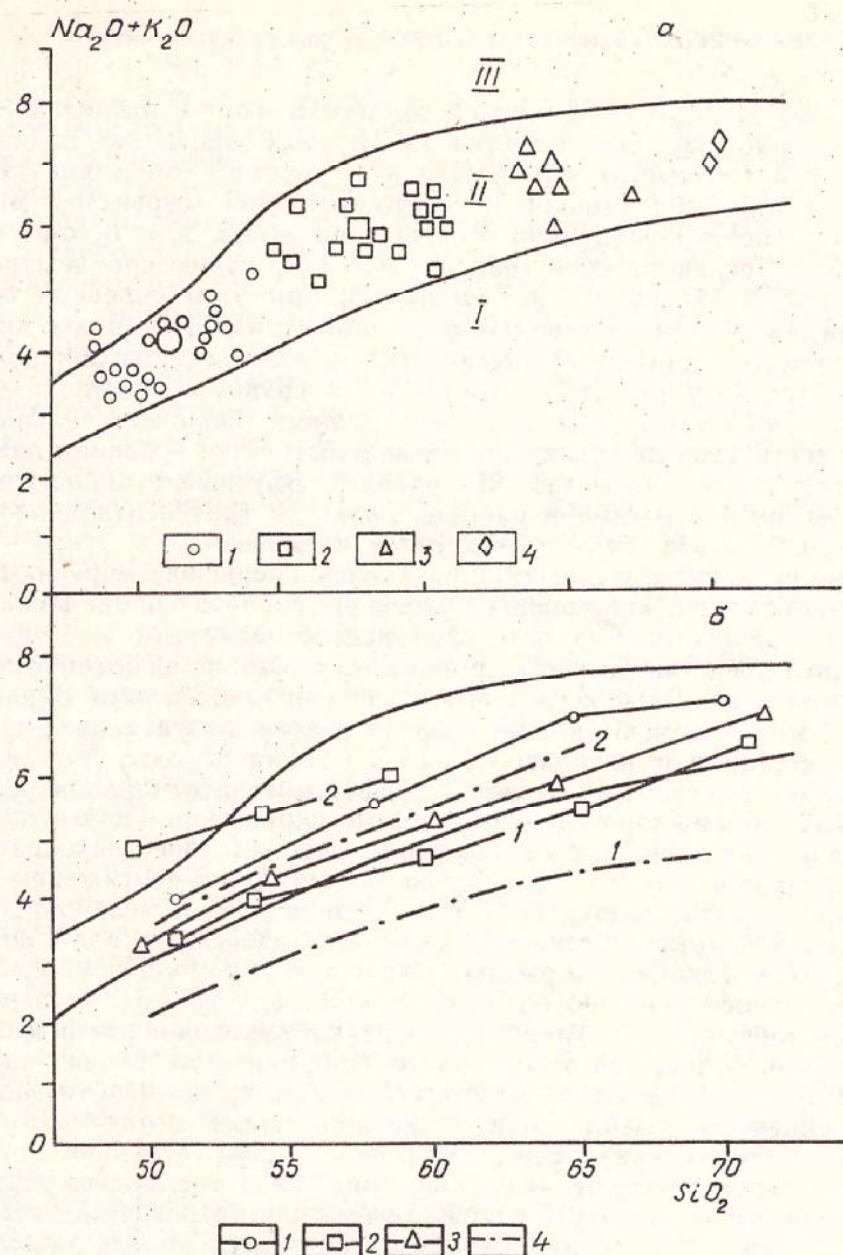


Рис. 30. Диаграмма Куно для базальтоидов островодужного типа Японского моря (массовая доля, %): а — для отдельных образцов; 1—4 — типы пород (1 — базальты, 2 — андезиты, 3 — дациты, 4 — липариты); крупные знаки — средние значения, б — в сравнении с островодужными вулканитами других регионов: 1—4 — эволюционные тренды базальтоидов: 1 — Японского моря; 2 — Курильских островов [Абдурахманов, 1982: 1 — известково-щелочная, 2 — субщелочная серии]; 3 — известково-щелочная серия Японии [Katsui et al., 1978]; 4 — толеитовая (1) и известково-щелочная (2) серии островных дуг по Б. Г. Лутцу [1980]. I—III — поля пород различных серий по Х. Куно [1964]

известково-щелочной сериям островных дуг. Однако специфика работ не позволяет провести их разделение. Учитывая существенное преобладание последних, логично все вулканиты этого типа отнести к породам известково-щелочной серии островных дуг. Для этих базальтоидов с ростом кислотности также характерно постепенное увеличение железистости и агпантности в целом с незначительными их вариациями от базальтов к липаритам. Железистость соответственно увеличивается от 52 до 68, агпантность — от 0,33 до 0,63. Вулканиты этого типа пересыщены кремнеземом и характеризуются присутствием нормативного кварца, количество которого значительно увеличивается от базальтов к липаритам. Кроме этого, для них обычны низкие концентрации сидерофильных

элементов. В основных породах они минимальны (15—50 г/т) по сравнению с базальтами других типов Японского моря (рис. 28), причем содержание их изменяется (уменьшается) слабо по мере раскисления пород (табл. 16). Так, никель-cobальтовое отношение в базальтах меняется от 0,8 до 1,2 (среднее 1,0), при низких содержаниях сидерофильных элементов (<60 г/т) оно является типоморфным признаком для базальтов островных дуг [Лутц, 1980; Мартынов, 1983а].

Таким образом, по соотношению и поведению петрогенных элементов базальтоиды этого типа относятся к породам известково-щелочной серии, о чем свидетельствует и индекс Пикока, равный для них 58,3 (известково-щелочная серия по Пикоку 56,6—60,9). Содержание сидерофильных микроэлементов и их соотношения позволяют отнести эти вулканиты к известково-щелочной серии островных дуг. Все это, а также лейкократовый характер пород делает возможным описываемые вулканиты определить как лейкократовые базальтоиды островодужного типа. Время их излияния, согласно имеющимся геологическим данным [Геологическое развитие, 1968; Ерохов и др., 1971; Куделькин и др., 1982] и радиоизотопным определениям, различно (табл. 3): на возвышенности Ямато — поздний эоцен—ранний олигоцен, на структурах Японско-Сахалинского бордерленда — миоцен. На о-ве Монерон, вероятно, этот магматизм в кайнозойское время проявился дважды — в палеогене (эоцен—олигоцен) и миоцене.

Ранний миоцен. Континентальные толеиты

Базальты этого типа в Японском море развиты незначительно и известны только на материковом склоне Юго-Восточного Приморья (рис. 25). Они подняты на трех станциях полигонов 3 и 4 (рис. 1). Базальты сформированы в основном плотными или малопористыми оливин-плагиоклазовыми разностями. Обычно им свойственна шаровая отдельность, периферическая часть которой образована смоляно-черным стеклом (мощность до 2 см). Структура базальтов порфировая. Вкрашенники (не более 10% объема породы) сложены главным образом оливином и плагиоклазом, очень редко (обнаружен только в протолочках) светло-зеленым клинопироксеном. В основной части базальтов оливин представлен мелкими (до 1—2 мм) фенокристами магнезиального хризолита, а в одном образце, кроме кристаллов того же оливина, присутствуют крупные скопления (до 1 см) и ксенокристы более железистого хризолита, причем последний резко преобладает (табл. 15). В базальтах этого типа содержания кремнезема (49—51%), магния (5,5—8%), титана (1,2—1,9%) и калия (0,5—1,2%) переменные, натрия (около 3%) почти стабильны, глинозема довольно низкие (16—16,5%) и высокие у сидерофильных элементов (табл. 16). Эти базальты насыщены кремнеземом и характеризуются обычно нормативным оливином. По уровню содержаний петрогенных окислов и микроэлементов они аналогичны неогеновым платобазальтам Приморья [Щека, 1983; Попов, 1986]. При высоких концентрациях сидерофильных элементов отношение никеля к кобальту в них варьирует от 2 до 3,5, что близко к отношению этих элементов в оливиновом базальте советско-гаванской свиты (3,8) и континентальном толеите (3,3), по Б. Г. Лутцу [1980]. Сходство с платобазальтами Приморья (континентальные толеиты) и близость по химическим особенностям к среднему континентальному толеиту позволяют отнести их к континентальным толеитам. Продолжая сравнение описываемых пород с неогеновыми платобазальтами Приморья, следует отметить, что последние эволюционируют от толеитовых базальтов раннемиоценового возраста к щелочным плиоценовыми. Среди базальтов материкового склона также обнаружены низкощелочные разности с содержанием K_2O — 0,5—0,8% и TiO_2 — до 1,5% и щелочные, в которых количество K_2O возрастает до 1,5%, а TiO_2 — до 2%.

Плиоцен—голоцен. Щелочные базальтоиды типа вулканитов континентальных рифтов

Образования этого типа развиты в Японском море незначительно (рис. 25). Они известны только в юго-западной части моря, где формируют локальные вулканические постройки как в пределах жестких блоков древней сиалической коры (о-в Дого), так и в глубоководной части моря (север Цусимской котловины). Структуры, расположенные в Цусимской котловине, образуют как бы цепочку, вытянутую почти в широтном направлении. С запада на восток это о-в Уллындо, подводная возвышенность Глебова, о-в Чукто, гайот Оки (рис. 1, полигон 19).

Вулканиты о-ва Дого образуют эволюционный ряд от щелочных оливиновых базальтов до трахилитаритов. Для их кислых разностей характерны преобладание калия над натрием и присутствие в них щелочных минералов [Uchimizu, 1966]. Базальтоиды Цусимской котловины по содержанию кремнезема (41—61%) образуют породы от пикритовых базальтов до щелочных трахитов. Основное количество среди них составляют базальты, представленные малопористыми порфировыми (редко афировыми и крупнопорфировыми) разностями часто со стекловатой коркой закаливания. По составу минералов-вкраепленников среди них выделяются оливиновые, оливин-пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые и амфиболовые базальты, причем первые два типа резко превалируют. Основная минералогическая особенность базальтов Цусимской котловины (табл. 25) проявляется в отсутствии в них кварца и ортопироксена (пироксен представлен только клинопироксеном), а также в постоянном присутствии титано-магнетита (в виде единичных зерен в оливиновых и до 10—20% вкраепленников в остальных разновидностях).

Трахиты образованы пемзоподобными и плотными разностями. Первые характеризуются светло-желтой окраской, обилием пор различного размера, нераскристаллизованной (стекловатой) основной массой и практически отсутствием вкраепленников. Вторые представляют собой серые, зеленовато-серые с шелковистым блеском породы порфировой структуры. Вкраепленники (не более 5% породы) сформированы санидином, пироксеном, рудным минералом, плагиоклазом, амфиболом, биотитом и оливином (даны по убыванию). Основную их часть составляют санидин, пироксен и титано-магнетит (табл. 15).

Разнообразие минерального состава (табл. 15) обусловливает и вариации химического состава вулканитов. Базальтоиды Цусимской котловины (за исключением пикритовых базальтов) характеризуются высокой щелочностью на протяжении всего эволюционного ряда (рис. 26). Особенности поведения натрия и калия свидетельствуют о калиевом типе щелочности, причем по мере раскисления пород интенсивность накопления калия по отношению к натрию увеличивается и калий становится преобладающим элементом среди щелочей (табл. 16). На высокую щелочность и ее калиевый тип указывает характер поведения циркония: в базальтах его концентрации изменяются от 200 до 400 г/т, затем по мере раскисления пород идет резкое накопление этого элемента, в трахитах его содержание составляет 600—900 г/т (табл. 16).

Для вулканитов Цусимской котловины с ростом кислотности отмечается существенное увеличение железистости ($f=30-75$) и агпантности ($a=0,5-0,85$), причем по уровню агпантности описываемые базальтоиды выше щелочных вулканитов о-ва Дого, что может свидетельствовать о меньшей щелочности последних. Базальтоиды Цусимской котловины недосыщены кремнеземом и характеризуются нормативным нефелином.

Для описываемых базальтов типичны высокие содержания сидерофильных элементов, однако уровень их резко падает в лейкобазальтах, где их концентрации меньше, чем в базальтах островодужного типа Японского моря (табл. 16, рис. 28). В трахитах содержание элементов группы железа обычно менее 5 г/т и часто находится на пределе чувствительности (<1 г/т) применяемых для их определения методов

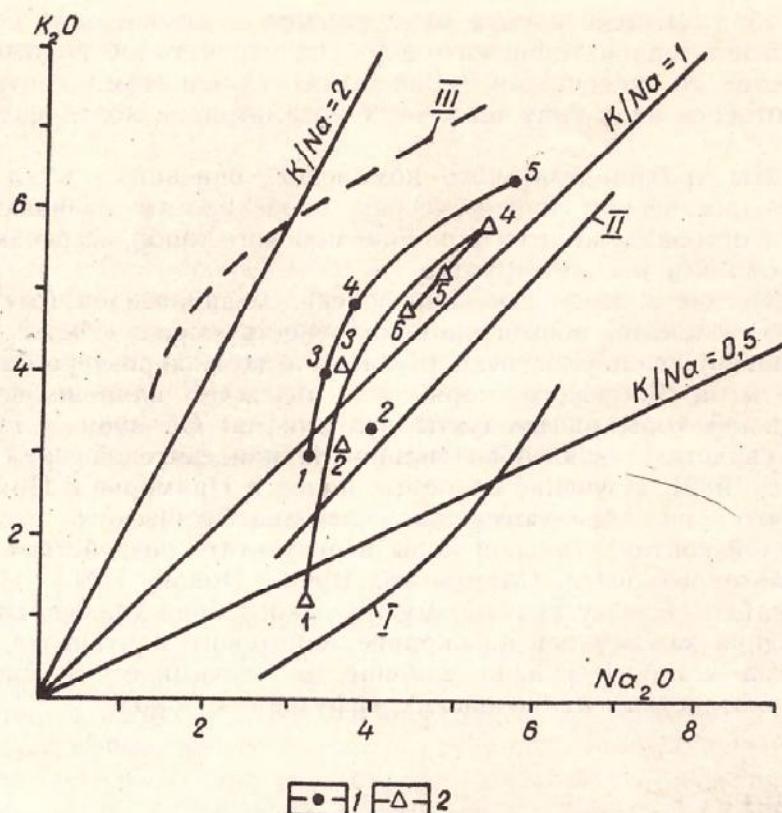


Рис. 31. Распределение щелочей в щелочных базальтах Японского моря (массовая доля, %): 1, 2 — эволюционные тренды базальтоидов: 1 — пироксен-оливиновый, 2 — оливиновый, 3 — амфиболовый базальт, 4 — лейкобазальт, 5 — трахит; 2 — о-ва Дого [Uchimizu, 1966] (1 — базальт, 2 — муджиерит, 3 — трахиандезит, 4 — трахит, 5 — трахидакит, 6 — трахиолипарит). I—III — тренды базальтоидов: I — о-ва Пасхи [Baker et al., 1974]; II — о-ва Тристан-Да-Кунья [Baker et al., 1964]; III — калиевой серии Восточно-Африканского рифта [Восточно-Африканская рифтовая система, 1974]

(табл. 16), что указывает на высокую истощенность расплавов сидерофильными элементами на завершающей стадии эволюции магматического очага. Для базальтов Цусимской котловины типичны высокие концентрации рубидия (20—50 г/т) и стронция (920—1070 г/т) (табл. 16). На диаграмме рубидий—стронций фигуративные точки их химических составов располагаются в поле щелочных пород (рис. 29).

Особенность вулканитов Цусимской котловины — высокое содержание в базальтах титана (до 3,6%) и калия а (до 4,8%), а также преобладание последнего над натрием в некоторых основных и во всех кислых разностях (табл. 16, рис. 31).

Плиоцен-четвертичные калиевые щелочные базальтоиды широко развиты по обрамлению Японского моря. Они известны в Китае, на Корейском полуострове и на Японских островах [Геология Кореи, 1964; Геологическое развитие ..., 1968; Щека, 1983]. Известно, что щелочной базальтоидный магматизм, характеризующийся преобладанием калия над натрием, не свойственен океанам и развит на континентах [Щелочные породы, 1976; Лутц, 1980; Магматические горные породы, 1984; Костюк В., Костюк Е., 1984; Дмитриев, Шарков, 1984], где он обычно локализуется в структурах растяжения — континентальных рифтах. Щелочного вулканизма Японского моря проявился в пределах жестких структур, которые считаются частью Сино-Корейского щита, или в непосредственной близости от них. При этом он локализован практически вдоль одной линии, что наводит на мысль о приуроченности этого магматизма к мощной зоне разломов, образовавшейся в период плиоцен-четвертичной активизации впадины Японского моря.

Таким образом, особенности минерального и химического составов щелочных базальтоидов Японского моря, их структурное положение, а также сходство со щелочными (калиевыми) вулканитами континентов позволяют отнести их к типу щелочных базальтоидов континентальных рифтов.

Вулканиты трахиандезитового комплекса, описанные в гл. 2, по своим минералогическим и химическим особенностям отличаются от базальтоидов островодужного и окраинно-морского типов, встречающихся в пределах одних и тех же структур.

Геохимические особенности кайнозойских базальтоидов (отсутствие океанических толеитов, повышенная калиевость пород, обилие кислых дифференциатов) свидетельствуют о «сиалическом» характере базальтового магматизма Японского моря, что отражает влияние вещества континентальной коры на продукты вулканизма. Об этом в пределах моря также свидетельствуют образования трахиандезитовой серии [Леликов, Терехов, 1982]. Изучение подобных пород в Приморье и Приамурье показало, что они образуются за счет анатектического плавления верхних частей континентальной коры в результате воздействия на нее тепла базальтового очага [Мартынов, 1983б; Попов, 1986]. В целом данные по кайнозойскому вулканизму Японского моря указывают на то, что его впадина заложилась на окраине Азиатского континента, сиалический состав которого оказал влияние на геохимическую специализацию разновозрастных кайнозойских эфузивных пород.

Японское море расположено в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану — двух крупнейших мегаструктур нашей планеты. Эта зона в рассматриваемом регионе кроме Японского моря включает краевую часть материка, южную часть Сахалина и Японские острова. Тектонику дна Японского моря нельзя рассматривать в отрыве от его материкового и островного обрамления. Совокупность этих разнородных структур образует Япономорский регион.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сейсмическими исследованиями в регионе выделены осадочный, вулканогенно-осадочный, «гранитный» и «базальтовый» слои, отличающиеся значениями измеренных скоростей сейсмических волн и динамическими характеристиками волновых полей [Ковылин, 1979].

Осадочный слой на суше распространен ограниченно и приурочен к локальным кайнозойским впадинам; вулканогенно-осадочный слой развит на значительных пространствах и отсутствует лишь на выступах кристаллического фундамента, слагающего «гранитный» слой. В акватории осадочный (1-й) и вулканогенно-осадочный (переходный, или промежуточный, 2-й) слои залегают почти повсеместно, они выклиниваются только на отдельных участках подводных возвышенностей. «Гранитный» слой, вероятно, отсутствует в пределах Центральной и Цусимской котловин. «Базальтовый» (океанический, 3-й) слой распространен повсеместно. Особенности геологического строения основных морфоструктур и их различия в сейсмическом, гравитационном, тепловом и других полях позволяют выделить в пределах региона структуры с континентальным, субконтинентальным и субокеаническим типами коры.

Материковый тип коры имеют прибрежные районы, шельфы и верхняя часть материкового и островных склонов. Мощность коры структур убывает по направлению к морю от 31—36 до 23—26 км и сопровождается подъемом границы Мохо. Аномалии Буге над этими зонами обычно не превышают 60 мГал. Тепловой поток в пределах Сихотэ-Алиня 40—50 мВт/м², на Корейском полуострове 50—70 мВт/м² [Туезов и др., 1982]. В Японской островной дуге значения теплового потока колеблются в очень широких переделах: от 10 до 150—200 мВт/м² и более, что, вероятно, связано с высокой современной вулканической активностью. С приближением к материковому и островным склонам уменьшается мощность «гранитного» и «базальтового» слоев (от 9—14 до 7—10 км и от 16—18 до 11—12 км соответственно). Наиболее резко изменение мощности происходит в пределах шельфа — верхней части склона.

Субматериковый тип коры отличается от материкового сниженной мощностью «гранитного» и «базальтового» слоев. За счет этого общая мощность коры сокращена до 16—24 км. Граница Конрада обычно выражена слабо. Величина аномалий Буге — в интервале +80—160 мГал. Тепловой поток редко превышает 100 мВт/м². Этот тип коры подразделяется на два подтипа.

Первый подтип характерен для нижней части материковых и островных склонов, крупных подводных возвышенностей, отделенных от шельфа, как правило, впадинами (Уллындо, Криштофовича, Восточно-Корейская, Первена, Витязя, Мусаси, Кита-Оки, банки Оки, Ямато, Аллатова,

хр. Оки, Хакусан), а также для большей части Татарского пролива и бордерленда Японских островов. Акустическим фундаментом обычно является слой со скоростями сейсмических волн 3,5—6,2 км/с. Его геологическое строение во многих случаях устанавливается драгированием. Мощность осадочного слоя в пределах возвышеностей изменчива; привершинные участки часто лишены осадков, здесь на поверхность выходят породы акустического фундамента, иногда склоны обнажены, а вершины покрыты осадками. «Базальтовый» слой возвышенности Ямато имеет мощность около 12 км при $V = 6,8$ км/с. Граница Мохо находится на глубине 18—20 км.

Второй подтип распространен в глубоководных впадинах (трогах) и в котловине Хонсю. Он отличается от первого значительной мощностью осадочного чехла, относительно глубоким положением акустического фундамента и меньшей мощностью «гранитного» слоя. В котловине Хонсю мощность осадочного чехла обычно 0,5—1,5 км. Акустический фундамент находится на глубине 3,0—3,5 км, участками до 4,0 км. Примерно такие же характеристики имеют Восточно-Корейская впадина, троги Криштофовича, Тояма, Оки, грабены Татарского пролива и бордерленд Японских островов. В котловине Хонсю мощность вулканогенно-осадочного слоя около 2 км при $V = 3,5—6,5$ км/с, «гранитного» — 1,0—2,0 км при $V = 5,2—6,2$ км/с, «базальтового» — 7,6 км при $V = 6,5—6,7$ км/с.

К субокеаническому типу относится кора Центральной и Цусимской котловин. Коры Центральной котловины отличается от усредненной модели ложа океана повышенной мощностью за счет «осадочного» и «базальтового» слоев. Мощность осадочного слоя в Центральной котловине 1,5—2,0 км, в отдельных местах до 2,5 км и более, акустический фундамент расположен в основном на глубине более 5 км, а в ее средней части — более 6 км. Цусимская котловина изучена недостаточно. Вероятно, мощность осадочного чехла здесь превышает 2,5 км, а акустический фундамент опущен на глубину более 6 км. Мощность вулканогенно-осадочного слоя в этих котловинах 2,0—3,0 км, $V = 3,5—6,2$ км/с. В обобщенной модели коры глубоководных котловин Б. Я. Карпом [Основные черты ..., 1978] принят «переходный» слой, сформированный двумя толщами: верхней (мощность 1,1 км) с $V = 3,7$ км/с, и нижней (мощность 1,67 км) с $V = 5,6$ км/с.

«Гранитный» слой в Центральной котловине не обнаружен. Мощность базальтового (океанического) здесь составляет около 9 км, $V = 6,4—6,5$ км/с, граница Мохо находится на глубине около 16 км. Аномалия Буге над глубоководными котловинами достигает 265 мГал. Тепловой поток высокий — 80—200 мВт/м², что связывают с недавней вулканической активностью [Туезов и др., 1982; Родников и др., 1982].

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ СТРУКТУР

Тектонике рассматриваемого региона посвящена обширная литература, и предложено много вариантов тектонического районирования с различной терминологией. Для преодоления этого неудобства предложена схема тектонического районирования, за основу которой принят возраст фанерозойских (доорогенных) комплексов. Докембрийские комплексы разделены по возрасту их регионального метаморфизма (рис. 32). Возраст орогенных и посторогенных комплексов указан на рис. 33. В акватории Японского моря площади с относительно маломощным (первые сотни метров) покровом осадочных пород показаны знаком подстилающих его формационных комплексов. При составлении данных схем использованы Карта разломов территории СССР и сопредельных стран [1980]. Тектоническая карта Северной Евразии [1980], схемы тектонического районирования В. Л. Масайтиса [Геология Кореи, 1964], П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой [1965], Ю. М. Пущаров-

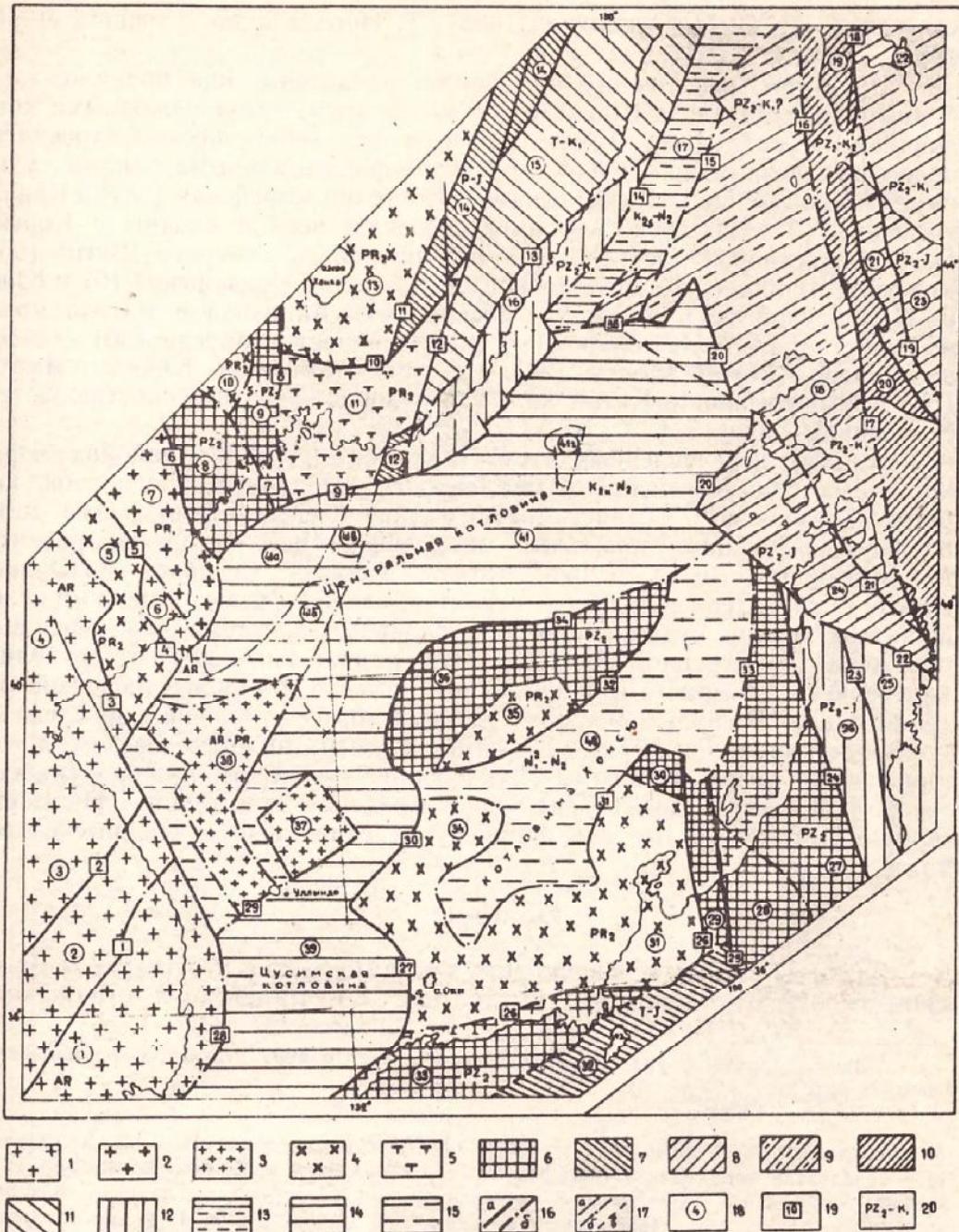


Рис. 32. Схема тектонического районирования Япономорского региона. Возраст доорогенных формационных комплексов. 1—5 — консолидированный докайнозойский фундамент: 1 — архей, 2 — ранний протерозой, 3 — архей—ранний протерозой, 4 — поздний протерозой, преимущественно сиалический, 5 — то же преимущественно МАФ; 6—15 — фанерозойские формационные комплексы: 6 — поздний палеозой, силур—поздний палеозой, 7 — пермь—юра, триас—юра, 8 — поздний палеозой—юра, 9 — поздний палеозой—ранний мел, 10 — поздний палеозой—поздний мел, 11 — юра—ранний мел, 12 — субплатформенные (пригесинклинальные) комплексы (поздний палеозой—юра, поздний палеозой—ранний мел), 13—15 — комплекс глубоководных впадин: 13 — поздний мел (сенион)—плиоцен, 14 — поздний мел (коньяк)—плиоцен, 15 — средний миоцен—плиоцен; 16 — глубинные разломы, выходящие на поверхность: выраженные в рельефе дна (а), предполагаемые (Б); 17 — прочие разломы: установленные (а), предполагаемые (б), предполагаемые границы комплексов в глубоководных впадинах (в); 18 — номер структурно-формационных зон; 19 — номер глубинных разломов; 20 — индекс возраста формационных комплексов.

Структурно-формационные зоны: 1—4 — массивы: 1 — Собэк, 2 — Окчхон, 3 — Кенги, 4 — Наним; 5 — складчатая зона Хесан-Ивон, 6 — массив Кимчек; 7 — массив Кванмо;

ского [1964], Ю. Н. Олейника [1983], Т. Иосида и др. [Yoshida et al., 1981] и другие материалы.

Структуры, выделенные на схемах, разделены, как правило, глубинными разломами, а в акватории, кроме того,— глубоководными котловинами и впадинами. Тем не менее между геологическим строением подводных возвышенностей и структурно-формационными зонами суши имеется много общего. Возвышенности Восточно-Корейская (38)¹ и Криштофовича (37) по геологическому строению весьма сходны с Корейским полуостровом (зоны 1—7); возвышенность Северное Ямато (36) имеет много общего с Туманганской (8), Западно-Приморской (9) и Южно-Приморской (11) зонами; возвышенности Аллатова и Витязя можно сопоставлять с Иваизуми (18); возвышенность Хакусан (30) — с зонами Асио (27) и Яюетсу (29), юго-западная часть Южного Ямато (35) и возвышенность Кита-Оки (34) предположительно сопоставляются с массивом Хида (31).

Во всех перечисленных структурах во внутренних районах моря, кроме Восточно-Корейской возвышенности, по данным драгировок, породы палеозойского возраста несут четкие следы метаморфизма зеленосланцевой фации. Зональные метаморфические комплексы развиты на возвышенностях Аллатова, Витязя, Хакусан, Северном и Южном Ямато. О характере складчатых структур, сложенных мезозойскими отложениями, можно судить лишь по условиям залегания нижнемеловых отложений на Северном Ямато. В этом районе они залегают на толще палеозойского возраста и прорывающей ее интрузии позднепалеозойских гранитоидов. Подошва и кровля нижнемеловых отложений прослежена по простирианию на 20 км. По этим данным, нижнемеловые отложения слагают квесту, полого (2—3°) наклоненную на юго-восток к грабену Ямато [Берсенев и др., 1977а]. Одновозрастные отложения в Приморье обычно смыты в крутие или опрокинутые складки, осложненные взбросами и надвигами.

РАЗЛОМЫ

Разломы играют основную роль в формировании структур дна Японского моря. В отличие от складчатых деформаций, они отражаются

¹ Здесь и ниже цифра в скобках соответствует номеру структурно-формационной зоны на рис. 32.

8 — складчатая зона Туманган; 9 — Западно-Приморская зона; 10 — массив Кэнтай; 11 — складчатая зона Южно-Приморская; 12 — складчатая зона Кривореченская; 13 — массив Ханкайский; 14 — Главный антиклиниорий Сихотэ-Алиня; Главный синклино-массив; 15 — антиклиниорий Сихотэ-Алиня; 16 — Пробрежный антиклиниорий Сихотэ-Алиня; 17 — прогиб Западно-Япономорский; 18 — зона Иваизуми; 19 — Западно-Сахалинский синклиниорий; 20 — зона Исикари-Румои; 21 — зона Камункотан; 22 — Сусунайский антиклиниорий; 23—28 — зоны: 23 — Хидака, 24 — Северный Китаками, 25 — Южный Китаками, 26 — Абукума, 27 — Асио, 28 — Яюетсу; 29 — грабен Фосса Магна; 30 — подводная возвышенность Хакусан, 31 — массив Хида; 32 — зона Тамба Мино; 33 — зона Сангун; 34—38 — подводные возвышенности: 34 — Кита-Оки, 35 — Южное Ямато, 36 — Северное Ямато, 37 — Криштофовича, 38 — Восточно-Корейская; 39—41 — котловины: 39 — Цусимская, 40 — Хонсю, 41 — Центральная: подзоны: а — Южно-Япономорский прогиб, б — Гэбасс-Первенцовский вал, в — возвышенность Первенца, г — возвышенность Богорова.

Глубинные разломы:

1 — Собэкий, 2 — Окчонский, 3 — Синпхоский, 4 — Пуктченский, 5 — Пектусанский, 6 — Чхончжинский, 7 — Зарубинский, 8 — Западно-Приморский, 9 — Южно-Приморский, 10 — Южный Сихотэ-Алинский, 11 — Арсеневский, 12 — Центральный Сихотэ-Алинский, 13 — Прибрежный, 14 — Восточно-Приморский, 15 — Витязевский, 16 — Рисири-Монерон-ский, 17 — Саппоро-Томакоманский, 18 — Центральносахалинский, 19 — Хидаканский, 20 — Восточно-Япономорский, 21 — Хонсю-Хоккайдинский, 22 — Хаячин, 23 — Китаками, 24 — Танакура, 25 — Итогава—Сизуока, 26 — Хида, 27 — Восточно-Цусимский, 28 — Западно-Цусимский, 29 — Уллындинский, 30 — Северо-Окийский, 31 — Хакусан, 32 — Ямато, 33 — Садо, 34 — Центральнояпономорский, 35 — Северо-Япономорский

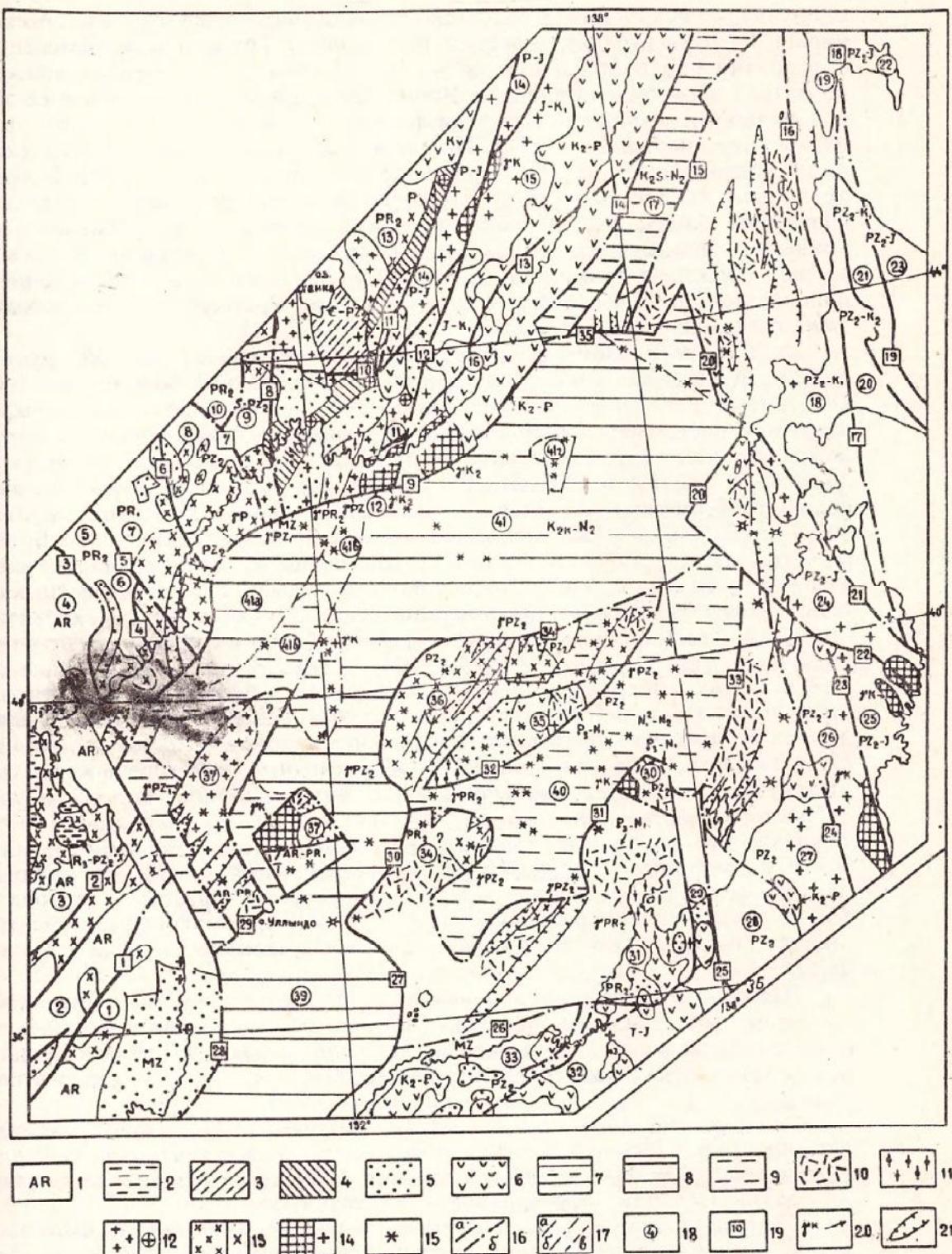


Рис. 33. Схема тектонического районирования Япономорского региона. Возраст орогенных и посторогенных формационных комплексов. 1 — комплексы докембрийского фундамента и доорогенных формационных комплексов, индекс их возраста; 2—10 — орогенные и посторогенные комплексы: 2 — поздний рифей—поздний палеозой, 3 — кембрий—поздний палеозой, 4 — пермь, 5 — мезозой, 6 — поздний мел—палеоген (включая одновозрастные интрузии), 7—9 — комплексы глубоководных впадин, см. рис. 32; 10 — олигоцен—миоцен (только в акватории); 11—14 — интрузивные комплексы (справа — интрузии вне масштаба карты): 11 — поздний протерозой, 12 — ранний палеозой, 13 — поздний палеозой, 14 — мел; 15 — вулканы (только в акватории); 16—19 — см. рис. 32; 20 — индекс возраста орогенного и посторогенного комплекса; 21 — кайнозойские грабены (только в акватории). Номера структурно-формационных зон и разломов аналогичны рис. 32

в геофизических полях и выделяются на сейсмопрофилях, что обеспечивает их относительно хорошую изученность. По возрасту заложения и развития они подразделяются на три группы: 1) сформировавшиеся до начала образования впадины Японского моря, 2) обусловившие ее образование, 3) возникшие во время формирования и ее дальнейшего развития [Берсенев и др., 1981]. По роли в формировании структур разломы подразделяют на три порядка [Карта разломов ..., 1980]. В пределах дна Японского моря разломы первого порядка (или глубинные) разделяют блоки, различающиеся типами земной коры, а также глубинные разломы континента, продолжающиеся на шельфе. Разломы второго порядка в акватории отделяют блоки одного типа коры, но с разной мощностью геофизических слоев; разломы третьего порядка не связаны с типами коры.

Глубинные разломы (первого порядка) первой возрастной группы распространены лишь в пределах шельфов и подводных возвышенностей. Они имеют различный возраст заложения, продолжаются на шельфы с суши у побережья Приморья, где прослежены геофизическими методами. На схемах районирования (рис. 32, 33) к ним относятся разломы 1—8, 12, 16, 21, 22, 24—26. Во внутренних районах моря их выделить невозможно. Глубинные разломы второй возрастной группы (9, 14, 15, 20, 27—35) являются главными структурами дна. Большинство из них образовалось в конце позднего мела—начале палеогена. Эти разломы хорошо отражаются в рельфе дна и геофизических полях (силы тяжести, магнитном), по сейсмическим и другим характеристикам. Среди них преобладают раздвиго-сбросы и сопряженные с ними сдвиги-сбросы [Берсенев и др., 1977б, 1978]. В полях силы тяжести они отражаются гравитационными ступенями, обусловленными резким уменьшением мощности земной коры в глубоководных котловинах и впадинах. В пределах последних наблюдаются положительные аномалии силы тяжести, тогда как шельфам и подводным возвышенностям соответствуют отрицательные аномалии. В магнитном поле полосовая линейность, свойственная океанам, отсутствует. Ю. В. Шевалдин [1978] показал, что глубинные разломы фиксируются интенсивными магнитными аномалиями и повышенным тепловым потоком. По его мнению, эти разломы представлены зонами концентраций разрывов шириной 15—35 км, имеющих различное простиранье: термомагнитные характеристики изверженных пород указывают на наличие зон растяжения коры.

Разломы второго порядка являются одновозрастными с описанными выше. Часть из них показана на рис. 33. Они имеют ограниченное распространение, меньшее влияние на структуры морского дна и в геофизических полях отражаются слабее, чем разломы первого порядка.

Разломы третьего порядка весьма многочисленны. Они развивались преимущественно в неогене, часть из них заложилась в палеогене или унаследованно от более древних разломов. Некоторые разломы продолжали развиваться или образовались в четвертичное время.

Рассматриваемые разломы имеют большое значение в формировании рельефа морского дна в неоген-четвертичный этап развития. Они выделяются на батиметрических картах, на сейсмопрофилях и часто подтверждаются находками в драгированных породах неогенового возраста зеркал скольжения и тектонических брекчий. Сбросы формируют многочисленные грабены, развиты в пределах бордерленда Японских островов и на подводных возвышенностях. Часть из них отражена в рельфе дна в виде впадин, часть компенсирована неоген-четвертичными осадками и выявляется на сейсмопрофилях. Наиболее крупные грабены указаны на рис. 33.

Иногда наблюдаются «двойные» грабены, у которых внутри главного расположено более древний грабен, борта которого перекрыты осад-

ками. Двусторонние грабены преобладают. Наряду с односторонними грабенами отмечены системы ступенчатых сбросов. Нередко в верхних частях структур сбросы переходят во флексуры. Приведенные данные указывают на длительный процесс растяжения коры и затухание ее интенсивности на последних этапах развития. Со многими сбросами связан кайнозойский вулканизм, что свидетельствует об их значительной глубинности.

Грабены и сбросы распространены неравномерно. Наибольшее число грабенов, заполненных осадками, отмечено на шельфе и склоне о-ва Хонсю, южнее хр. Оки. Близки по характеру шельф и бордерлэнд о-ва Хоккайдо и южной части Сахалина. Компенсированный осадками грабен установлен на шельфе Восточно-Корейского залива. На шельфе Приморья к отдельным разломам прилегают подводные долины. На подводных возвышенностях часть грабенов пересекает всю их площадь, разделяя ее на блоки. Значительная часть грабенов приурочена к краевым частям возвышенностей. В плане они обычно имеют остроугольную форму, расширяясь в сторону глубоководных котловин и впадин. При этом горсты, разделяющие грабены, в том же направлении сужаются и погружаются. В результате образуется сложный «зубчатый» контур подножий возвышенностей. Эти структуры могли формироваться в условиях погружения и растяжения краевых зон возвышенностей. На крутых склонах, образованных сбросами, обычны оползневые явления. В результате в их верхних частях обнаруживаются породы консолидированного фундамента, а у их подножий — бугристый рельеф, сложенный оползневыми накоплениями. Среди структур разломной природы своеобразен желоб Тояма, характеристика которого приведена в гл. I. По материалам НСП и скв. 229 склоны желоба пересекают плейстоценовые отложения, что указывает на продолжение процесса растяжения коры в юго-восточной части Японского моря в четвертичное время. Два близких по строению желоба, но заполненные осадками, обнаружены на сейсмопрофилях во впадине Кунсан.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Историю геологического развития впадины Японского моря можно восстановить лишь привлекая данные об окружающей его суше в пределах Япономорского региона. Этот регион включает прилегающую к Японскому морю часть материка, острова Хонсю и Сикоку к северо-западу от Медианного разлома, о-в Хоккайдо без зон Токоро и Немуро и южную оконечность Сахалина. В регионе широко распространены породы докембрийского возраста. Они слагают Сино-Корейский щит, Ханкайский массив и фундамент Южно-Приморской зоны. Фрагменты метаморфических пород, аналогичных породам Сино-Корейского щита, обнаружены на возвышенностях Восточно-Корейской и Криштофовича, предположительно докембрийские метаморфические породы известны на Сихотэ-Алине (Хорский и Анюйский массивы). На о-ве Хонсю докембрийский возраст установлен для гнейсов Хида, слагающих одноименный массив на п-ве Нoto. Протерозойский возраст предполагается для метаморфических формаций в зонах Сангун, Абукума и Китаками [Геологическое развитие ..., 1968; Мишкин, 1982]. В Японском море метаморфические породы и гнейсо-граниты обнаружены на возвышенностях Ямато, Кита-Оки, хр. Оки и у одноименных островов.

Таким образом, большая часть Япономорского региона в конце протерозоя, вероятно, являлась восточной окраиной Азиатского материка. Его северо-восточная граница проходила, по-видимому, по разлому Хаячин, восточнее современного берега о-ва Хонсю, а юго-восточная — вдоль Медианного разлома.

В результате горизонтальных движений земной коры современное положение морфоструктур Япономорского региона заметно отличается от существовавших в прошлом. Наиболее существенная перестройка их взаимного расположения происходила в позднемеловую эпоху. Реконструкцию палеотектонической обстановки для середины мезозоя на палинспастической основе выполнил П. Н. Кропоткин [Кропоткин, Шахварстова, 1965], когда имелись лишь очень скучные данные о геологическом строении дна Японского моря. Впадины Японского моря он «закрыл» в основном возвышенностью Ямато и Японскими островами, выпрямив и переместив дугу Японских островов на северо-запад, а очертания материка оставил без изменений. В современной реконструкции (рис. 33, 34) Западно-Япономорский прогиб (17), Центральная (41) и Цусимская (39) котловины заполняются путем растяжения площади Сихотэ-Алиня (14—16) и Приморья (11), небольшого поворота Корейского полуострова (1—3) и перемещения о-ва Хонсю (27—29, 31—33) вместе с подводными возвышенностями (34—36) и котловиной Хонсю (40) на север.

Свообразие тектоники Япономорского региона, как и всей зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому материку, заключается в неоднократной активизации его структурно-формационных зон. Она протекала в отдельных зонах в разное время и с различной интенсивностью. При интенсивном проявлении активизации возникали прогибы, где накапливались толщи осадков; обычно именуемых геосинклинальными. Однако большинство этих прогибов отличалось от классических геосинклиналей относительно коротким сроком существования и нетипичным набором формаций. Для подобных прогибов применяется термин субгеосинклиналь.

Развитие субгеосинклиналей, как и в большинстве других регионов Земли, начиналось с деструкции коры и ее последующем погружением. Эта стадия соответствует демиссионному развитию геосинклиналей и субгеосинклиналей, по терминологии Т. Н. Спицарского [1968]. Вторая стадия, обычно сопровождаемая интрузивным магматизмом и метаморфизмом, именуется орогенной. Развитие геосинклиналей приводит к усложнению структуры коры и увеличению ее мощности. Данная схема справедлива для фанерозоя и позднего рифея. Более древнее развитие Земной коры, вероятно, протекало иным путем. Эпохи тектономагматической активизации, выражавшиеся в развитии преимущественно субгеосинклиналей, существенно отражались в тектонических движениях, магматизме смежных областей и формировании резонансно-тектонических структур [Пущаровский, 1969].

Палеозойская эра

В начале раннего палеозоя большая часть Япономорского региона являлась сушей, поскольку кембрийские отложения известны лишь на Ханкайском массиве (13) и в Пхеннамской впадине на Корейском полуострове (рис. 34). В силуре начался первый этап фанерозойской активизации. В Западно-Приморской (9) и смежной с ней Туманганской (8) зонах начал формироваться геосинклинальный бассейн. На северо-востоке о-ва Хонсю, в зоне Южного Китаками (25), в позднем силуре отлагались наиболее древние из фаунистически охарактеризованных отложений платформенного типа. В девоне процесс дробления докембрийской коры усилился. На Ханкайском массиве и в Южно-Приморской зоне, преимущественно в пресноводных бассейнах, накапливались терригенно-вулканогенные отложения. На Корейском полуострове эпиконтинентальный морской бассейн, вероятно, существовал в Окчхонском прогибе. На Японских островах в девоне и начале карбона мощные вулканогенно-осадочные толщи формировались в районе к юго-западу от разлома Танакура.

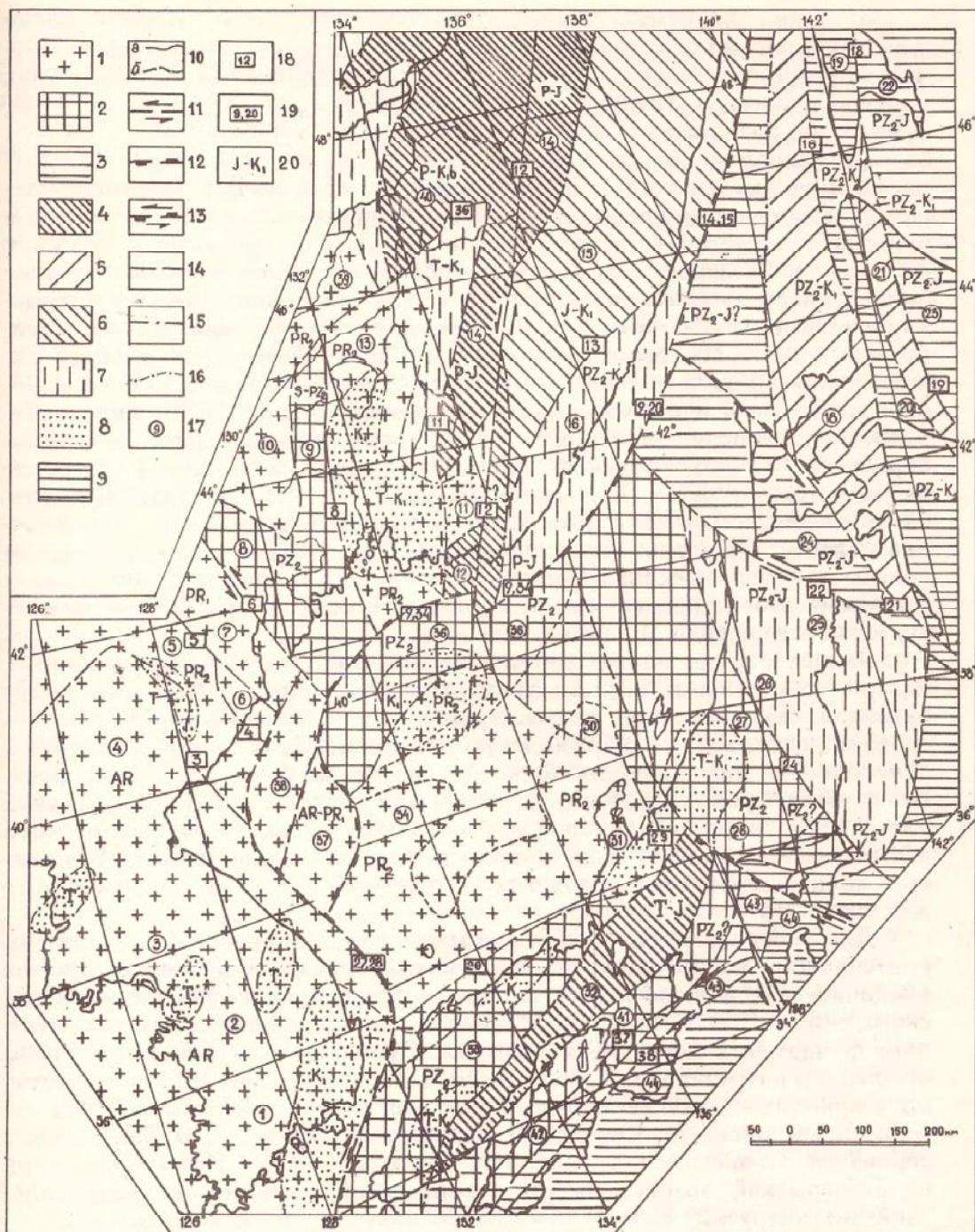


Рис. 34. Схема палеотектонического районирования Япономорского региона (на палинспатической основе). 1 — докембрийские кристаллические массивы; 2 — позднепалеозойские складчатые зоны; 3—6 — возраст демисионных комплексов: 3 — поздний палеозой—юра, 4 — пермь—юра, триас—юра, триас—берриас, 5 — поздний палеозой—ранний мел, 6 — юра—ранний мел; 7, 8 — возраст субплатформенных комплексов пригесинклинальных и приразломных впадин и прогибов: 7 — преимущественно морские комплексы (триас, триас—ранний мел, ранний мел); 8 — преимущественно континентальные комплексы (триас, триас—ранний мел, ранний мел); 9 — геосинклинальные бассейны, сохранившиеся в позднем мелу—миоцене. Проекции географических и тектонических объектов: 10 — береговая линия (а), контуры морфоструктур дна Японского моря (б); 11—14 — разломы, 11—13 — активные в позднем мелу и палеогене: 11 — предполагаемые сдвиги, 12 — то же раздвиги, 13 — то же сдвиго-раздвиги; 14 — разломы, относительно пассивные в позднем мелу и кайнозое; 15 — границы структурно-формационных зон; 16 — границы прогибов и впадин; 17 — номер структурно-формационных зон; 18 — номер глубинных разломов; 19 — номера разломов, образовавшихся после формирования рифтогенных структур; 20 — индекс возраста формационных комплексов.

Структурно-формационные зоны: 1—38 — см. рис. 32; 39 — массив Дахэчжэнский; 40—44 — зоны: 40 — Бикинская, 41 — Рёке, 42 — Самбагава, 43 — Чичибу-Самбосан, 44 — Симанто. Разломы: 1—35 — см. рис. 32; 36 — Алчанский; 37 — Медианный; 38 — Бутсузо

В зонах Абукума—Южное Китаками в позднем палеозое располагался пригеосинклинальный прогиб с миогеосинклинальными условиями. Северо-восточнее разлома Хаячин, в пределах о-ва Хонсю, южной части Сахалина, а также в районе возвышенностей Витязя и Алпатова в палеозое развивались эвгеосинклинальные бассейны.

В раннем карбоне на Японских островах, южнее разлома Хаячин проявились складчатость и интрузивный магматизм. В результате большая часть рассматриваемой площади превратилась в сушу. На материке этот тектогенез не установлен. В течение среднего и позднего карбона на Японских островах и на обширных пространствах материка простирались мелководные моря и в них накапливались терригенно-карбонатные (рифогенные) и вулканогенные отложения. Однако ранне- и среднекарбоновые фузулиниды, обнаруженные в известняках Сихотэ-Алиня, весьма сходны с фаунистическими комплексами Евразийской области Средиземноморья, тогда как с фауной Японии и Тихоокеанского побережья Северной Америки имеется лишь несколько общих видов. Это указывает на существование в то время на месте Японского моря суши. В позднем карбоне, судя по фузулинидам, связь Сихотэ-Алинского моря с Евразийской областью ухудшилась, а с Тихоокеанской улучшилась [Никитина, 1971]. Существование суши с горным рельефом Абэ, по крайней мере в западной и юго-западной частях Японского моря, подтверждается составом каменноугольных и нижнепермских отложений Японских островов.

Раннепермская эпоха ознаменовалась повсеместной трансгрессией. В Приморье к концу этой эпохи мелководные морские бассейны с терригенной седиментацией распространились на краевые части Ханкайского массива, в Южно-Приморскую и Западно-Приморскую зоны. Море заняло почти всю площадь Японских островов. Fauna пермских фузулинид Приморья указывает на непосредственную связь его морских бассейнов с морями Японии. Следовательно, на месте Японского моря в этот период также господствовали морские условия. Это подтверждается наличием верхнепалеозойских отложений на возвышенностях Ямато, Хакусан и др.

Для позднепермской эпохи характерен интенсивный вулканизм, протекавший на материке и Японских островах. Верхнепалеозойские вулканические породы известны и на подводных возвышенностях Японского моря. В эту эпоху дробление докембрийского консолидированного фундамента достигло максимума. Вулканическая деятельность завершилась интрузивным магматизмом. Позднепермские интрузии известны в краевых частях Ханкайского массива, в Западно-Приморской и Туманганской зонах, на Корейском полуострове (гранитоиды Танчхонской серии) и Японских островах. На возвышенностях Японского моря позднепермский возраст имеет, вероятно, большая часть позднепалеозойских интрузий.

В результате интрузивного магматизма и связанного с ним метаморфизма обширные площади были консолидированы и испытали воздымание, а морские бассейны — регрессию. Одновременно в это время в зонах Главного антиклиниория Сихотэ-Алиня (14) и Тамбо-Мино (32) и на о-ве Хонсю в результате растяжения литосферы в первой зоне сформировался, а во второй начал формироваться рифт. В конце позднепермской эпохи мелководные морские бассейны проникли в краевые части Южно-Приморской зоны, где отлагались маломощные, преимущественно терригенные, отложения.

Мезозойская эра Триасовый и юрский периоды

В эти периоды геосинклинальные бассейны развивались в рифтах на месте Главного антиклиниория Сихотэ-Алиня и Тамбо-Мино на о-ве

Хонсю. В них с конца перми накапливались преимущественно терригенно-кремнистые отложения с глыбами (олистолитами) карбон-пермских известняков [Мазарович, 1985]. Последние, по-видимому, разрушились и сползали с краевых частей прилегающих к ним относительно поднятых структур. На этом основании можно предположить, что на месте Главного синклиниория в это время существовало шельфовое море, возможно, с островами. К рифту Тамбо-Мино с северо-запада примыкала зона Сангун, являвшаяся в мезозое преимущественно областью размыва.

Зона Прибрежного антиклиниория в это время представляла собой пригеосинклинальный прогиб-шельф, где накапливались маломощные, главным образом терригенно-кремнистые, осадки. Близкие условия существовали в зонах Абукума и Южное Китаками. В Южно-Приморской зоне, на Корейском полуострове и в юго-западной части о-ва Хонсю (севернее и северо-западнее геосинклинали Тамбо-Мино) эпиконтинентальные моря и пресноводные бассейны развивались в наложенных пригеосинклинальных прогибах или приразломных впадинах. Развитие этих структур было весьма динамичным. При сохранении их основной конфигурации морские бассейны сменялись пресноводными и, наоборот, трансгрессии чередовались с регрессиями. При этом характеры развития материковых и островных структур имели много общего. В раннем триасе в Южно-Приморской зоне продолжалось медленное прогибание и расширение приразломных впадин, начавшееся в самом конце поздней перми: Супутинской, Сучанской и др. Раннетриасовая трансгрессия произошла на о-ве Хонсю в пригеосинклинальном прогибе Майдзуру. Характер ископаемой фауны, содержащейся в нижнетриасовых отложениях Приморья, указывает на связь морских бассейнов с тетиическими морями. В среднем триасе погружение впадин и прогибов продолжалось в тех же районах, но с большей интенсивностью. На это указывает возрастшая в 3—4 раза мощность среднетриасовых отложений по сравнению с нижнетриасовыми. Кратковременные регресии имели место в конце анизийского и ладинского веков.

В позднетриасовую эпоху количество трансгрессий и регрессий возросло. В карнийский век во впадинах Южно-Приморской зоны отмечались седimentация в аллювиально-озерно-болотных условиях и формирование угленосных отложений. Аналогичная обстановка сложилась во впадинах Юго-Западного Хонсю и Корейского полуострова. Лишь в прогибе Майдзуру наряду с угленосными отлагались мелководные морские осадки. В это время теплые воды тетиического моря достигли прогиба Прибрежного антиклиниория, что указывает на наличие пролива в пределах Японского моря. В конце карнийского века во впадины западной части Приморья проникли воды бореального моря. Аналогичная трансгрессия появилась на о-ве Хонсю.

Норийский век унаследовал сформировавшийся ранее тектонический режим. В начале его почти повсеместно протекала регрессия. В дальнейшем последовала трансгрессия и воды бореального моря затопили внутренконтинентальные впадины полностью или частично. Значительная мощность (1 км и более) терригенных отложений, накопившихся во впадинах, указывает на их интенсивное прогибание. В пределах Японского моря морского пролива в это время, вероятно, не было.

Рэтский ярус в Приморье и на Японских островах, как и в большинстве районов Советского Союза, не выделяется.

Из палеогеографических реконструкций следует, что связь мезозойских морей материка с бореальными бассейнами могла осуществляться через обширные моря Приамурья и Сихотэ-Алиня. Связь с Тихим океаном могли обеспечить моря, располагавшиеся в зонах Абукума, Китаками, а также Хидака и Сахалина.

В течение юрского периода седimentация продолжалась преимущественно в сформировавшихся в триасе внутренконтинентальных впа-

динах и прогибах, в озерно-болотных или морских бассейнах. Регрессии морей происходили в начале раннеюрской и в конце среднеюрской—начале позднеюрской эпохи. Погружение впадин и прогибов по-прежнему было энергичным. В составе юрских отложений кроме преобладающих терригенных осадков в отдельных районах отмечены вулканогенно-терригенные толщи. Последние преобладали во впадинах Корейского полуострова.

Состав ископаемой фауны из юрских отложений Приморья указывает на связь морских бассейнов как с тропическими, так и с boreальными морями. В начале раннеюрской эпохи преобладали boreальные виды, а к концу ее увеличилось количество южных форм. Во время максимальной трансгрессии, в первой половине среднеюрской эпохи, boreальные формы резко превалировали над теплолюбивыми. Позднеюрская трансгрессия принесла с собой представителей фауны холодных морей. Одновременно в морях Приморья обитали многочисленные виды, характерные для тропического побережья Северной Америки и берегов Индийского океана. Эти данные указывают на то, что в юрский период моря Приморья были широко открыты на север и всегда были связаны проливом с Тихим океаном, унаследованным с триаса.

Меловой период

Он отличается повышенной тектонической активностью и неоднократной сменой условий седиментации.

Раннемеловая эпоха. В конце юры—начале мела в регионе произошли интенсивные тектонические движения, в результате которых замкнулись геосинклинали Сихотэ-Алиня и Тамба-Мино и сформировались складчатые структуры. Гранитоидный магматизм, связанный с этим дистрофизмом, на Сихотэ-Алине не установлен. На о-ве Хонсю к нему, возможно, относится часть интрузий зоны Рёке. Одновременно началось интенсивное погружение в зонах Главного синклиниория Сихотэ-Алиня и Прибрежного антиклиниория. В пределах последнего триасовые и юрские отложения с угловым несогласием были перекрыты мощной (до 1,5 км) толщей бериас-валанжинских отложений. Последние имеют аркозовый состав кластического материала, что указывает на размыв суши, расположенной на месте Японского моря и сложенной породами гранитного состава. По палинспастической реконструкции региона видно, что к Южному Приморью в это время примыкала возвышенность Ямато, где преобладают гранитоиды.

В течение берриаса и в раннем валанжине Южно-Приморская зона и Корейский полуостров являлись сушей. Во впадинах Юго-Западного Хонсю накапливались континентальные отложения. В южной части берриас-ранневаланжинского моря обитали типичные представители Средиземноморской провинции, а севернее наряду с последними существовали ауцеллы, характерные для морей умеренных широт. Таким образом, в это время сохранялись примерно те же связи приморского моря, какие сложились в юрском периоде.

В среднем и позднем валанжине возобновилось опускание приразломного прогиба у северного края Южно-Приморской зоны. В его западной части накапливались континентальные, а в восточной — морские отложения. В зоне Прибрежного антиклиниория отмечается регрессия. На о-ве Хонсю существенных изменений в палеотектонической обстановке не произошло. В валанжинском море жили морские представители умеренной зоны. Одиночные виды теплолюбивой фауны, вероятно, имели реликтовое происхождение. Это позволяет предположить, что одновременно с указанной регрессией в западной части Татарского пролива возникла сушица, перегородив пролив к шельфовому морю Северному Китаками. От начала готерива до раннего альба включительно почти весь Япономорской регион являлся сушей. В Южном Приморье, в зоне Прибрежного антиклиниория, на Корейском полуострове, во впа-

динах о-ва Хонсю, на равнинах, занятых ранее юрскими морями или межгорными впадинами, накапливались угленосные или терригенные отложения. Иногда этот процесс прерывался местными трансгрессиями или ингрессиями. Миогеосинклинальные морские бассейны сохранялись в зоне Главного синклинория Сихотэ-Алиня, на о-ве Хоккайдо в зонах Исикири-Румои и Камуикотан. В первом из них отлагались флишевые и флишиоидные песчано-алевритовые толщи мощностью до 4—5 км. Кластический материал юго-восточного борта миогеосинклинали по-прежнему имел преимущественно арковый состав. Аналогом континентальных нижнемеловых отложений обрамления Японского моря является одновозрастная толща, распространенная на Северном и Южном Ямато.

К концу раннего альба накопление угленосных отложений в регионе прекратилось. В конце раннего—начале среднего альба, вероятно образовался Восточно-Приморский разлом, отделивший близкий к современному материковый склон Сихотэ-Алиня от расположенной к востоку суши. Литосфера в пределах последней начала испытывать растяжение, что привело к ее погружению. В области, расположенной к северо-западу от разлома, литосфера соответственно подвергалась сжатию. В результате этого процесса в южной части Главного синклинория нижнемеловые и более древние отложения были смяты в складки, а морской бассейн оттеснен на север.

Указанные тектонические движения прервались в начале среднего альба, в это время началась средне-позднеальбская трансгрессия. Мелководные морские бассейны заняли мезозойские впадины в Южно-Приморской зоне. Юго-восточный склон Прибрежного антиклинория также был покрыт мелководным морем. В зоне Главного синклинория море вновь про никло в его южную часть. Во впадинах Юго-Западного Хонсю и Корейского полуострова в пресноводных водоемах в альбе началось накопление пестроцветных туфогенно-осадочных отложений. Животные, обитавшие в морях Приморья, были представлены преимущественно теплолюбивыми формами. Во внутренних зонах Японских островов и на Корейском полуострове в это время существовали лишь пресноводные бассейны, что исключает миграцию фауны с юга. Возможно, она проникала из океана с северо-востока.

Позднемеловая эпоха. В сеномане возобновилось растяжение литосферы в западных частях Татарского пролива и Сахалина, что привело к образованию Западно-Япономорского прогиба и Западно-Сахалинской геосинклинали. Одновременно литосфера в прилегающей неконсолидированной части материка, включающей Прибрежный антиклинорий, Главный синклинорий и Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, испытывала сжатие. В итоге море покинуло Приморье, альбские отложения были интенсивно дислоцированы и начали подвергаться денудации. Во впадинах Южного Приморья, Корейского полуострова и Юго-Западного Хонсю в течение сеномана и турона в пресноводных бассейнах отлагались пестроцветные туфогенно-осадочные толщи мощностью 1,5—2,0 км, а в Цусимском прогибе — до 4,5 км. В последнем наряду с пресноводными иногда существовали мелководные морские бассейны.

В конце турона — начале сенона обширная область материка испытывала интенсивное сжатие. В неконсолидированной зоне Сихотэ-Алиня формировались сжатые, косые и опрокинутые складки, осложненные многочисленными разломами: надвигами, сдвигами и шарьяжами. В области древней консолидации (на Ханкайском массиве, в Южно-Приморской зоне и на Корейском полуострове) кристаллический фундамент подвергался дроблению на многочисленные блоки. Последние перемещались относительно друг друга преимущественно по сдвигам и надвигам. Соответственно в толщах осадочного чехла возникали приразломные складчатые структуры.

Анализ дизъюнктивных и пликативных дислокаций показывает, что в Приморье общее перемещение коры было направлено на север [Берсе-

нев, 1964]. На Корейском полуострове направление перемещения блоков было неодинаковым: в юго-восточной части — к югу, в южной — к юго-западу, в юго-западной — к северу. Таким образом, южная часть Корейского полуострова испытывала поворот по часовой стрелке. При этом в районе, прилегающем к Корейскому заливу, происходило незначительное растяжение коры, а в Пхеннамской впадине — ее интенсивное сжатие. Энергичное сжатие коры для этого времени установлено на островах Хоккайдо, Хонсю и Кюсю, где также формировались складчато-глыбовые структуры при интенсивных деформациях мезозойских отложений, выполняющих впадины и прогибы.

По-видимому, сжатие литосферы в указанных областях было связано с ее растяжением в пределах впадины Японского моря. Восточно-Приморский разлом превратился в рифт, разраставшийся в юго-западном направлении. Он отделил Южно-Приморскую зону и прилегающую к ней часть материка от возвышенности Ямато. Юго-западное окончание рифта, возможно, разделялось на ветви, отделившись в будущем подводные возвышенности, а в то время — полуострова Ямато, Криштофовича и Восточно-Корейский.

В сенон-датское время интенсивность указанных тектонических движений резко снизилась, а в краевой зоне материка и в западной и юго-западной частях островов Хонсю и Кюсю сменилась слабым растяжением. В результате в этих зонах образовались тектоново-вулканические впадины, заполненные мощными толщами вулканогенно-осадочных и вулканогенных отложений. Наиболее ярко вулканизм и интрузивныймагматизм проявились в Прибрежном вулканическом поясе Сихотэ-Алиня и вдоль современного побережья Японских островов, обращенного к Японскому морю. Первая из позднемеловых интрузивных серий — сандинская — внедрилась в самом начале позднего мела [Пущин, 1975]. В сенон-датское время в пределах Сихотэ-Алиня последовательно сформировались интрузии татибинской, бачелазской и приморской серий. В результате ранее мобильная область была консолидирована. Одновозрастные интрузии получили широкое распространение и в вулканическом поясе Японских островов (граниты Хиросима и Сирокава), что также привело к его консолидации. Позднемеловые вулканиты и гранитоиды установлены и на подводных возвышенностях Японского моря.

В конце позднемеловой эпохи в краевой части материка и на Японских островах вновь проявились тангенциальные напряжения. На этот раз они отразились преимущественно в образовании множества разломов — сдвигов, надвигов и сопряженных с ними сбросов и приразломных складок. К этому времени почти весь Япономорский регион представлял собой горную или холмистую сушу. Исключением являлись рифтовые бассейны — фрагменты формирующейся впадины Японского моря.

В готерив-среднеальбское время климат повсеместно был теплым и влажным, что способствовало угленакоплению. В позднеальбское время в составе растительности начали преобладать покрытосеменные, возросла роль хвойных из семейства сосновых, резко снизилось содержание папоротниковых. Эти сообщества сохранялись до конца туронского века. Они указывают на относительно сухой климат, что хорошо увязывается с литологией осадков, среди которых преобладали пестроцветные, преимущественно красноцветные, толщи. В сенон-датское время в регионе произрастала пышная растительность, характерная для современных влажных субтропиков.

Кайнозойская эра

Палеогеновый период

Тектонические движения, связанные с сжатием коры, начавшиеся

в датское время, продолжались и в палеогене. Время их прекращения на материке точно не установлено, но образование в эоцен-олигоценовое время вблизи побережья тектонических впадин указывает на незначительное растяжение коры. На Японских островах, за исключением отдельных районов, процесс сжатия коры продолжался. В пределах Японского моря к концу палеоцена расширение рифтов в западном и северо-западном направлениях прекратилось, а материковый склон принял очертания, близкие к современным. Наличие континентальных отложений палеоценового возраста на Ямато подтвердило предположение о том, что в палеогене подводные возвышенности являлись полуостровами, в меньшей мере островами [Берсенев и др., 1981].

В эоцене на материке и на полуостровах и островах Японского моря изливались базальтоиды суворовской, зайсановской свит и их возрастных аналогов. В тектонических впадинах в прибрежной части материка (Кильчжу-Менчхонской, Артемо-Тавричанской и др.) началось накопление угленосных отложений.

В начале олигоцена на Японских островах продолжалось сжатие коры, почти вся их площадь в то время являлась сушей. Возможно, в это время начал формироваться рифт, послуживший зародышем котловины Хонсю и впадины (трога) Тояма. В конце олигоцена на Японских островах и Сахалине произошло изменение тектонического режима. Эти территории были разбиты разломами, и образовавшиеся блоки коры испытывали неравномерное опускание. Главнейшим из них был грабен Фосса-Магма, разделивший о-в Хонсю почти пополам. В дальнейшем растяжение коры в этом грабене происходило одновременно с движением коры центральной части Японских островов на юго-восток и формированием дуги Японских островов. Соответственно кора восточной и юго-восточной частей Японского моря испытывала растяжение, что обусловило расширение котловины Хонсю и прилегающих к ней впадин.

В олигоцене в пределах Японского моря продолжали изливаться вулканиты базальт-андезит-риолитового комплекса, в его южной и юго-восточной частях началось накопление трахиандезитового комплекса, а на Японских островах и Сахалине — формирование толщи вулканогенно-осадочных пород — «зеленых туфов».

Климат в палеогене был умеренно теплым и влажным. Эволюция растительности проявлялась в сокращении представителей позднемеловых и возрастании роли кайнозойских родов. К концу периода особенно многообразны были роды из семейства сережкоцветковых.

Неогеновый период Миоценовая эпоха

Ранний миоцен. В конце олигоцена — начале раннего миоцена внутренняя зона Японских островов и смежные с ней с запада районы испытали слабое растяжение, что привело к образованию многочисленных разломов, погружению блоков коры и интенсивному вулканизму. Вулканические продукты смешанного состава отлагались преимущественно в мелководных морских бассейнах и подвергались гидротермальным изменениям. Таким образом, сформировалась своеобразная формация «зеленых туфов» [Геологическое развитие ..., 1968]. Аналогичные процессы протекали в пределах смежного бордерленда и на возвышенностях Хакусан, хребтах Оки, Кита-Оки и др., где установлены аналоги «зеленых туфов». Одновременно в озерных бассейнах накапливались терригенные отложения, содержащие пирокластику. Лучше всего они изучены на Южном Ямато, где обнаружены озерные нижнемиоценовые отложения с пресноводными диатомеями. В юго-западной части хребта они залегают на глубине 1300—1500 м, в 20 км северо-восточнее — на глубине 1000—1050 м, в 40 км к востоку — 300 м, на воз-

вышенности Такуё — на глубине 2338 м [Цой и др., 1985]. Эти данные позволяют определить величину дифференциальных тектонических движений в данном районе за последние 20—24 млн. лет, поскольку уровень воды в озерах существенно не отличался от уровня моря. Южное Ямато во внутренней зоне погружалось незначительно (<300 м), а краевые части — до 1500 м. При этом уклоны «перекоса» составили всего 1,5—2,0°.

Морские нижнемиоценовые отложения в Японском море обнаружены лишь на небольшом участке материкового склона зал. Петра Великого на глубине 1400—1500 м. Вероятно, береговая линия раннемиоценового моря здесь проходила вблизи этих отметок. В других районах моря на материковом и островном склонах найдены только средние или позднемиоценовые морские осадки. Вместе с тем наличие морского нижнего миоцена на Японских островах позволяет предположить, что в это время море проникло в котловину Хонсю и в глубоководные впадины и общая площадь моря увеличилась. Кроме ранне существовавших проливов появились проливы, связавшие Японское море с океаном через о-в Хонсю.

Средний миоцен. В это время началась повсеместная трангрессия, вызванная глобальным повышением уровня Мирового океана при одновременном погружении дна Японского моря и его обрамления. К концу среднего миоцена море затопило большую часть материкового шельфа, значительную площадь на Сахалине, Японских островах и их бордерленде. Во внутренних районах моря, по данным микропалеонтологических анализов, морские среднемиоценовые отложения обнаружены на хр. Оки, банке Оки, возвышенностях Кита-Оки, Северном Ямато, Алпатова, склоне хр. Окусири. Глубина залегания среднего миоцена возрастает от 700—800 м в южной части моря по направлению к Центральной котловине, достигает максимума у ее северного замыкания. В это время связь Японского моря с океаном была максимальной, поскольку их разделял лишь архипелаг островов. Внутри моря островами или полуостровами являлись все подводные возвышенности.

Поздний миоцен. В позднем миоцене продолжалось погружение шельфа (наклон и опускание по сбросам), подводных возвышенностей, островного бордерленда и Сахалина. Японские острова, вероятно, находились в относительно стабильном положении, не считая медленного общего изгиба их в сторону океана, начавшегося в позднемеловую эпоху и продолжающегося до настоящего времени [Кропоткин, Шахварстова, 1965]. Климатический оптимум среднего миоцена сменился похолоданием, что привело к глобальному понижению уровня Мирового океана. Однако это явление отразилось лишь на Японских островах, где в позднем миоцене установлена регрессия. На остальной площади Япономорского региона продолжалась трангрессия, поскольку погружение земной коры происходило быстрее, чем понижение уровня Мирового океана.

К концу позднего миоцена море затопило почти весь материковый шельф, проникло в Кильдчжу-Менчхонский грабен и частично на край Цусимской впадины на юго-востоке Корейского полуострова. Во внутренней части моря значительно уменьшилась площадь островов, часть крупных островов, например Восточно-Корейский, превратилась в архипелаги. На подводных возвышенностях в это время значительная площадь была занята островными шельфами, расположенными в настоящее время в среднем на глубине 1000 м. Это явление связано с неравномерным, дифференциальным погружением отдельных возвышенностей и их различных участков.

Связь Японского моря с Охотским осуществлялась через Западно-Япономорский прогиб и затопленную морем часть Сахалина, а также через проливы о-ва Хоккайдо; связь с Тихим океаном — через проливы о-ва Хонсю, с Восточно-Китайским морем — через Корейский пролив.

Сложный рельеф дна и архипелаги островов создавали также сложную структуру морских течений, благоприятную для формирования апвеллингов. Последнее подтверждается микропалеонтологическими данными. В позднем миоцене существовали относительно холодноводные условия, временами нарушающие вторжением теплых течений.

Плиоценовая эпоха

В начале плиоцена произошла регрессия. У берегов Южного Приморья морские воды покинули шельф и верхнюю часть материкового склона. Это явление нельзя объяснить только понижением уровня Мирового океана на 300 м и более. Вероятно, причиной регрессии в данном районе явилось также сводовое вздымание Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурской горной страны, вовлекшее в поднятие и материиковую ступень [Геология СССР, 1969]. На Японских островах в позднем миоцене внедрились небольшие интрузии гранитоидов, проявились контактовый метаморфизм и слабая складчатость, резко сократилась площадь, занятая морем, исчезли проливы на о-ве Хонсю. В результате понижения уровня Мирового океана, на этот раз некомпенсированное погружением дна Японского моря, регрессия затронула и его внутренние районы. Здесь увеличилась площадь островов и возникли новые на месте ранее существовавших.

В раннем плиоцене началась новая трансгрессия. Она, вероятно, была вызвана двумя факторами — погружением материевой ступени и всего дна Японского моря и повышением уровня Мирового океана. Вулканогенно-органогенно-терригенные отложения перекрыли миоценовые толщи на возвышенностях, находившихся ниже уровня моря, и образовали структуру облекания. На возвышенностях, являвшихся островами, они перекрыли миоцен с размывом и небольшим угловым несогласием; на участках, ранее не затапливавшихся миоценовым морем, — породы консолидированного фундамента или палеоген-миоценовые вулканиты.

При трансгрессивном залегании плиоцена в его основании формировались базальный горизонт с конгломератами, гравийниками и песчаниками. В котловинах и впадинах седиментация протекала непрерывно. Во внутренних районах моря в плиоцене в виде небольших островов оставались, очевидно, лишь наиболее возвышенные участки на Северном и Южном Ямато, на хр. Оки, банке Хакусан и в пределах бордерленда Японских островов, севернее о-ва Садо, а также отдельные вулканы в этом же районе. В юго-западной части моря действовали вулканы, формирующие породы трахибазальтовой серии.

В позднем плиоцене началась очередная регрессия. Одновременно продолжалось сводовое поднятие Сихотэ-Алиня и других горных сооружений на материке и Японских островах, что вызвало усиление денудации. Для выработки речных долин, прорезающих базальтовые плато Приморья, потребовалось 2—3 млн. лет [Берсенев и др., 1974]. По-видимому, у побережья Приморья уровень моря был ниже современной бровки шельфа в позднем плиоцене, эоплейстоцене и в начале раннего плейстоцена. Указанный этап денудации сыграл главную роль в формировании основных форм рельефа на материке и в прибрежной зоне моря, предопределил расположение заливов, проливов, бухт, а также подводных долин материкового склона, подвергавшихся подводной денудации. На отдельных участках склона и подводных долин накапливались маломощные эоплейстоценовые отложения. Во внутренних районах моря эта регрессия не установлена. В плиоцене ухудшилась связь Японского моря с Охотским и Тихим океаном. Она стала ближе к современной.

В четвертичное время на шельфах неоднократно происходили трансгрессии и регрессии, обусловленные гляциоэвстатическими колебаниями

уровня Мирового океана. Последние, вероятно, отражались и на развитии подводных возвышенностей. Однако они протекали на фоне их общего погружения. Весьма незначительное растяжение литосферы, связанное с продолжающимся изгибанием Японских островов на юго-восток, имело место в юго-восточной части моря. Результатом этого процесса явилось образование желоба Тояма.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ВПАДИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Из многочисленных гипотез о происхождении окраинных морей наиболее вероятной является гипотеза «внедрения мантийных диапиров». Применительно к рифтовым зонам, реже к окраинным или средиземным морям ее излагали П. Н. Кропоткин [1971], В. Е. Хайн [1973], Е. Е. Милановский [1976], А. Ф. Грачев [1977], В. В. Белоусов [1978], Л. Э. Левин [1979] и др. Механизм образования мантийных диапиров рассмотрел В. В. Белоусов [1975].

Предполагается, что каждую глубоководную котловину порождает самостоятельная диапира. Вещество диапира при ее подъеме приобретает осевое вращение, вероятно, против часовой стрелки и медленно перемещается на северо-восток. Этим можно объяснить характерную форму котловин окраинных морей Тихого океана — выпуклый, параллельный островным дугам юго-восточный борт и заостренное северо-восточное замыкание.

Мантийная диапира, достигнув астеносферы, вызывает подъем кровли последней и незначительное растяжение коры, что способствует развитию вулканизма и интрузивного магматизма (рис. 35, а). Внедрение мантийной диапира в астеносферу превращает ее в астеносферную диапиру. Дальнейший подъем ее кровли лимитируется гравитационными силами, а продолжающийся приток мантийного вещества вызывает центробежное растекание астеносферной материи. Литосфера при этом испытывает интенсивное растяжение, которое компенсирует ее сжатием по периферии области растяжения (рис. 35, б).

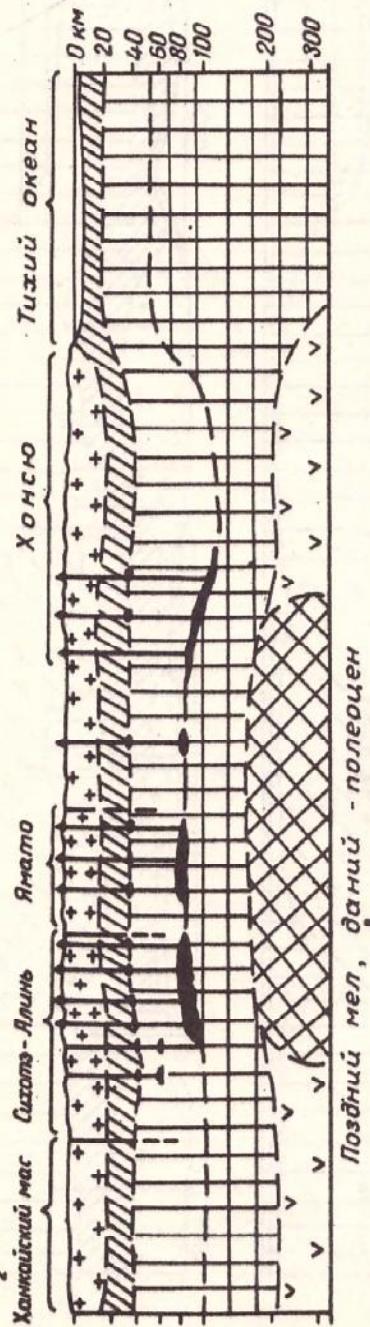
Таким образом, в литосфере образуется «волна», удаляющаяся от центра диапира. Перед фронтом «волны» литосфера находится в состоянии сжатия, позади — растяжения. Следовательно, одна и та же зона испытывает сначала сжатие, а затем растяжение (рис. 36, а). Центробежное движение «волн» обусловливает дугообразную в плане форму островов и глубоководных желобов, окаймляющих окраинные моря. Взаимодействие «волн», исходящих от диапир смежных морей, приводит к резкой смене простираций островных дуг и желобов в районах их сочленения.

По мере распространения «волны» ее энергия падает, что вызывает постепенное уменьшение напряжений, деформирующих литосферу. С уменьшением притока эндогенного вещества астеносферная диапира теряет связь с мантией и превращается в астеносферный астенолит (рис. 36, б). Последний постепенно остывает, испытывает дегазацию, дегидратацию, уплотнение, объем его уменьшается. Это приводит к погружению коры и общему снижению тектонической и магматической активности (рис. 36, в). Изложенная схема обычно усложняется. Например, помимо главной вершины мантийной диапира возникает дополнительная, приток мантийного вещества может носить импульсный характер и т. д.

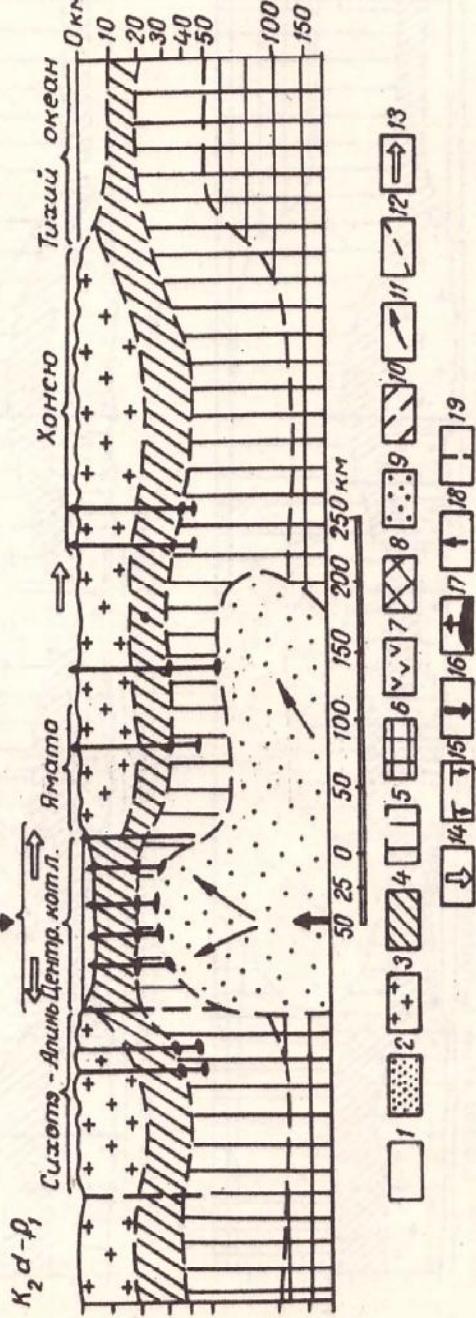
Данная гипотеза хорошо увязывается с историей Япономорского региона в позднем мелу и кайнозое. Начальный этап внедрения диапира соответствует формированию Прибрежного вулканического пояса, а ее побочный гребень — аналогичному поясу внутренней зоны Японских островов (рис. 35, а). Максимальный подъем главного гребня привел к интенсивному растяжению коры, разрыву «гранитного» слоя и образованию рифтов в Центральной и Цусимской котловинах (рис. 35, б).

Поздний мел, сеноман - масстрихт

Хонгайский мес Сихотэ-Алинь Янатао



Поздний мел, данний - палеоцен



7

Рис. 35. Схема геологического развития Япономорского региона в позднем мелу и палеоцене.

1 — вода; 2 — осадочный слой; 3 — «гранитный» слой; 4 — «базальтовый» слой; 5 — субстрат (верхний твердый слой мантии); 6 — астеносфера; 7 — слой Голицына; 8 — мантийная диапира; 9 — астеноферная диапира; 10 — астеноферный астенолит; 11 — направление движения диапира; 12 — зона Бениофа-Заваричского; 13 — направление горизонтального движения литосфера; 14 — погружение литосфера при остывании атмосферного астенолита; 15 — погружение кровли астеноферного астенолита при его остывании; 16 — погружение коры при рифтогенезе; 17 — магматический очаг и каналы; 18 — вулканы и подводные каналы; 19 — разломы

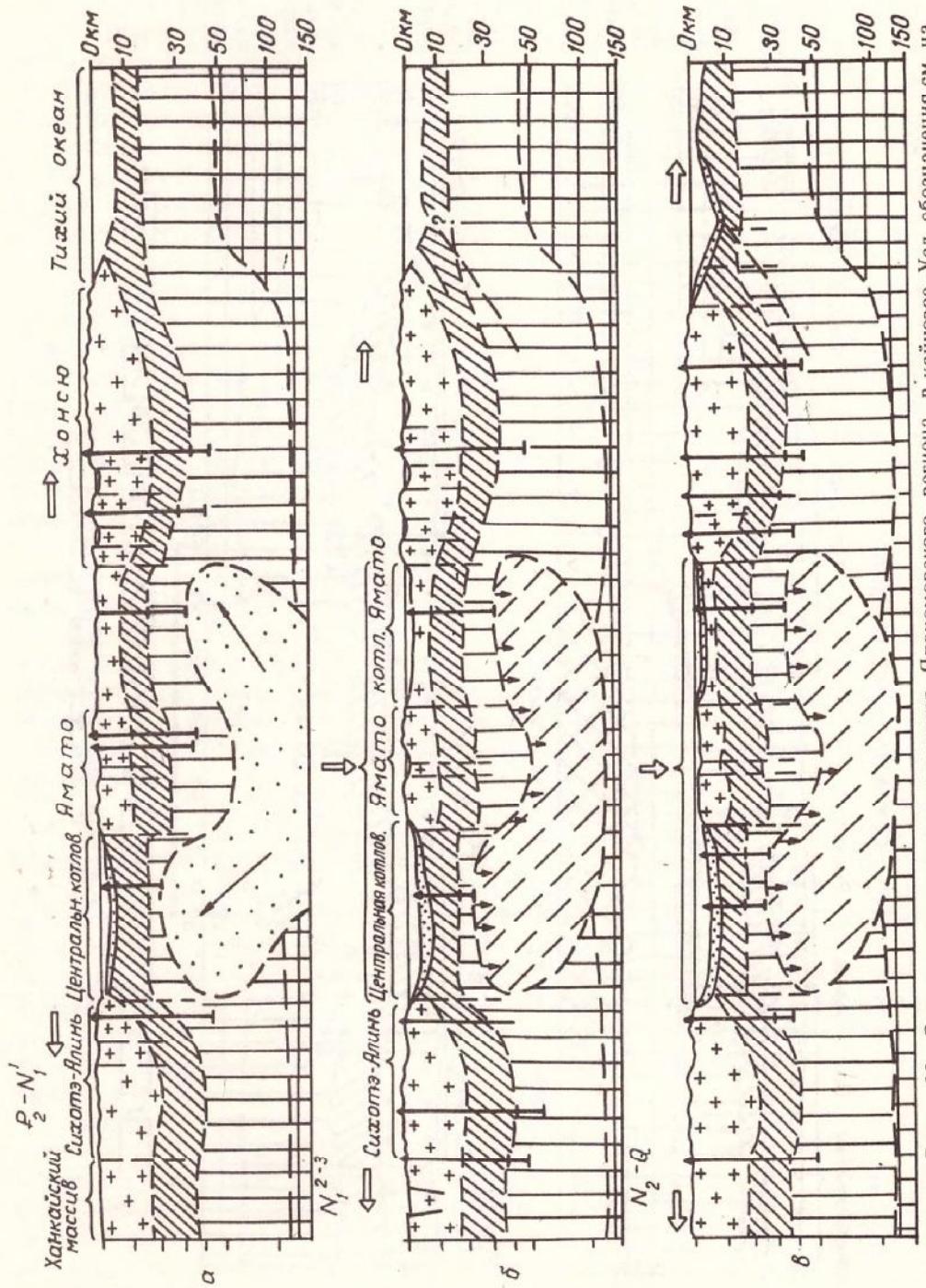


Рис. 36. Схема геологического развития Япономорского региона в кайнозое. Усл. обозначения см. на рис. 35. Этапы развития: а — эоцен-ранний миоцен; б — средний—поздний миоцен; в — плиоцен—голоцен

Центробежное перемещение астеносферного вещества явилось причиной сжатия коры и складчатости на материке и Японских островах. Перемещение «волны» вызвало формирование зоны слабого растяжения на материке и на Японских островах в палеогене (рис. 36). Охлаждение астеносферного астенолита привело к общему погружению дна Японского моря в неогене (рис. 36б, в). Эта гипотеза применима и для других окраинных морей Тихого океана. Можно предположить, что глубоководные желоба являются фронтом области растяжения, а океанические валы — зоной сжатия. Они вызваны мантийными диапирами соответствующих окраинных морей. Тектонические напряжения в верхней мантии и литосфере, возможно, реализуются в гипоцентрах, землетрясений, приуроченных к зоне Бениофа—Заварницкого.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Японское море является одним из наиболее изученных в геологическом отношении окраинных морей Тихого океана. Геофизические исследования, выполненные советскими и японскими экспедициями, выявили основные черты строения его земной коры и более детально — осадочного чехла. Драгирование участков дна, лишенных донных осадков, на материковом склоне Приморья и на подводных возвышенностях обеспечило массовый отбор проб горных пород. Их всестороннее изучение позволило обнаружить разнообразные по возрасту и составу геологические образования, аналогичные в своем большинстве развитым на материковом и островном обрамлении моря. В частности, установлены докембрийские метаморфические образования, сформированные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма при температуре 650—800° С на глубине погружения пород до 25 км. Обнаружены крупные массивы разновозрастных гранитоидов, соответствующих гранитоидным сериям, характерным для областей с развитой сиалической корой мощностью 30—40 км. Выделены формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов, проведено их сравнение с типовыми магматическими комплексами основных геоструктур Земли (континентов, островных дуг и океанов), установлен отчетливо выраженный «сиалический» характер базальтоидного магматизма Японского моря.

Особенности геологии Япономорской впадины начинают проявляться в неогене и выражаются в очень широком распространении толщи морских средне-верхнемиоценовых и плиоценовых отложений, неизвестных на материке.

Указанные материалы дали возможность восстановить в основных чертах историю геологического развития впадины Японского моря. Из исторического обзора видно, что на протяжении почти всего фанерозоя Япономорский регион, включающий значительную часть Приморья, Корейский полуостров, большую часть Японских островов и площадь, занятую ныне впадиной Японского моря, развивался как единая мегаструктура. Этот факт можно объяснить наличием в ее пределах общего, относительно однородного жесткого фундамента, сформировавшегося в докембрии. Существенные различия в геологическом развитии краевой части материка и Японских островов, прогрессируя во времени, начали проявляться с конца позднемеловой эпохи. Коренное изменение в характере геологического развития региона было обусловлено образованием впадины Япономорского моря, связанной, в свою очередь, с деструкцией докембрийской коры материкового типа. Формирование впадины происходило в конце позднего мела — палеогена преимущественно в результате растяжения литосферы с последующим погружением земной коры в среднем миоцене — голоцене.

Геологическое строение Японского моря позволяет не только определить направленность развития земной коры, дать представление о времени и причинах формирования этой структуры, но и выяснить закономерности распределения полезных ископаемых на морском дне и дать их прогнозную оценку. Поэтому геологическая карта и материалы, изложенные в настоящей книге, найдут широкое применение в практике морских геологопоисковых работ, проводимых Министерством геологии СССР.

Дальнейшие исследования Японского моря должны быть направлены на еще более углубленное изучение вещественного состава магматических и метаморфических комплексов, литологии неогеновых отложений, образований аутогенных минералов, генезиса полезных ископаемых и других геологических и геохимических процессов, протекающих в столь грандиозной природной лаборатории, какой является Японское море.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдурахманов А. И.** Петрохимическая зональность четвертичных вулканических пород Большой Курильской гряды: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук/ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1982. 24 с.
- Анфилатова З. А.** Японское море//Геология методов поисков и разведки месторождений нефти и газа. Экспресс-информация ВИЭМС. М., 1975. С. 27—30.
- Бараш М. С., Казарина Г. Х., Кругликова С. Б., Сафарова С. А.** Стратиграфия неогена и палеогеография поднятия Северное Ямато (Японское море)//Материалы по стратиграфии и палеогеографии востока Азии и Тихого океана. Владивосток, 1987. С.
- Безверхий В. Л.** О некоторых особенностях методики и результатах сейсмоакустического профилирования на япономорском шельфе у берегов Юго-Восточного Приморья//Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977. С. 54—63.
- Безверхий В. Л., Леликов Е. П., Терехов Е. П., Филатьев В. П.** Геологическое строение докайнозойского фундамента япономорского шельфа у берегов Приморья//Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977. С. 63—76.
- Безверхий В. Л., Ващенкова Н. Г., Горовая М. Т. и др.** О стратиграфии неогенных отложений шельфа и материкового склона Юго-Восточного Приморья (по сейсмоакустическим данным)//Геофизика дна Японского моря. Владивосток, 1980. С. 51—75.
- Белоусов В. В.** Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
- Белоусов В. В.** Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
- Берсенев И. И.** О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня//ДАН СССР. 1964. Т. 158, № 4. С. 846—849.
- Берсенев И. И.** Происхождение и развитие впадины Японского моря//Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973а. С. 15—35.
- Берсенев И. И.** Опыт геологической съемки материкового склона в пределах акватории залива Петра Великого (Японское море)//Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973б. С. 140—142.
- Берсенев И. И.** Основные черты тектоники Приморского края//Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974. С. 114—127.
- Берсенев И. И., Берсенев Ю. И., Липкин Ю. С.** О происхождении и развитии рельефа материкового склона Японского моря у побережья Южного Приморья//Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974. С. 69—75.
- Берсенев И. И., Берсенев Ю. И., Ващенкова Н. Г. и др.** Некоторые вопросы геологического строения дна Японского моря (по материалам 24 рейса НИС «Первенец»)//Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977а. С. 13—24.
- Берсенев И. И., Липкин Ю. С., Сигова К. И.** Впадина Японского моря//Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., 1977б. С. 113—127.
- Берсенев И. И., Липкин Ю. С., Сигова К. И.** Разломы котловины Японского моря//Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978. С. 99—116.
- Берсенев И. И., Леликов Е. П., Пущин И. К.** Геологическое строение дна Японского моря//Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток. 1981. С. 30—37.
- Берсенев И. И., Безверхий В. Л., Ващенкова Н. Г. и др.** Стратиграфия миоцена приморского шельфа и склона (Японское море)//Тихоокеан. геология. 1984а, № 2. С. 38—45.
- Берсенев И. И., Безверхий В. Л., Ващенкова Н. Г. и др.** Стратиграфия плиоцена приморского шельфа и склона (Японское море)//Тихоокеан. геология. 1984б, № 3. С. 3—6.
- Берсенев И. И., Школьник Э. Л., Гусев В. В.** Фосфориты Японского моря//Фосфаты Востока Азии и прилегающих морей. Владивосток, 1984в. С. 162—179.
- Васильев Б. И., Марков Ю. Д., Царько Е. И., Демидова Т. И.** О геологическом строении континентального склона залива Петра Великого (Японское море)//Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973. С. 49—57.
- Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 3. 288 с.
- Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. 1050 с.
- Гайанов А. Г., Соловьев О. Н.** О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского материка к Тихому океану//ДАН СССР. 1963. Т. 151, № 6.
- Геологическое развитие Японских островов. Пер. с англ. М.: Мир, 1968. 719 с.
- Геология Кореи/Пер. с корейского. М.: Наука, 1964. 254 с.
- Геология СССР. Т. 32. Ч. 1. Приморский край. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 695 с.

- Геологическое строение дна Японского моря. Стратиграфия докайнозойских отложений//Берсенев И. И., Безверхий В. А., Леликов Е. П.: Препринт. Владивосток, 1983а. 28 с.
- Геологическое строение дна Японского моря. Стратиграфия кайнозойских отложений//Берсенев И. И., Безверхий В. Л., Ващенкова Н. Г. и др.: Препринт. Владивосток, 1983б. 54 с.
- Геохронологическая таблица. М.: Мингео СССР, 1984. 1 л.
- Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ)/Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С., Попов А. А., Потапьев С. В. М.: Наука, 1976.
- Горбушинская серия Дальнегорского рудного района. Новые данные по стратиграфии Приморского сектора Япономорского региона/Михайлов В. А., Волохин Ю. Г., Парняков В. П. и др.: Препринт. Владивосток, 1986. 38 с.
- Гранник В. М. Петрохимические особенности метабазитов Сусанайского метаморфического комплекса. Южно-Сахалинск, 1984. 25 с.
- Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.
- Гречин В. И. Миоценовые отложения Западной Камчатки (седиментация и катагенез)//Труды/Геол. ин-т АН СССР. 1976. Вып. 282.
- Дистанов У. Г. Классификация песчано-глинисто-кремнистых пород//Литология и полез. ископаемые. 1971. № 6. С. 146—151.
- Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Гаранин А. В. Основные черты магматизма дна океана//Проблемы петрологии. М., 1976. С. 173—189.
- Дмитриев Ю. И., Шарков Е. В. Основные принципы и критерии сравнения изверженных горных пород океанов и их аналогов на континентах//27-й Международный геологический конгресс. М., 1984. Т. 9. С. 62—68.
- Другова Г. М. Гранулитовая фаунция метаморфизма. Л.: Наука, 1972. 256 с.
- Евланов Ю. Б., Липкин Ю. С., Азымук С. В. и др. Некоторые черты геологии Японского и Филиппинского морей (по материалам 4-го рейса НИС «Каллисто»)//Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977. С. 31—39.
- Ерохов В. Ф., Жидкова Л. С., Литвиненко А. У. и др. Геологическое строение острова Монерон (Японское море)//Геология и геофизика. 1971, № 1. С. 46—57.
- Карта разломов территории СССР и сопредельных стран/Гл. редактор Сидоренко А. В. М.: Аэрогеология, 1980. 18 л.
- Классификация и номенклатура горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.
- Ковылин В. М. Строение земной коры в области Японского моря. М.: Наука, 1979. 207 с.
- Коновалов Ю. И., Грачева А. А. Вулканические породы Южного Ямато (Японское море)//Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978. С. 41—50.
- Коренбаум С. А. Петрохимические особенности гранитоидов Япон-Курило-Камчатской островной дуги//Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток, 1975. С. 6—33.
- Костюк В. П., Костюк Е. А. Калиевый щелочной магматизм континентов и его связь с мантийными процессами//Геология и геофизика. 1984, № 7. С. 70—79.
- Красный М. Л. Региональные особенности аномального магнитного поля Японского моря. Южно-Сахалинск, 1969. С. 227—234.
- Красный М. Л., Воробьев В. М. Некоторые результаты гидромагнитной съемки северной части Японского моря//Южно-Сахалинск, 1969. С. 211—218. (Труды/СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 20).
- Краткий справочник по геохимии/Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. М.: Недра, 1977. С. 76—77.
- Кропоткин П. Н., Шахвартова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 365 с.
- Кропоткин П. Н. Динамика земной коры//Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 238—253.
- Куделькин В. В., Журавлева А. В., Шереметьева Г. Н. Палеогеновые отложения острова Монерон (Татарский пролив)//Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 3. С. 712—715.
- Куно Х. Серии изверженных пород//Химия земной коры. М., 1964. С. 107—121.
- Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг//Окраины континентов и островные дуги. М., 1970. С. 249—262.
- Левин Л. Э. Геология окраинных и внутренних морей. М.: Недра, 1979. 215 с.
- Леликов Е. П., Вржесек А. А. О проявлениях динамотермального метаморфизма в Южно-Приморской зоне и Хасанском блоке//Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973. С. 136—141.
- Леликов Е. П. Гранаты материкового склона восточной части залива Петра Великого//Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток, 1975. С. 20—27.
- Леликов Е. П., Мельников Н. Г. Ранне- и среднепалеозойские магматические комплексы восточной части Ханкайского массива и Южно-Приморской зоны//Известенные породы Востока Азии. Владивосток, 1976. С. 114—119.
- Леликов Е. П., Пирогова Л. Г. Петрохимические и геохимические особенности пород гнейсо-мigmatитового комплекса юго-западной части Японского моря//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 5. С. 45—53.

- Леликов Е. П., Терехов Е. П.** Вулканогенные породы подводной возвышенности Уллындо (Японское море)//Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977. С. 103—106.
- Леликов Е. П., Берсенев И. И., Ващенкова Н. Г.** и др. Геологическое строение подводного хребта Оки и возвышенности Пржевальского//Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток, 1979. С. 129—147.
- Леликов Е. П., Маркевич В. С., Терехов Е. П.** Нижнемеловые и палеогеновые отложения подводной возвышенности Ямато (Японское море)//ДАН СССР. 1980. Т. 253, № 3. С. 678—682.
- Леликов Е. П., Терехов Е. П.** Щелочные вулканиты дна Японского моря//Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 71—77.
- Леликов Е. П., Съедин В. Т., Евланов Ю. Б.** и др. Магматические комплексы дна Японского моря//Тихоокеан. геология. 1983. № 2. С. 20—25.
- Леликов Е. П., Съедин В. Т., Ферштатер Г. Б.** Рубидий и стронций в магматических породах дна Японского моря//Геохимия. 1984. № 8. С. 1209—1217.
- Леликов Е. П., Гусев В. В.** Распространение и агрохимические свойства фосфоритов Восточно-Корейской возвышенности Японского моря//Тезисы докладов Всесоюзной конференции «Экономика и освоение океана». Владивосток, 1985. С. 32—34.
- Липкина М. И.** Типы пород неогеновых отложений материкового склона Японского моря у берегов Южного Приморья//Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток, 1975. С. 46—60.
- Липкина М. И., Цой И. Б.** Конкремции барита с подводной возвышенности Ямато в Японском море//ДАН СССР. 1980. Т. 254, № 4. С. 1002—1005.
- Лутц В. Г.** Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
- Магматические горные породы. Щелочные породы. М.: Наука, 1984. 415 с.
- Мазарович А. О.** Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 102 с.
- Малеев Е. Ф.** Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977. 212 с.
- Мамонтова И. В.** Миоценовая флора ханкайских слоев Приморья//Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток, 1982. С. 102—105.
- Мартынов Ю. А.** Проблема происхождения базальтоидных серий островных дуг по данным о соотношении никеля и кобальта//ДАН СССР. 1983а. Т. 273, № 5. С. 1230—1232.
- Мартынов Ю. А.** Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток, 19983б. 140 с.
- Матоба Я.** О среднемиоценовом море на территории Японии по результатам исследований фораминифер//Касэки. 1981. № 30. С. 79—85. (Пер. с яп.).
- Мельников Н. Г., Бажанов В. А.** Девонские континентальные образования Южного Приморья//ДАН СССР. 1973. Т. 211, № 1. С. 170—172.
- Милановский Е. Е.** Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
- Мишキン М. А.** Метаморфические формации зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 7. С. 50—63.
- Мишキン М. А.** Эволюция метаморфизма в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану//Тихоокеан. геология. 1982. № 3. С. 23—37.
- Моисеева А. И.** Атлас неогеновых диатомовых водорослей Приморского края. Л.: Недра, 1971. 152 с.
- Мурдмаа И. О.** Осадки и осадочные породы океанов//Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М., 1979. С. 104—162.
- Неелов А. Н.** Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- Никитина А. П.** Позднепалеозойские фузулиниды Кавалеровского и Ольгинского районов Приморья и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук/ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1971. 22 с.
- Олейник Ю. Н.** Тектоническое районирование Приморского края//Тихоокеан. геология. 1983. № 1. С. 11—19.
- Основные черты геологического строения дна Японского моря/Васильковский Н. П., Безверхий В. Л., Дергачев А. Н. и др. М.: Наука, 1978. 264 с.
- Перчук П. Л., Рябчиков И. Д.** Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.** Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с.
- Плюснина Л. П.** Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 155 с.
- Попов В. К.** Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток, 1986.
- Пушаровский Ю. М.** О тектонике Сахалина//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 12. С. 42—61.
- Пушаровский Ю. М.** Резонансно-тектонические структуры//Геотектоника. 1969. № 1. С. 3—12.
- Пущин И. К.** О возрасте складчатости в Главном синклиниории Сихотэ-Алиня//Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 156—158.
- Пущин И. К., Берсенев И. И.** Базальтоиды материкового склона у побережья Южного Приморья//Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток, 1975. С. 28—34.

- Пущин И. К., Болдырева В. П., Ващенкова Н. Г. и др.** Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений материкового склона у побережья Приморья//Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977. С. 77—90.
- Рапопорт М. С., Ферштатер Г. Б., Афанасьева Е. М. и др.** Гранитоиды урана как индикаторы глубинного строения и тектонической эволюции//Общие вопросы магматизма Урала. Свердловск, 1981. С. 61—71.
- Решения 3-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Магадан, 1982. 182 с.
- Родников А. Г., Гайнанов А. Г., Ермаков Б. В. и др.** Геотраверс Сихотэ-Алинь—Японское море—о-в Хонсю—Тихий океан//Тихоокеан. геология. 1982. № 3. С. 84—89.
- Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова П. И.** Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород//Труды геохимической конференции «Химия земной коры». М., 1963. С. 244.
- Соловьев О. А.** Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги//Прикл. геофизика. 1961. Вып. 29.
- Спижарский Т. Н.** Методика тектонического районирования//Геологическое строение СССР. М., 1968. Т. 2. С. 53—98.
- Строев П. А., Пантелеев В. Л.** Морские гравиметрические исследования в 42-м рейсе НИС «Витязь»//Морские гравиметрические исследования. М., 1970. Вып. 5. С. 21—28.
- Строев П. А.** Аномалии силы тяжести акватории Японского моря//ДАН СССР. 1971. Т. 198, № 4. С. 818—821.
- Строев П. А.** Изостатические аномалии силы тяжести Япономорской переходной зоны//Морские гравиметрические исследования. М., 1978. Вып. 9. С. 79.
- Строение подводной возвышенности Ямато по геофизическим данным/Васильев Б. И., Карп Б. Я., Строев П. А., Шевалдин Ю. В. М.: Изд-во МГУ, 1975. 95 с.
- Структура осадков и фауна Японского моря/Лихт Ф. Р., Астахов А. С., Боуул А. И. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 287 с.
- Съедин В. Т.** Влияние гальмировала на химический состав и определение возраста базальтов Японского моря//Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 94—99.
- Съедин В. Т., Леликов Е. П.** Геохимические типы кайнозойских базальтоидов и вопросы происхождения Японского моря//Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский, 1985. Вып. 2. С. 244—246.
- Съедин В. Т.** Кайнозойский базальтоидный магматизм Японского и Филиппинского окраинных морей: Автoref. дис. ... канд. геол.-минер. наук/ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1986. 26 с.
- Такаянаги Е., Сакаи Т., Ода Т., Хасэгава С., Танимуро Е.** Применение микробиостратиграфических методов при исследовании геологической истории Японского моря//Японское море (Japan Sea), 1979. № 10. С. 91—102. (Пер. с яп.).
- Такэути А.** Изучение колебаний уровня Японского моря в кайнозое — новый подход к изучению истории Японского моря//Японское море (Japan Sea). 1979. № 10. С. 162—173. (Пер. с яп.).
- Тектоническая карта Северной Евразии. М.: МинГео СССР, 1980. 9 л.
- Точилина С. В.** Миоценовые радиолярии Японского моря//Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978. С. 108—115.
- Туевов И. К., Веселов О. В., Епанешников В. Д., Липина Е. Н.** Геотермика запада Тихого океана//Тихоокеан. геология. 1982. № 3. С. 90—100.
- Уено Н., Канеока И., Озима М. и др.** Калий-argonовый возраст, отношение изотопов стронция и отношение калия к рубидию в вулканических породах со дна Японского моря. Южно-Сахалинск, 1972. С. 312—316. (Труды/СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 33).
- Уэйджэр Л. П., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с.
- Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С.** Петрология магматических гранитоидов. М.: Недра, 1975. 286 с.
- Ферштатер Г. Б.** Рубидий-стронциевые диаграммы для анализа геохимического режима образования магматических серий//Ежегодник — 1980/Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981. 86 с.
- Филатьев В. П.** Строение верхней части земной коры в северо-восточной части Японского моря по данным НСП//Геофизические исследования переходной зоны от континента к океану в области Японского моря. Владивосток, 1977. С. 77—81.
- Хайн В. Е.** Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
- Хворова И. В.** Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого//Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. Осадкообразование. М., 1968. С. 8—136.
- Цой И. Б., Ващенкова Н. Г., Горовая М. Т., Терехов Е. П.** О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато (Японское море)//Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 50—55.
- Шевалдин Ю. В., Назарова Е. А.** О магнитных свойствах изверженных пород дна Японского моря//Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974. С. 175—180.
- Шевалдин Ю. В.** Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука, 1978. 74 с.
- Шутов В. Д.** Классификация песчаников//Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86—102.

- Щека С. А., Куренцова Н. А. Магматические комплексы океанов//Сов. геология, 1981. № 11. С. 67—76.
- Щека С. А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эфузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 166 с.
- Щека С. А., Вржосек А. А. Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматитов//Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 3—15.
- Щелочные породы. М.: Мир, 1976. 400 с.
- Baker P. E., Gass I. G., Harris P. G., Maire R. W. The volcanological report of the Royal Soc. Expedition to Tristan Da Cunha, Phill//Trans. Roy. Soc. London. 1964. Vol. 256. P. 439—578.
- Baker P. E., Buckley F., Holland J. C. Petrology and geochemistry of Easter Island//Contrib. Mineral. Petrol. 1974. Vol. 44. N 2. P. 85—100.
- Bakor B. H., Goles G. G., Leeman W. P., Lindstrom M. M. Geochemistry and Petrogenesis of the basalt-bonmoreite-trachite suite from south part of the Gregory Rift Kenia//Contrib. Mineral. Petrol. 1977. Vol. 64, N 3. P. 303—332.
- Barron J. A. Lower miocene to quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off northeastern Japan, DSDP//Init. Repts. DSDP. 1980. Vol. 56—57. Pt 2. P. 641—685.
- Burckle L. H., Akiba F. Implications of Late Neogene freshwater sediment in the Sea of Japan//Geology, 1978. Vol. 6. P. 123—127.
- Chough S. K. Marine Geology of Korean Seas//IHRDC, Boston, 1983. P. 1—157.
- Geological investigation in the northern margin of the Okinawa trough and the western margin of the Japan sea. April—May 1977 (GH77-2 Cruise)//Geol. Surv. Japan. Cruise Rept. 1978. N 10, 79 p.
- Geological investigation of the Okhotsk and Japan seas off Hokkaido. June-July 1977 (GH77-3 Cruise)//Geol. Surv. Japan. Cruise Rept. 1978. N 11. 71 p.
- Geological investigation of the Japan sea. April-June 1978 (GH78-2 Cruise)//Geol. Surv. Japan. Cruise Rept. 1979. N 13. 98 p.
- Ikebe Y., Malya S. Stratigraphic outlines of selected Neogene sequences//Neogene of Japan — It's biostratigraphy and chronology. Shizuoka Japan, 1981. P. 68—75.
- Ingle J. C., Karig D. E., Bouma A. H. et al. Site Reports//Init. Repts. DSDP. 1975. Vol. 31. 351—439.
- Katsui Y., Oba Y., Ando S., Nishimura S., Masuda Y., Kurasawa H., Fujimaki H. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido (North Japan)//J. Faculty Science Hokkaido University. 1978. Ser. 4. Vol. 18. P. 449—484.
- Kim B. K. The stratigraphic and paleontologic studies on the Tertiary (Miocene) of the Pohang area, Korea//Seoul Univ. Jour. Sci. Technology Ser. 1965. Vol. 15. P. 32—121.
- Koizumi I. Neogene diatoms from the Western margin of the Pacific Ocean, Leg 31, DSDP//Init. Repts DSDP. 1975. Vol. 31. P. 779—819.
- Koizumi I. Diatom Biostratigraphy in the North Pacific Region//Proceedings of the 1-st Intern. Congress on Pacific Neogene Stratigraphy. Tokyo, 1977a. P. 235—253.
- Koizumi I. The deep-sea sediments and the geological history of the Sea of Japan //Kagaku. 1977b. Vol. 47(1). P. 45—51.
- Koizumi I. Neogene diatoms from the Sea of Japan//Marine Geology. 1978. Vol. 26. P. 231—248.
- Koizumi I. The geological history of the Sea of Japan-based upon sediments and micro-fossils//Nipponkai. 1979. N 10. P. 69—90.
- Lee Y. G. Neogene diatoms of Pohang and Gampo areas, Kyongsangbug, Korea//J. Geol. Soc. Korea. 1975. Vol. 11(2). P. 99—114.
- Lee Y. G. Fossil Diatoms in the upper part of the Eoil Formation, Eoil area, Gyeongsangbuk-do, Korea//Kor. Inst. Mining Geol. 1976. Vol. 9. N 2. P. 77—84.
- Marsh N. G., Saunders A. D., Tarney J., Dick J. B. Geochemistry of basalts from the Shikoku and basins DSDP Leg 58//Init. Repts DSDP. 1980. Vol. 58. P. 805—842.
- Tanai T. Neogene Floral change in Japan//Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. Geol. and mineral., 1971. Vol. 11, N 2. P. 119—398.
- Sancetta C. Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas//Micropaleontology. 1982. Vol. 28. N 3. P. 221—257.
- Uchimizu M. Geology and Petrology of alkali rocks from Dogo, Oki Islands//J. Faculty Science University of Tokyo. Ser. 2. 1966. Vol. 16, Pt. 1. P. 85—159.
- Yoshida T., Hoshino M., Nagahama H. Tectonic Map of the Japanese Islands and their environs, 1:3 000 000. Naigal Chizu Co., Ltd, 1981. 18 p.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 1

Химический состав архейско-раннепротерозойских пород (массовая доля, %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	54,20	54,88	57,08	59,04	60,72	60,18	62,08	70,04	67,33
TiO ₂	1,01	0,88	0,80	0,72	0,58	0,67	0,13	0,49	1,06
Al ₂ O ₃	15,80	17,45	17,83	16,57	16,31	16,58	15,80	11,62	13,68
Fe ₂ O ₃	3,09	2,45	1,38	1,13	1,05	3,52	1,00	1,83	7,32
FeO	5,54	5,70	5,38	6,10	5,06	4,05	0,97	5,36	—
MnO	0,10	0,12	0,11	0,12	0,12	0,07	0,03	0,09	0,20
MgO	5,77	4,60	4,05	4,90	4,00	3,15	0,46	1,01	2,53
CaO	6,57	7,00	6,51	2,59	4,76	3,42	0,29	2,34	1,12
Na ₂ O	3,88	2,50	2,40	3,50	2,90	3,29	2,92	2,83	0,48
K ₂ O	2,25	2,50	2,00	2,50	2,10	2,52	6,90	3,53	3,53
P ₂ O ₅	0,31	0,21	0,18	0,18	0,18	0,16	0,22	0,07	0,21
П П П	1,61	1,32	1,65	3,35	2,14	2,34	4,31	1,03	2,94
Сумма	100,13	99,41	99,37	100,70	99,92	99,95	101,05	100,40	100,40

Компонент	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	72,04	72,80	72,88	73,56	69,60	71,40	71,48
TiO ₂	0,18	0,36	0,15	0,14	0,22	0,24	0,20
Al ₂ O ₃	14,92	14,16	13,91	14,16	16,44	14,42	14,42
Fe ₂ O ₃	0,68	0,43	0,10	0,17	0,42	0,21	0,20
FeO	2,66	2,11	2,44	2,19	2,97	4,45	3,88
MnO	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,14	0,07
MgO	0,30	0,60	0,35	0,30	0,70	0,40	0,60
CaO	1,54	1,26	0,98	0,91	2,66	2,94	1,54
Na ₂ O	3,50	3,22	2,66	3,00	4,50	4,66	3,67
K ₂ O	4,00	3,77	5,25	4,08	1,20	0,92	3,50
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,05	0,04	0,04	0,07	0,04
П П П	0,75	1,07	0,68	0,76	0,62	0,52	0,78
Сумма	100,69	99,91	99,49	99,35	99,42	100,32	100,38

Компонент	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	73,10	64,28	68,74	71,84	73,72	72,96	74,50
TiO ₂	0,30	0,84	0,30	0,22	0,18	0,30	0,12
Al ₂ O ₃	14,16	15,93	15,18	14,42	14,42	14,42	13,40
Fe ₂ O ₃	0,30	0,99	0,25	0,37	0,38	0,37	0,31
FeO	2,44	5,63	4,05	3,01	2,26	2,01	1,58
MnO	0,04	0,09	0,05	0,07	0,11	0,04	0,05
MgO	0,45	1,90	0,55	0,50	0,50	0,35	0,20
CaO	1,54	0,98	2,24	1,61	0,49	0,49	0,49
Na ₂ O	3,20	3,50	2,78	3,00	4,08	4,00	3,09
K ₂ O	2,75	4,00	4,11	3,80	2,62	4,50	4,88
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,11	0,06	0,04	0,09	0,04
П П П.	1,02	2,41	0,96	0,69	1,27	0,66	0,65
Сумма	99,34	100,60	99,32	99,59	100,07	100,19	99,31

Примечание. 1, 6, 8 (обр. 2426/2, 2423/8, 1313/2) — с Восточно-Корейской возвышенности, остальные — с возвышенности Криштофовича. 1 (обр. 2426/2) — амфиболит; 2—8 — плагиогнейсы: 2, 3 (обр. 949/4, 949) — биотит-роговообманковые, 4, 5 (обр. 949/2, 949/4) — роговообманковые, 6—8 (обр. 2423/8, 1861/10, 1313/2) — биотитовые; 9 (обр. 1859/3) — биотит-мусковитовый сланец; 10—13 (обр. 946-6б, 946-3а, 946-3, 946-4) — мигматиты; 14—17 (обр. 946-9, 946-5, 946-9а, 946) — биотитовые плагиогнейсо-граниты; 18—21 (обр. 946-6, 946-7, 946-6а, 946-10) — биотитовые гнейсо-граниты; 22, 23 (обр. 948-8, 949-9) — лейкократовые гнейсо-граниты.

Таблица 2

Химический состав среднепалеозойских метаморфизованных пород (массовая доля, %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	43,02	43,94	46,00	46,82	47,00	47,12	47,18	47,38	48,06	49,72	49,82	50,35	51,36
TiO ₂	2,59	3,80	3,89	3,89	2,37	2,26	2,74	2,16	2,38	2,31	2,64	2,75	0,78
Al ₂ O ₃	15,93	16,10	18,13	17,34	16,70	11,65	15,60	14,63	16,58	16,32	17,09	15,29	15,54
Fe ₂ O ₃	4,39	3,18	3,61	3,51	1,93	1,34	1,70	1,37	1,82	1,51	1,66	4,77	1,65
FeO	9,53	13,57	10,30	10,63	9,36	11,12	10,94	9,65	9,68	8,80	11,48	6,48	7,88
MnO	0,19	0,15	0,21	0,21	0,15	0,19	0,13	0,16	0,15	0,11	0,10	0,12	0,18
MgO	10,46	7,62	5,82	5,92	7,04	12,50	7,01	8,51	7,84	5,82	7,01	5,51	8,39
CaO	6,22	0,92	2,72	2,58	9,20	7,39	5,92	8,78	6,68	6,94	0,92	4,85	9,37
Na ₂ O	2,67	3,78	3,07	2,86	3,10	2,00	4,00	3,11	3,40	5,16	4,37	4,33	1,56
K ₂ O	0,17	1,37	1,50	1,26	0,48	0,90	0,20	0,85	0,48	0,37	0,28	0,49	1,64
P ₂ O ₅	0,19	0,34	—	—	0,20	0,29	0,25	0,24	0,22	—	0,45	—	0,20
П П П	4,43	5,43	5,16	5,41	3,67	4,12	4,16	3,55	3,86	3,17	5,17	4,34	1,80
Сумма	99,79	100,20	100,46	100,43	100,20	100,88	99,83	100,39	100,15	100,23	100,99	100,00	100,35
Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	52,98	54,06	84,96	83,02	80,24	80,20	80,90	72,00	72,00	79,28	75,80	73,40	70,20
TiO ₂	2,14	1,30	0,15	0,21	0,18	0,18	0,23	0,52	0,30	0,13	0,31	0,59	0,35
Al ₂ O ₃	14,76	13,21	7,12	8,55	11,14	9,06	14,12	6,62	11,10	10,36	12,69	14,07	—
Fe ₂ O ₃	1,01	1,53	1,31	0,80	0,76	0,76	0,64	1,73	0,86	0,39	0,27	1,81	0,97
FeO	8,68	9,65	1,70	1,85	1,62	1,62	2,13	3,20	2,43	1,49	4,54	2,77	3,00
MnO	0,13	0,09	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,06	0,06	0,01	0,03	0,03	0,04
MgO	5,97	8,45	0,29	0,34	0,78	0,73	0,34	1,26	0,82	0,10	0,27	1,16	1,22
CaO	6,13	0,38	0,82	0,27	0,13	0,25	0,27	1,09	0,24	0,95	0,27	0,95	0,55
Na ₂ O	4,87	3,50	1,96	2,60	2,94	0,32	3,43	1,23	0,10	5,16	3,00	1,32	3,57
K ₂ O	0,75	0,10	1,21	1,70	1,67	2,76	1,93	2,48	1,89	1,17	1,00	3,31	4,54
P ₂ O ₅	0,20	0,22	—	0,09	0,07	0,06	0,04	—	—	0,09	—	—	—
П П П	2,47	6,53	0,93	0,80	1,03	1,11	0,45	2,58	1,57	0,52	2,03	2,14	1,15
Сумма	100,10	99,02	100,46	100,27	99,61	99,43	100,25	100,00	100,30	97,97	100,17	100,00	—

Окончание табл. 2

Компонент	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂	69,10	69,21	68,32	67,74	67,12	66,88	67,06	66,67	93,64	87,56	
TiO ₂	0,52	0,36	0,62	0,59	0,67	0,78	0,63	0,61	0,63	0,07	0,31
Al ₂ O ₃	14,25	14,50	14,87	15,41	15,54	15,58	15,34	16,32	15,75	1,94	4,92
Fe ₂ O ₃	1,03	1,05	2,60	3,51	2,93	2,96	0,76	3,01	5,46	0,51	1,10
FeO	4,69	3,11	3,57	1,77	2,91	2,94	4,73	2,43	—	1,06	1,99
MnO	0,06	0,11	0,03	0,01	0,04	0,02	0,07	0,05	0,12	0,06	0,04
MgO	1,55	0,99	0,88	0,97	1,45	1,60	2,13	1,31	1,52	0,29	0,78
CaO	1,22	0,48	0,48	0,40	0,27	0,33	0,95	0,34	1,50	0,13	0,13
Na ₂ O	2,96	3,57	2,71	1,10	3,00	1,65	3,52	2,33	2,50	0,30	0,40
K ₂ O	2,38	4,60	2,63	5,50	3,37	3,36	2,39	3,86	3,66	0,60	1,74
P ₂ O ₅	—	—	0,13	0,09	0,13	—	0,13	0,21	0,18	0,04	
П П П	2,49	1,58	2,90	2,90	2,79	2,98	2,82	2,80	2,32	0,42	1,10
Сумма	100,25	100,00	100,00	100,03	100,18	99,21	100,40	100,25	100,34	99,20	100,11

При меч ани е. 1, 4, 8—10, 12, 14 (обр. 2038-б, 2217-7, 2217-5, 2217-2, 2217-1, 2038-л, 2217-6) — мегабазальты; 2, 3, 15 (обр. 2216-а, 2217-14, 2216-1) — кварц-альбит-хлоритовые сланцы; 5, 11 (обр. 2217, 2216-16) — метадиабазы, 6, 7, 13 (2218-4, 2217-3, 2216-1) — амфиболиты; 16—23 (обр. 2186-1, 2186-2, 906-1, 2217-4, 2218-3, 2036-а, 1733-1а) — метапесчаники; 24-35 (обр. 2034, 2217-11, 2032-3, 2015-56, 2032-7, 2032, 2217-8, 903, 2216-2а, 2186-3, 2036, 1733-3) — филлиты; 36, 37 (обр. 2216-3а, 2217-9) — сланцы. Обр. 33 — с подводной возвышенности Витязя, остальные — с полигона 33.

Таблица 3

**Результаты радиоизотопного определения возраста
горных пород дна Японского моря (калий-argonовый метод)**

№	K, %	K ⁴⁰ , г/г·10 ⁻⁷	Ar ⁴⁰ , г/г·10 ⁻⁷	Ar ⁴⁰ , г/г	Возраст, млн. лет
				— K ⁴⁰ , г/г	

Среднепалеозойские метаэффузивы

1	0,40	4,88	0,109767	0,022493	355,9
2	0,26	3,172	0,053446	0,016849	272,5
3	0,51	6,222	0,09164	0,14729	240,3
4	0,91	11,102	0,119875	0,010798	179

Меловые и кайнозойские вулканиты

5	2,42	29,52	0,107	0,0036	64,0
6	2,49	30,38	0,170	0,0056	98,0
7	1,63	19,89	0,118	0,0059	103,0
8	4,08	—	0,074	0,00152	27,5±1,5
9	4,75	—	0,051	0,0009	16,5±1
10	1,20	—	0,0153	0,00152	27,5±1,5
11	2,00	—	0,0325	0,00136	24,5±1,5
12	1,93	—	0,0348	0,00151	27±1,5
13	3,09	—	0,0420	0,00114	20±1,5
14	5,26	—	0,0581	0,00093	17±1,0
15	5,13	62,586	0,0848	0,001354	23,4
16	3,32	40,50	0,05628	0,00139	24,0
17	2,41	29,402	0,03393	0,0011541	20,0
18	1,39	—	0,023	0,00134	24,0
19	6,64	—	0,073	0,000901	16,0
20	5,05	29,20	—	0,0058	15,0

Гранитоиды возвышенности Ямато

21	1,58	19,276	0,4023	0,02087	332,0
22	1,69	—	0,324	0,0161	270,0
23	2,35	—	0,375	0,0131	222,0
24	1,15	14,03	0,1647	0,0117	194,0
25	2,73	—	0,0198	0,00710	181,0
26	3,51	—	0,0248	0,00706	178,0
27	3,61	—	0,435	0,0099	170,0
28	3,20	—	0,0216	0,00657	165,0
29	3,70	—	0,0239	0,00645	164,0
30	2,56	31,23	0,275	0,0088	152,0

Гранитоиды мелового комплекса

31	4,08	—	30,7	6,3	110±5
32	3,27	—	22,5	5,8	102±5
33	1,74	—	0,1390	0,006549	110,5
34	—	—	—	—	79
35	2,50	—	0,00514	0,00206	53
36	2,32	—	0,00887	0,00382	98
37	2,43	—	0,00560	0,00231	60
38	2,03	—	9,66	0,00402	67
39	2,56	—	13,08	0,004192	74
40	2,56	—	12,00	0,003846	68

№	K, %	K^{40} , г/г $\cdot 10^{-7}$	Ar^{40} , г/г $\cdot 10^{-7}$	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$, г/г	Возраст,
Кайнозойские базальтоиды					
41	1,23	15,01	0,00928	0,000618	11,0
42	1,06	12,932	0,005755	0,000447	7,7
43	1,36	16,592	0,009625	0,00058	10,0
44	0,70	8,54	0,01095	0,001282	22,2
45	1,33	16,236	0,011446	0,00075	12,8
46	3,79	46,238	0,000071	0,000001	<1
47	0,66	8,052	0,00375	0,0004659	8,0
48	4,39	53,558	0,11643	0,000217	3,8
49	0,62	7,564	0,00175	0,000231	4,0
50	0,66	8,052	0,00569	0,000707	12,3
51	0,28	3,42	0,0303	0,000865	15,5
52	1,01	12,647	0,012142	0,001007	17,2
53	1,34	16,35	0,01507	0,0009217	16,0
54	1,91	12,32	0,08178	0,000637	11,5
55	0,95	11,59	0,023053	0,001989	34,3
56	1,28	15,616	0,053375	0,003417	58,5
57	0,63	7,686	0,2362	0,003074	52,7
58	1,45	17,69	0,00666	0,000376	6,5
59		—	—	—	<18,0
60	1,36	16,2221	0,014767	0,0091	15,6
61	4,98	60,756	0,063054	0,001038	18,0
62	1,08	13,176	0,014323	0,001092	19,0
63	0,80	9,76	0,00661	0,000678	11,8
64	0,66	8,052	0,00466	0,000578	40,0
65	2,22	27,084	0,01443	0,000533	9,3(10,2)
66	1,95	23,79	0,019946	0,000838	14,5
67	1,91	23,303	0,01626	0,0006979	12,0
68	1,75	—	—	—	4,16±0,16
69	4,15	50,63	0,05306	0,001048	18,2
70	1,92	23,424	0,02189	0,0009346	16,2
71	2,03	24,766	0,01832	0,00074	12,9
72	1,22	14,55216	0,00642	0,000662	11,4
73	2,03	24,766	0,01754	0,007044	12,2
74	0,83	10,126	0,01854	0,001830	31,6
75	0,90	10,7352	0,03794	0,003534	60,2
76	1,34	16,348	0,050179	0,003069	52,7
77	3,47	42,334	0,03164	0,000747	13,0
78	1,65	20,13	0,027	0,0013	23
79	1,56	19,03	0,05	0,0026	46
80	1,13	13,79	0,036	0,0026	46
81	1,78	21,72	0,038	0,0017	30
82	1,65	20,13	0,027	0,0013	23
83	1,29	15,74	0,028	0,0018	32
84	1,44	—	—	—	21,6±5
85	0,94	—	—	—	19,3±5
86	—	—	—	—	51
87	—	—	—	—	52
88	0,83	10,126	0,013625	0,001345	23,2
89	2,07	25,254	0,02618	0,001036	18,0
90	—	—	—	—	44,0
91	0,51	6,222	0,012050	0,001937	33,4
92	0,58	7,076	0,00989	0,0013967	24,2
93	2,49	30,38	0,006027	0,0001983	3,5
94	2,5	30,50	0,003928	0,000128	2,2
95	4,74	57,83	0,0112	0,0001936	3,5

Приложение 1 (обр. 2038) — метабазальт; 2 (обр. 2217-3) — альбитизированный амфиболит; 3 (обр. 2217) — метадиабаз; 4 (обр. 2216) — альбит-хлоритовый сланец; 5—7 — позднемеловые вулканиты (полигон 10): 5 (обр. 899-Г) — туф риолита, 6, 7 (обр. 899-а, 899-4) — туфы дакита; 8—20 — вулканиты трахиандезитового комплекса: 8, 9, 12, 15, 16, 19 (обр. 1263-а, 1288-1в, 1649, 1869-16, 1221-2, 7421-12) — туфы трахиапарита,

Таблица 4

**Химический состав метаморфизованных вулканитов
возвышенности Ямато (массовая доля, %)**

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	58,08	59,80	60,73	60,90	61,12
TiO ₂	0,68	0,68	0,73	0,53	0,55
Al ₂ O ₃	17,68	16,77	17,01	17,16	17,03
Fe ₂ O ₃	2,82	2,73	7,19	3,15	2,18
FeO	4,50	4,23	—	3,37	3,94
MnO	0,18	0,16	0,12	0,01	0,13
MgO	5,00	3,95	2,49	3,00	3,07
CaO	3,85	4,09	2,80	3,48	3,08
Na ₂ O	3,75	3,75	3,36	4,00	3,86
K ₂ O	0,86	0,75	1,89	1,13	1,69
P ₂ O ₅	0,11	0,04	0,38	0,18	0,18
П П П	3,17	3,09	2,28	2,85	3,33
Сумма	100,64	100,51	98,98	99,85	100,18

Примечание. 1, 2 (обр. 1202-б, 1202-а) — хлорит-эпидот-альбитовые; 3, 4 (обр. 1850-1, 1201) — эпидот-хлоритовые; 5 (обр. 1201-а) — хлорит-кварц-серцицитовый сланец. Анализы выполнены в лаборатории ПО «Примгеология».

10, 11 (обр. 1432-6, 1434-4) — трахидациты (полигон 28), 13 (обр. 1656-1) — туф трахиандезита (полигон 14-Б), 14 (обр. 1605) — трахиолипарит (полигон 16-В), 17 (обр. 1625) — трахиандезит (полигон 18), 18 (обр. 7421-9) — туф смешанного состава (полигон 3 (к-1); 20 (обр. 939) — туф трахидацита (полигон 17); 21 (обр. 1807-1) — гранодиорит; 22—40 — граниты; 22 (обр. 1657), 31 (обр. 1622), 32 (обр. 1628), 35, 36 (банка Зубр.) — биотит-роговообманковый (полигон 18-Б), 23—25 — (обр. 428-2а, 1404, 428-6а), 30 (обр. 428-6), 38—40 (обр. 7507-23, 7507а, 7507б) — биотитовый (полигоны 27, 6, 5), 26—29 (обр. 431-6, 431-7, 434-4, 431-6б), 37 (обр. 1076) — лейкократовый (полигон 5); 41—77 — окраинно-морские толеиты и их дифференциаты. 41—62 — Центральная котловина: 41, 42 — базальты хр. Галагана (полигон 20А); 43—46 — возвышенность Гэбасс (43—45 — базальты, 46 — трахидацит); 47, 48 — возвышенность «Кольцо» (47 — базальт, 48 — трахит) (полигон ПЗ); 49, 50 — базальты полигона П4; 51, 52 — базальты возвышенности «Первенца» (полигон 21); 53, 54 — возвышенность Тарасова: (полигон 23), 53 — базальт, 54 — трахиандезит; 55, 56 — базальты возвышенности Безымянная (полигон 34Б); 57—61 — хр. Богорова; 57—60 — базальты, 61 — трахит; 62 — базальт полигона 33; 63—71 — котловина Хонсю: 63, 64 — базальты (полигон ПШ), 65—68 — трахиандезиты горы Мацу (полигон П6), 69—71 — возвышенность Мейё-2: 69 — трахит, 70—71 — трахиандезиты; 72, 73 — возвышенность Медведева: 72 — базальт, 73 — долерит (полигон 26); 74, 75 — базальты наложенной постройки на Восточно-Корейской возвышенности (полигон 16); 76, 77 — наложенная постройка на возвышенности Ямато: 76 — базальт, 77 — трахидацит (полигон П5); 78—85 — базальтоиды островодужного типа возвышенности Ямато; 86—92 — континентальные толеиты; 93—95 — щелочные базальтоиды типа пород континентальных рифтов: 93 — базальт возвышенности Глебова (полигон 18), 94, 95 — базальт и трахит гайота Оки (полигон 19); 59 — [Шевалдин, Назарова, 1974]; 68, 84, 85 — [Уено и др., 1972]; 78—83 — [Васильев и др., 1975]; 86, 87, 90 — [Пущин, Берсенев, 1975]; 43, 44, 47, 50, 57, 58, 63—67, 69—71, 76, 77 — коллекция Ю. Б. Еванкова. Анализы выполнены в ПО «Примгеология» А. А. Грачевой, 8—14 — в тресте «Киевгеология» П. М. Котлярским.

Таблица 5

Химический состав нижнемеловых осадочных пород (массовая доля, %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	52,07	66,67	76,52	77,92	63,56	62,99	72,80	76,83	62,66	61,77	76,20	73,54	68,00
TiO ₂	0,91	0,41	0,25	0,17	0,59	0,46	0,27	0,29	0,61	0,53	0,44	0,13	0,36
Al ₂ O ₃	18,94	15,48	11,40	10,10	16,06	14,01	13,73	10,14	16,42	15,82	11,15	10,06	14,03
Fe ₂ O ₃	8,78	5,80	1,02	0,62	2,96	4,20	1,19	4,80	1,86	7,12	4,53	5,00	0,52
FeO	—	—	2,48	2,63	4,69	2,23	1,42	—	2,77	—	4,21	2,74	4,18
MnO	0,18	0,11	0,04	0,03	0,08	0,14	0,03	0,05	0,10	0,11	0,12	0,11	0,07
MgC	3,53	1,18	0,87	0,58	1,89	3,63	0,48	0,84	1,25	1,35	1,07	0,35	0,42
CaO	8,40	1,52	0,94	1,07	0,40	4,72	0,80	1,75	2,32	3,50	0,51	0,67	0,83
Na ₂ O	3,80	3,90	2,86	2,61	1,79	4,00	3,82	2,51	2,90	3,20	2,00	2,90	2,90
K ₂ O	2,00	2,68	2,67	3,00	4,20	2,53	4,11	2,88	6,71	2,62	3,10	3,09	3,59
P ₂ O ₅	0,25	0,20	0,04	0,04	0,09	—	0,04	0,29	—	* 0,24	—	—	—
П П П	1,02	1,94	1,33	0,75	3,67	0,85	1,10	0,32	2,09	3,30	2,14	1,08	4,63
Сумма	99,88	99,89	100,42	99,52	99,98	99,76	99,79	100,70	99,69	99,56	99,47	99,66	99,53
Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24		
SiO ₂	66,81	65,64	68,00	69,80	55,69	70,40	74,28	73,84	61,50	62,93	62,70		
TiO ₂	0,52	0,67	0,57	0,52	1,07	0,41	0,29	1,25	0,45	0,64	0,40		
Al ₂ O ₃	15,58	15,54	13,99	12,17	18,53	13,34	13,67	12,50	15,28	15,26	16,82		
Fe ₂ O ₃	0,88	2,64	3,22	4,08	5,52	1,27	1,20	1,46	2,72	5,78	4,80		
FeO	3,42	3,90	3,27	2,98	4,36	4,61	1,14	—	2,41	—	—		
MnO	0,06	0,00	0,06	0,05	0,24	0,07	0,01	—	0,01	0,02	0,02		
MgO	0,38	1,65	1,55	1,31	3,00	1,21	0,29	0,39	3,15	1,93	1,26		

CaO	1,21	0,40	0,54	0,33	6,43	0,67	0,40	0,52	0,40	2,22	1,75
Na ₂ O зак 8326	1,75	1,94	1,94	2,00	2,70	2,50	1,96	2,00	6,90	4,88	6,62
K ₂ O	6,59	3,55	3,45	3,25	0,16	2,91	2,64	2,80	1,00	3,30	3,30
P ₂ O ₅	—	0,13	0,16	0,13	—	0,09	0,13	—	0,09	0,34	0,30
П П П	2,42	3,73	3,36	2,84	1,81	2,51	3,24	3,48	6,03	2,54	2,18
Сумма	99,62	99,79	100,11	99,46	99,53	100,00	99,25	98,24	99,91	99,84	99,15

Окончание табл. 5

Компонент	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
-----------	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

SiO ₂	58,07	62,64	62,60	67,50	67,96	62,70	56,16	70,20	56,86	63,10	62,74	67,58	61,20	44,90	63,28	60,42
TiO ₂	0,77	0,78	0,48	1,45	2,45	2,00	1,65	0,25	0,31	0,46	0,59	0,31	0,52	0,48	0,38	0,78
Al ₂ O ₃	16,18	16,06	15,80	15,10	14,50	15,10	14,50	13,14	14,24	15,28	16,96	13,73	15,02	10,56	14,89	17,09
Fe ₂ O ₃	7,18	3,20	3,50	1,89	2,04	1,60	1,60	1,98	1,55	2,57	1,52	2,43	1,85	1,26	3,82	3,79
FeO	—	1,49	1,42	—	—	—	—	1,87	2,56	2,41	3,90	1,77	2,63	2,13	1,49	2,06
MnO	0,05	0,07	0,01	—	—	—	—	0,04	0,07	0,03	0,08	0,03	0,01	0,08	0,01	0,06
MgO	1,85	3,40	2,91	0,06	0,39	4,45	4,32	1,26	1,99	3,59	1,79	2,18	3,69	6,60	6,68	2,62
CaO	2,22	1,47	0,94	1,58	1,95	1,76	5,28	1,62	5,36	1,07	3,89	1,07	0,40	9,25	1,34	3,75
Na ₂ O	4,33	4,85	5,60	5,60	3,60	3,32	4,00	4,85	3,80	3,00	4,50	6,33	2,86	4,64	4,20	—
K ₂ O	3,92	3,44	3,78	2,72	2,80	3,05	2,80	3,07	3,60	3,32	4,27	3,60	1,10	2,08	3,20	2,36
P ₂ O ₅	0,46	0,16	0,13	—	—	—	—	0,50	0,13	0,18	0,18	0,09	0,11	0,16	0,19	—
П П П	4,92	2,26	2,29	1,13	1,75	3,61	7,80	2,36	7,25	3,36	0,98	1,65	6,54	20,58	5,63	3,18
Сумма	99,95	99,82	99,46	97,13	98,54	97,87	97,43	99,79	99,14	99,12	99,90	99,03	99,38	100,89	99,52	100,50

П р и м е ч а н и е. 1—19 (обр. 1192, 1192-1, 1192-3г, 1192-36, 1192-6, 1193, 1193-1, 1193-3, 1193-4, 1192-2, 1192-3, 1194-2, 1194-3, 1194-4, 1411, 1411-М, 1411-2, 1411-2г, 1412, 1412-а) — песчаники Северного Ямато; 20, 21, 24, 26—32, 34, 36, 39 (обр. 1828-1, 1828-1а, 1832-1ам, 1832-2, 1832-3, 1832-4, 1832-5, 1832-6, 1832-7, 1832-8, 1832-9, 1832-10, 1832-11, 1832-12, 1832-13, 1832-14, 1832-15, 1832-16, 1832-17, 1832-18, 1832-19, 1832-20, 1832-21, 1832-22, 1832-23, 1832-24, 1832-25, 1832-26, 1832-27, 1832-28, 1832-29, 1832-30, 1832-31, 1832-32, 1832-33, 1832-34, 1832-35, 1832-36, 1832-37, 1832-38, 1832-39, 1832-40 (обр. 1832; 1832-1в, 1832-2-1в, 1832-3-1в, 1832-4-1в, 1832-5-1в, 1832-6-1в, 1832-7-1в, 1832-8-1в, 1832-9-1в, 1832-10-1в, 1832-11-1в, 1832-12-1в, 1832-13-1в, 1832-14-1в, 1832-15-1в, 1832-16-1в, 1832-17-1в, 1832-18-1в, 1832-19-1в, 1832-20-1в, 1832-21-1в, 1832-22-1в, 1832-23-1в, 1832-24-1в, 1832-25-1в, 1832-26-1в, 1832-27-1в, 1832-28-1в, 1832-29-1в, 1832-30-1в, 1832-31-1в, 1832-32-1в, 1832-33-1в, 1832-34-1в, 1832-35-1в, 1832-36-1в, 1832-37-1в, 1832-38-1в, 1832-39-1в, 1832-40-1в, 1832-41-1в, 1832-42-1в, 1832-43-1в, 1832-44-1в, 1832-45-1в, 1832-46-1в, 1832-47-1в, 1832-48-1в, 1832-49-1в, 1832-50-1в, 1832-51-1в, 1832-52-1в, 1832-53-1в, 1832-54-1в, 1832-55-1в, 1832-56-1в, 1832-57-1в, 1832-58-1в, 1832-59-1в, 1832-60-1в, 1832-61-1в, 1832-62-1в, 1832-63-1в, 1832-64-1в, 1832-65-1в, 1832-66-1в, 1832-67-1в, 1832-68-1в, 1832-69-1в, 1832-70-1в, 1832-71-1в, 1832-72-1в, 1832-73-1в, 1832-74-1в, 1832-75-1в, 1832-76-1в, 1832-77-1в, 1832-78-1в, 1832-79-1в, 1832-80-1в, 1832-81-1в, 1832-82-1в, 1832-83-1в, 1832-84-1в, 1832-85-1в, 1832-86-1в, 1832-87-1в, 1832-88-1в, 1832-89-1в, 1832-90-1в, 1832-91-1в, 1832-92-1в, 1832-93-1в, 1832-94-1в, 1832-95-1в, 1832-96-1в, 1832-97-1в, 1832-98-1в, 1832-99-1в, 1832-100-1в, 1832-101-1в, 1832-102-1в, 1832-103-1в, 1832-104-1в, 1832-105-1в, 1832-106-1в, 1832-107-1в, 1832-108-1в, 1832-109-1в, 1832-110-1в, 1832-111-1в, 1832-112-1в, 1832-113-1в, 1832-114-1в, 1832-115-1в, 1832-116-1в, 1832-117-1в, 1832-118-1в, 1832-119-1в, 1832-120-1в, 1832-121-1в, 1832-122-1в, 1832-123-1в, 1832-124-1в, 1832-125-1в, 1832-126-1в, 1832-127-1в, 1832-128-1в, 1832-129-1в, 1832-130-1в, 1832-131-1в, 1832-132-1в, 1832-133-1в, 1832-134-1в, 1832-135-1в, 1832-136-1в, 1832-137-1в, 1832-138-1в, 1832-139-1в, 1832-140-1в, 1832-141-1в, 1832-142-1в, 1832-143-1в, 1832-144-1в, 1832-145-1в, 1832-146-1в, 1832-147-1в, 1832-148-1в, 1832-149-1в, 1832-150-1в, 1832-151-1в, 1832-152-1в, 1832-153-1в, 1832-154-1в, 1832-155-1в, 1832-156-1в, 1832-157-1в, 1832-158-1в, 1832-159-1в, 1832-160-1в, 1832-161-1в, 1832-162-1в, 1832-163-1в, 1832-164-1в, 1832-165-1в, 1832-166-1в, 1832-167-1в, 1832-168-1в, 1832-169-1в, 1832-170-1в, 1832-171-1в, 1832-172-1в, 1832-173-1в, 1832-174-1в, 1832-175-1в, 1832-176-1в, 1832-177-1в, 1832-178-1в, 1832-179-1в, 1832-180-1в, 1832-181-1в, 1832-182-1в, 1832-183-1в, 1832-184-1в, 1832-185-1в, 1832-186-1в, 1832-187-1в, 1832-188-1в, 1832-189-1в, 1832-190-1в, 1832-191-1в, 1832-192-1в, 1832-193-1в, 1832-194-1в, 1832-195-1в, 1832-196-1в, 1832-197-1в, 1832-198-1в, 1832-199-1в, 1832-200-1в, 1832-201-1в, 1832-202-1в, 1832-203-1в, 1832-204-1в, 1832-205-1в, 1832-206-1в, 1832-207-1в, 1832-208-1в, 1832-209-1в, 1832-210-1в, 1832-211-1в, 1832-212-1в, 1832-213-1в, 1832-214-1в, 1832-215-1в, 1832-216-1в, 1832-217-1в, 1832-218-1в, 1832-219-1в, 1832-220-1в, 1832-221-1в, 1832-222-1в, 1832-223-1в, 1832-224-1в, 1832-225-1в, 1832-226-1в, 1832-227-1в, 1832-228-1в, 1832-229-1в, 1832-230-1в, 1832-231-1в, 1832-232-1в, 1832-233-1в, 1832-234-1в, 1832-235-1в, 1832-236-1в, 1832-237-1в, 1832-238-1в, 1832-239-1в, 1832-240-1в, 1832-241-1в, 1832-242-1в, 1832-243-1в, 1832-244-1в, 1832-245-1в, 1832-246-1в, 1832-247-1в, 1832-248-1в, 1832-249-1в, 1832-250-1в, 1832-251-1в, 1832-252-1в, 1832-253-1в, 1832-254-1в, 1832-255-1в, 1832-256-1в, 1832-257-1в, 1832-258-1в, 1832-259-1в, 1832-260-1в, 1832-261-1в, 1832-262-1в, 1832-263-1в, 1832-264-1в, 1832-265-1в, 1832-266-1в, 1832-267-1в, 1832-268-1в, 1832-269-1в, 1832-270-1в, 1832-271-1в, 1832-272-1в, 1832-273-1в, 1832-274-1в, 1832-275-1в, 1832-276-1в, 1832-277-1в, 1832-278-1в, 1832-279-1в, 1832-280-1в, 1832-281-1в, 1832-282-1в, 1832-283-1в, 1832-284-1в, 1832-285-1в, 1832-286-1в, 1832-287-1в, 1832-288-1в, 1832-289-1в, 1832-290-1в, 1832-291-1в, 1832-292-1в, 1832-293-1в, 1832-294-1в, 1832-295-1в, 1832-296-1в, 1832-297-1в, 1832-298-1в, 1832-299-1в, 1832-300-1в, 1832-301-1в, 1832-302-1в, 1832-303-1в, 1832-304-1в, 1832-305-1в, 1832-306-1в, 1832-307-1в, 1832-308-1в, 1832-309-1в, 1832-310-1в, 1832-311-1в, 1832-312-1в, 1832-313-1в, 1832-314-1в, 1832-315-1в, 1832-316-1в, 1832-317-1в, 1832-318-1в, 1832-319-1в, 1832-320-1в, 1832-321-1в, 1832-322-1в, 1832-323-1в, 1832-324-1в, 1832-325-1в, 1832-326-1в, 1832-327-1в, 1832-328-1в, 1832-329-1в, 1832-330-1в, 1832-331-1в, 1832-332-1в, 1832-333-1в, 1832-334-1в, 1832-335-1в, 1832-336-1в, 1832-337-1в, 1832-338-1в, 1832-339-1в, 1832-340-1в, 1832-341-1в, 1832-342-1в, 1832-343-1в, 1832-344-1в, 1832-345-1в, 1832-346-1в, 1832-347-1в, 1832-348-1в, 1832-349-1в, 1832-350-1в, 1832-351-1в, 1832-352-1в, 1832-353-1в, 1832-354-1в, 1832-355-1в, 1832-356-1в, 1832-357-1в, 1832-358-1в, 1832-359-1в, 1832-360-1в, 1832-361-1в, 1832-362-1в, 1832-363-1в, 1832-364-1в, 1832-365-1в, 1832-366-1в, 1832-367-1в, 1832-368-1в, 1832-369-1в, 1832-370-1в, 1832-371-1в, 1832-372-1в, 1832-373-1в, 1832-374-1в, 1832-375-1в, 1832-376-1в, 1832-377-1в, 1832-378-1в, 1832-379-1в, 1832-380-1в, 1832-381-1в, 1832-382-1в, 1832-383-1в, 1832-384-1в, 1832-385-1в, 1832-386-1в, 1832-387-1в, 1832-388-1в, 1832-389-1в, 1832-390-1в, 1832-391-1в, 1832-392-1в, 1832-393-1в, 1832-394-1в, 1832-395-1в, 1832-396-1в, 1832-397-1в, 1832-398-1в, 1832-399-1в, 1832-400-1в, 1832-401-1в, 1832-402-1в, 1832-403-1в, 1832-404-1в, 1832-405-1в, 1832-406-1в, 1832-407-1в, 1832-408-1в, 1832-409-1в, 1832-410-1в, 1832-411-1в, 1832-412-1в, 1832-413-1в, 1832-414-1в, 1832-415-1в, 1832-416-1в, 1832-417-1в, 1832-418-1в, 1832-419-1в, 1832-420-1в, 1832-421-1в, 1832-422-1в, 1832-423-1в, 1832-424-1в, 1832-425-1в, 1832-426-1в, 1832-427-1в, 1832-428-1в, 1832-429-1в, 1832-430-1в, 1832-431-1в, 1832-432-1в, 1832-433-1в, 1832-434-1в, 1832-435-1в, 1832-436-1в, 1832-437-1в, 1832-438-1в, 1832-439-1в, 1832-440-1в, 1832-441-1в, 1832-442-1в, 1832-443-1в, 1832-444-1в, 1832-445-1в, 1832-446-1в, 1832-447-1в, 1832-448-1в, 1832-449-1в, 1832-450-1в, 1832-451-1в, 1832-452-1в, 1832-453-1в, 1832-454-1в, 1832-455-1в, 1832-456-1в, 1832-457-1в, 1832-458-1в, 1832-459-1в, 1832-460-1в, 1832-461-1в, 1832-462-1в, 1832-463-1в, 1832-464-1в, 1832-465-1в, 1832-466-1в, 1832-467-1в, 1832-468-1в, 1832-469-1в, 1832-470-1в, 1832-471-1в, 1832-472-1в, 1832-473-1в, 1832-474-1в, 1832-475-1в, 1832-476-1в, 1832-477-1в, 1832-478-1в, 1832-479-1в, 1832-480-1в, 1832-481-1в, 1832-482-1в, 1832-483-1в, 1832-484-1в, 1832-485-1в, 1832-486-1в, 1832-487-1в, 1832-488-1в, 1832-489-1в, 1832-490-1в, 1832-491-1в, 1832-492-1в, 1832-493-1в, 1832-494-1в, 1832-495-1в, 1832-496-1в, 1832-497-1в, 1832-498-1в, 1832-499-1в, 1832-500-1в, 1832-501-1в, 1832-502-1в, 1832-503-1в, 1832-504-1в, 1832-505-1в, 1832-506-1в, 1832-507-1в, 1832-508-1в, 183

Таблица 6

Средний химический состав нижнемеловых осадочных пород и гранитоидов Ямато (массовая доля, %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	67,47	71,10	65,33	58,63	61,62	77,10	70,18	61,59
TiO ₂	0,48	0,30	0,90	0,72	0,54	0,31	0,39	0,66
Al ₂ O ₃	14,03	14,47	14,75	14,75	14,32	8,70	14,47	16,21
Fe ₂ O ₃	3,47	1,34	2,44	2,96	6,13	1,50	1,57	2,54
FeO	3,33	2,02	1,66	2,73	—	0,70	1,78	3,77
MnO	0,09	0,07	0,03	0,04	0,12	0,20	0,12	0,10
MgO	1,40	0,73	2,25	3,18	3,98	0,50	0,88	2,80
CaO	1,44	1,74	1,58	3,10	6,16	2,70	1,99	5,38
Na ₂ O	2,74	4,13	4,16	4,46	3,90	1,50	3,48	3,37
K ₂ O	3,32	3,33	3,14	2,78	2,40	2,80	4,11	2,10
P ₂ O ₅	0,14	0,07	0,17	0,25	0,34	0,10	0,19	0,26
П П П	2,15	1,06	3,28	6,77	0,75	—	—	—
Сумма	100,06	100,36	99,69	100,37	100,26	—	—	—
K ₂ O/Na ₂ O	1,21	0,81	0,75	0,62	0,61	1,87	1,18	0,62
K ₂ O+Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,43	0,52	0,49	0,49	0,44	0,49	0,52	0,33
FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO	0,58	0,28	0,43	0,60	0,71	0,31	0,29	0,63

Al₂O₃

Примечание. 1 — песчаники Северного Ямато; 2 — верхнепалеозойские граниты Ямато; 3 — песчаники Южного Ямато, 4 — алевролиты Южного Ямато, 5 — верхнепротерозойские граниты, 6 — аркозы по Петиджону, 7 — граниты по Дэли, 8 — гранодиориты по Дэли [Войткевич и др., 1977].

Таблица 7

Химический состав позднемеловых вулканогенных пород (массовая доля, %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	69,94	71,58	72,64	76,02	64,06	67,66	70,14	70,36
TiO ₂	0,20	0,20	0,32	0,27	0,50	0,40	0,34	0,41
Al ₂ O ₃	13,85	19,12	13,80	12,38	15,91	15,62	15,52	15,50
Fe ₂ O ₃	1,40	0,88	1,47	1,00	0,83	1,10	1,40	1,44
FeO	1,98	2,09	1,55	2,45	5,94	3,64	1,69	1,66
MnO	0,07	0,08	0,22	0,04	0,07	0,05	0,07	0,11
MgO	1,00	1,27	0,67	0,27	1,06	1,06	1,06	0,70
CaO	2,82	1,09	0,28	0,27	3,20	2,52	0,48	0,28
Na ₂ O	1,10	4,20	3,43	3,25	3,55	3,66	3,66	3,70
K ₂ O	3,00	2,20	3,55	2,70	3,00	2,61	3,33	3,50
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,03	0,03	0,14	0,12	0,11	0,70
П П П	4,10	2,83	1,91	0,95	1,21	0,92	1,37	2,26
Сумма	99,51	99,59	99,67	99,67	99,47	99,36	100,43	100,62

Примечание. Вулканиты полигона 10: 1, 2 (обр. 899-А, 899-4) — туфы дацита, 3, 4 (обр. 899-2, 899) — туфы риолитов; 5—8 — вулканиты полигона 5 (к-2): 5, 6 (обр. 7507-40, 7508-4) — дациты, 7, 8 (7507-25, 7507-2) — кварцевые порфиры.

Таблица 8

Химический состав пород вулканокластической толщи (массовая доля, %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	59,12	61,04	61,14	69,52	70,89	61,35	65,30	69,20	70,39	71,64	75,52	71,84	73,78
TiO ₂	0,31	0,46	0,43	0,39	0,18	0,56	0,52	0,12	0,12	0,31	0,10	0,13	0,41
Al ₂ O ₃	11,12	12,26	11,50	11,61	12,27	15,55	16,61	12,67	11,95	12,42	11,55	12,01	11,90
Fe ₂ O ₃	4,28	5,78	6,86	4,59	2,86	5,47	4,60	1,14	3,34	1,60	2,20	1,93	1,12
FeO	0,47	0,85	1,12	2,64	1,17	—	—	2,45	—	1,44	—	1,15	1,66
MnO	0,17	0,13	0,11	0,12	0,07	0,12	0,02	0,09	0,04	0,07	0,15	0,09	0,06
MgO	0,65	0,63	0,53	0,30	0,05	0,43	0,63	0,01	0,35	0,39	0,39	0,39	0,60
CaO	1,81	1,91	1,91	1,13	1,07	2,59	2,23	0,70	0,79	1,51	0,52	2,82	0,83
Na ₂ O	3,42	3,90	3,8	4,91	5,01	4,15	3,30	4,33	4,20	4,44	2,69	2,48	4,88
K ₂ O	4,82	5,12	4,82	4,13	5,71	2,95	4,75	5,00	4,43	4,21	5,21	4,96	4,04
P ₂ O ₅ ⁺	0,05	0,13	0,13	0,12	0,10	—	—	0,03	0,10	—	0,08	—	—
H ₂ O ⁺	5,60	2,8	2,64	0,27	0,32	—	—	3,10	—	0,36	—	0,62	0,06
П П П	7,76	4,42	4,58	0,55	0,74	5,83	2,03	—	4,39	1,00	1,80	1,12	0,33
Сумма	99,42	99,57	99,28	100,44	99,00	99,99	99,99	99,63	99,97	99,10	100,13	99,23	99,67
SiO ₂	68,74	69,27	70,01	69,64	70,15	59,83	56,84	67,74	72,10	75,00	57,35	57,55	57,44
TiO ₂	0,26	0,20	0,60	0,18	0,42	1,02	0,27	0,18	0,22	0,06	0,92	0,94	0,92
Al ₂ O ₃	13,46	12,87	10,09	13,56	12,80	15,36	10,13	12,28	12,33	12,95	17,73	16,83	18,13
Fe ₂ O ₃	1,89	2,32	4,80	5,26	3,15	5,89	2,65	2,77	0,58	0,60	6,53	8,36	5,76
FeO	2,86	1,11	1,07	1,63	0,37	—	—	1,31	0,78	1,04	1,19	1,19	1,19
MnO	0,09	0,01	0,08	0,03	0,07	2,75	0,02	0,02	0,06	0,01	0,22	0,24	0,62
MgO	0,33	0,24	0,79	0,64	0,26	1,80	15,66	2,76	0,50	0,19	1,05	1,24	1,71
CaO	0,53	2,40	1,39	0,74	1,03	2,94	0,56	0,62	1,01	0,67	4,39	3,36	3,77
Na ₂ O	4,00	3,48	3,14	4,80	4,26	3,07	3,40	3,32	3,56	3,87	4,00	3,75	4,80
K ₂ O	5,13	4,64	7,04	4,43	4,64	3,55	4,21	4,50	4,48	5,14	5,54	5,07	3,72
P ₂ O ₅ ⁺	0,06	0,94	0,12	—	0,17	—	—	—	—	0,04	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П П П	2,30	0,39	0,24	—	—	0,32	0,40	—	—	0,18	—	—	—
Сумма	99,63	99,53	100,11	100,00	99,77	100,06	99,98	99,78	99,98	99,62	99,88	99,87	100,00

Окончание табл. 8

Компонент	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	69,04	68,32	69,96	71,32	70,46	72,46	72,64	63,80	67,84	71,92	69,40	73,14	63,74
TiO ₂	0,26	0,51	0,13	0,13	0,14	0,26	0,19	0,46	0,18	0,28	0,28	0,16	0,70
Al ₂ O ₃	13,03	16,24	13,07	13,73	12,62	13,91	13,26	18,72	14,92	13,53	14,18	13,20	15,68
Fe ₂ O ₃	5,27	1,80	2,41	1,78	2,84	1,24	1,72	2,05	2,21	2,37	1,64	1,17	5,85
FeO													
MnO	0,06	0,05	0,06	0,05	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,39	0,77	0,50
MgO	1,06	0,10	0,21	0,03	0,43	0,20	0,30	0,45	0,55	0,50	0,79	0,03	1,16
CaO	1,40	4,01	0,79	0,88	0,88	1,13	0,99	1,96	0,42	1,68	0,85	0,44	2,52
Na ₂ O	4,40	4,66	4,17	4,83	4,16	3,87	3,87	6,66	5,00	3,62	3,95	3,50	4,00
K ₂ O	4,28	2,50	4,44	4,56	4,80	4,5	4,1	3,75	6,50	4,00	6,00	5,57	3,30
P ₂ O ₅													
H ₂ O ⁺													
H ₂ O ⁻													
П П П	1,19	0,27	3,06	1,66	2,6	1,41	1,46	1,75	1,46	1,32	1,92	0,58	2,23
Сумма	99,99	99,75	99,67	99,96	100,19	100,08	99,41	100,34	100,66	100,17	99,91	99,55	98,16

Приимечаниe. 1—3 (обр. 1289-2д, 1289-3а, 1289-3б) — туфы смешанного состава; 4, 5 (обр. 1284-3) — липарито-трахиты; 6 (обр. 1281-4а) — игнимбрит трахиандезитового состава; 7 (обр. 1276-4) — трахиадцитового, 8, 9 (обр. 1261-7, 1278-1а) — липарито-трахитовогополигон 10 (обр. 1286-4с) — трахиллипартит; 11, 12 (обр. 1263-а, 1263-2) — туфы трахиллипартитового состава (полигон 25); 13 (обр. 1255-2) — липарито-трахит; 14, 16—18 (1257-26, 1256-1а, 1256-1к, 1256-1в) — итимбриты и туфы липарито-трахитового состава (полигон 24); 15 (обр. 1869-3) — игнимбрит трахиандезитового состава; 21 (обр. 1869-56) — туф трахиандезитового состава; 22, 23 (обр. 1869-4, 1859-5а) — трахиллипартиты (полигон 18); 24, 25 (обр. 1656, 1659); 26 (обр. 1825-1а) — туфы трахиандезитового состава; 27 (обр. 1813-2) — липарито-трахитового состава; 28 (обр. 1434-4) — трахиадцит (полигон 28); 29, 31 (обр. 1643-3, 1643-1) — липарито-трахиты; 30 (обр. 1643) — трахилипартит (полигон 20), 34, 35 (обр. 939-2, полигон 20), 34, 35 (обр. 939-4, 939-2) и трахиадцит (полигон 16-В); 36 (обр. 939-2, полигон 17) — туфы трахиандезитового (полигон 16-В); 37 (обр. 1608) — липарито-трахит; 38 (обр. 1605) — липарито-трахит (полигон 3, к-1).

Таблица 9

Химический состав диатомово-глинистых пород неогенового возраста (массовая доля, %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	63,90	66,40	69,80	60,80	65,80	67,60	67,60	69,30
TiO ₂	0,10	0,10	0,36	0,45	0,48	0,42	0,49	0,38
Al ₂ O ₃	10,55	9,62	8,62	10,35	9,62	9,58	8,82	9,65
Fe ₂ O ₃	5,23	3,13	3,64	3,46	4,35	2,96	3,07	2,67
FeO	0,28	0,28	0,57	0,57	0,21	0,25	0,50	0,28
MnO	0,086	0,020	0,013	0,072	0,059	0,007	0,033	
MgO	1,64	2,20	2,38	2,28	2,30	2,30	2,32	1,86
CaO	0,94	0,94	0,36	5,28	0,68	0,87	0,87	0,94
Na ₂ O	2,87	2,86	2,00	2,51	2,61	2,81	2,51	2,25
K ₂ O	2,55	2,04	2,30	2,45	2,31	2,55	2,11	2,08
H ₂ O	3,16	3,21	3,45	2,55	3,34	2,95	3,25	3,00
П. П. П.	8,32	8,84	6,54	9,11	7,91	7,35	8,60	7,60
Сумма	99,63	99,64	100,0	99,88	99,67	99,65	99,67	100,01
SiO ₂ *	37,53	42,35	48,25	34,93	41,75	44,15	45,05	45,18
SiO ₂ **	I вытяж.	5,00	4,40	16,82	4,54	5,98	4,26	5,06
	II вытяж.	6,40	10,02	17,52	4,00	17,24	12,32	17,44
Сумма	11,40	14,42	34,34	8,54	23,22	16,58	22,50	24,16

Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	62,60	65,90	69,50	63,00	66,000	60,90	67,20	65,90
TiO ₂	0,72	0,49	0,25	0,44	0,44	0,57	0,43	0,52
Al ₂ O ₃	16,78	9,95	9,62	9,85	11,32	11,61	10,96	10,95
Fe ₂ O ₃	3,86	2,76	3,48	3,67	3,14	3,51	3,10	2,94
FeO	0,64	0,78	0,43	0,36	0,21	0,43	0,36	0,43
MnO	0,05	0,013	0,490	0,020	—	0,034	—	0,023
MgO	2,32	2,32	1,31	2,49	2,30	2,91	2,02	1,99
CaO	1,09	1,02	0,94	0,58	0,70	1,09	1,60	1,22
Na ₂ O	2,32	3,09	2,97	2,87	2,87	2,81	2,84	2,61
K ₂ O	2,66	2,30	2,66	2,01	2,35	2,41	2,88	1,92
H ₂ O	1,76	3,60	2,55	3,91	3,00	4,57	1,92	3,17
П. П. П.	5,03	7,38	5,31	11,06	7,37	8,88	6,41	7,91
Сумма	99,86	99,60	99,51	100,26	100,00	99,72	99,72	99,58
SiO ₂ *	20,90	31,87	39,80	38,53	36,95	41,02	45,45	38,37
SiO ₂ **		3,94	3,38	9,38	I вытяж. 6,20	3,02	22,20	4,72
					II вытяж. 12,92			
Сумма		15,86	8,44	18,24	13,46	9,28	44,48	21,02

Окончание табл. 9

Компонент	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	65,10	65,90	64,00	70,90	72,40	67,60	73,98
TiO ₂	0,37	0,57	0,53	0,36	0,44	0,33	0,21
Al ₂ O ₃	11,61	11,27	13,25	9,32	10,74	9,96	6,66
Fe ₂ O ₃	3,27	3,20	2,51	2,16	2,03	4,36	1,30
FeO	0,21	0,43	0,85	0,57	0,43	0,67	1,15
MnO	0,026	0,049	0,068	0,126	0,056	0,021	0,02
MgO	1,90	1,90	2,97	2,61	1,78	3,59	0,91
CaO	0,87	1,31	0,65	0,73	1,02	0,32	0,71
Na ₂ O	2,47	2,47	2,38	2,24	2,47	1,88	3,70
K ₂ O	2,11	2,30	2,28	1,66	2,40	2,02	2,20
H ₂ O	3,53	2,53	2,07	2,73	1,38	1,91	—
П П П	8,33	7,66	8,29	6,53	4,49	6,99	8,40
Сумма	99,80	99,59	99,85	99,93	99,64	99,65	99,30
SiO ₂ *	36,07	37,72	30,88	47,64	45,55	42,70	54,00
SiO ₂ **	2,80	1,80	—	19,08	6,92	22,32	—
	14,20	7,52	2,82	—	—	1,16	—
Сумма	17,00	9,32	2,82	19,08	6,92	23,48	

* — свободный.

** — аморфный.

Примечание. 1, 2 (обр. 756-2, 758-2), 14—16 (обр. 1089-1, 1092а, 1096) — полигоны 2 и 2в; 3, 4 (обр. 785-3, 788-1) — полигон 3а; 5 (обр. 800-6) — полигон 5; 6—8 (обр. 819а, 820, 820-3) — полигон 7; 9 (обр. 890) — полигон 9; 10 (обр. 897-1) — полигон 10; 11 (обр. 919-3) — полигон 11; 12 (обр. 933-7) — полигон 21; 13, 17—21 (обр. 1075, 1097, 1098-2, 1119-1, 1119-2, 1138) — полигон 22; 22 (обр. 2047б) — полигон 33; 23 (обр. 1251) — полигон 24.

Таблица 10
Химический состав пород позднепротерозойского комплекса
(массовая доля, %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47,10	58,00	58,27	62,20	63,93	68,43	69,00	73,88
TiO ₂	0,97	0,63	0,90	0,69	0,33	0,35	0,32	0,11
Al ₂ O ₃	10,44	15,14	16,56	17,13	18,34	14,94	14,96	12,79
Fe ₂ O ₃	—	4,05	—	—	—	—	—	0,81
FeO	11,31	5,18	7,59	6,26	4,26	4,66	3,59	1,26
MnO	0,19	0,07	0,12	0,14	0,14	0,06	0,16	0,02
MgO	11,77	4,12	2,69	1,35	1,11	1,75	1,68	0,10
CaO	10,97	5,62	6,64	3,36	3,74	4,21	3,74	0,82
Na ₂ O	3,72	3,91	3,72	4,30	6,62	3,81	3,81	3,23
K ₂ O	2,00	1,60	2,00	3,69	1,47	1,73	2,43	5,90
P ₂ O ₅	0,50	0,18	0,40	0,33	0,24	0,32	0,35	0,03
П П П	1,52	1,42	0,54	0,62	0,40	0,38	0,76	0,50
Сумма	100,49	99,92	99,43	100,07	100,48	100,64	100,90	99,45

Примечание. 1 (обр. 1844-1з) — амфиболит; 2 (обр. 1443-7) — кварцевый динорит; 3 (обр. 1844-1в) — биотит-амфиболовый плагиогней; 4 (обр. 1845-2а), 5 (обр. 1844-1а) — гнейсо-граниты; 6 (обр. 1845-4) 7 (обр. 1844-1) — биотитовый гранит; 8 (обр. 1443-8) — мусковитизированный гранит.

Таблица 11

Химический состав гранитов среднепалеозойского комплекса (массовая доля, %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	66,98	70,56	69,32	69,46	60,68	69,93	70,18	70,80	71,44	72,50	73,30	73,98	69,72
TiO ₂	0,41	0,23	0,41	0,30	0,21	0,21	0,30	0,30	0,24	0,19	0,21	0,10	0,21
Al ₂ O ₃	16,64	15,02	15,73	15,47	15,03	15,86	15,08	15,08	14,04	13,91	13,52	13,21	15,78
Fe ₂ O ₃	0,78	0,57	1,01	0,84	0,95	1,28	0,54	1,51	0,79	0,74	0,65	0,57	0,85
FeO	2,29	1,70	2,72	2,41	2,38	1,55	2,65	2,27	2,56	1,89	1,91	2,13	1,94
MnO	0,04	0,04	0,08	0,20	0,05	0,04	0,04	0,07	0,08	0,07	0,05	0,07	0,03
MgO	0,50	0,58	0,45	0,70	0,45	0,50	0,55	0,40	0,60	0,35	0,15	0,39	0,35
CaO	1,69	1,88	1,83	1,97	1,62	1,55	1,69	1,41	1,62	1,13	1,34	0,94	0,63
Na ₂ O	3,65	4,80	3,75	3,44	3,62	3,77	3,50	3,50	3,62	3,10	3,25	2,65	3,10
K ₂ O	5,37	3,33	4,60	5,40	4,70	4,40	4,44	4,37	4,20	5,00	4,55	6,18	6,00
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,07	0,07	0,09	0,03	0,06	0,08	0,06	0,06	0,04	0,07	0,08
П П П	0,88	0,40	0,53	0,44	0,73	0,18	0,33	0,53	0,43	0,56	0,37	0,38	0,63
Сумма	99,32	99,18	100,50	100,70	99,30	99,30	100,33	99,67	99,48	100,63	99,36	99,33	
Компоненты	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24		
SiO ₂	69,88	74,94	72,80	73,42	74,16	74,66	73,32	75,36	74,40	75,82			
TiO ₂	0,12	0,07	0,11	0,21	0,06	0,06	0,35	0,06	0,06	0,12			
Al ₂ O ₃	15,08	12,74	15,34	14,43	13,26	13,52	12,87	13,65	13,00	13,26			
Fe ₂ O ₃	1,67	0,77	0,90	1,28	0,05	0,64	0,80	0,85	0,85	0,66			
FeO	2,05	1,15	1,66	0,77	2,09	0,92	1,84	1,26	1,44	1,19			
MnO	0,05	0,02	0,04	0,02	0,07	0,04	0,02	0,22	0,04	0,04			
MgO	0,21	0,12	0,25	0,05	0,15	0,10	0,15	0,20	0,10	0,20			
CaO	0,71	0,75	0,36	0,63	0,99	0,92	1,06	0,66	0,71	0,42			
Na ₂ O	2,66	2,80	3,77	3,00	3,65	3,87	4,66	4,00	4,16	4,00			
K ₂ O	7,80	5,60	4,70	5,22	4,40	4,40	3,10	4,50	3,66	4,33			
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,03	0,06	0,07	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02			
П П П	0,37	0,27	0,74	0,78	0,56	0,53	0,30	0,27	0,30	0,55			
Сумма	100,64	99,33	100,70	99,87	99,51	99,39	99,54	99,70	99,42	99,33			

Признаки. Граниты: 1, 5 (обр. 1179, 1173) — биотитовые крупнозернистые, 6—12 (обр. 1179-2, 1183, 1188-1, 1186, 1180, 1181, 2423) — среднезернистые биотитовые, 13, 14 (обр. 1185—1172-1) — лейкократовые; 23, 24 (обр. 1181-1—1183-1) — пегматиты, 12 — с полигонами 16-А, остатльные — с полигонами 15.

Таблица 12
Химический состав гранитоидов Ямато (массовая доля, %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	55,14	62,40	64,32	66,50	67,96	69,30	71,53	72,56	70,16	72,56
TiO ₂	0,85	0,50	0,50	0,42	0,30	0,30	0,31	0,11	0,11	0,11
Al ₂ O ₃	16,75	16,70	16,18	16,18	16,14	14,88	12,94	15,40	15,66	14,09
Fe ₂ O ₃	6,35	2,52	2,72	1,60	1,67	1,70	1,97	0,53	0,74	0,97
FeO	2,93	3,71	3,24	2,12	2,34	2,45	0,54	1,80	1,76	1,55
MnO	0,32	0,13	0,09	0,11	0,07	0,07	0,09	0,04	0,04	0,04
MgO	2,88	1,86	1,57	0,88	0,88	0,49	0,28	0,49	0,20	0,10
CaO	6,45	3,70	3,84	2,33	2,60	1,78	0,51	2,60	1,64	0,96
Na ₂ O	3,57	5,00	4,85	4,33	5,00	4,37	3,00	4,71	4,12	4,00
K ₂ O	1,83	2,90	1,70	4,00	3,00	4,25	4,27	1,85	5,67	5,41
P ₂ O ₅	2,60	0,13	0,09	0,02	0,09	0,10	0,04	0,04	0,04	0,04
П П П	—	1,07	1,04	0,92	0,83	0,52	3,71	0,61	0,63	0,70
Сумма	99,67	100,62	100	1499,41	100,88	100,21	100,19	100,74	100,77	100,53
Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	70,00	73,04	74,36	74,30	73,88	73,24	74,74	75,72	72,64	72,92
TiO ₂	0,48	0,31	0,20	0,11	0,11	0,21	0,02	0,40	0,22	0,21
Al ₂ O ₃	15,58	14,26	13,82	12,53	12,79	15,40	13,31	12,94	14,34	13,82
Fe ₂ O ₃	2,29	0,85	0,97	0,45	0,81	1,61	1,21	1,49	1,37	1,53
FeO	0,68	0,83	1,65	1,87	1,26	0,97	1,33	0,97	1,11	1,22
MnO	0,13	0,07	0,02	0,07	0,02	0,05	0,02	0,09	0,06	0,08
MgO	0,33	—	0,26	0,20	0,10	0,39	0,10	0,35	0,46	0,19
CaO	1,25	1,16	0,54	0,96	0,82	0,41	1,10	1,34	0,72	0,81
Na ₂ O	4,20	4,43	4,00	4,00	3,23	2,43	3,50	3,89	4,55	4,66
K ₂ O	3,87	4,80	2,66	4,67	5,90	4,00	5,16	2,33	3,55	3,50
P ₂ O ₅	0,12	0,05	0,08	0,04	0,03	0,06	0,01	0,06	0,12	0,11
П П П	0,89	0,48	0,01	0,29	0,50	1,66	0,36	0,05	0,68	0,51
Сумма	99,87	100,28	99,57	99,49	99,45	100,43	100,86	100,63	99,82	99,56

Примечание. 1 (обр. 1998-5) — кварцевый диорит; 2, 3 (обр. 1404 а) — биотит-роговообманковые гранодиорты; 4—8 (обр. 1407-1, 1406-1, 1413, 432-27, 1404-6) — среднезернистые биотитовые граниты, 9—14 (обр. 1405-1, 1404-2, 431-4, 431-5, 430-2, 1472-4) — среднезернистые лейкократовые, 15, 16 (1443-8, 1409) — мелкозернистые лейкократовые, 17 (обр. 1404-7) — мелкосреднезернистые лейкократовые, 18—20 (обр. 430-1, 431-6а, 431-6к) — лейкократовые гранит-порфиры.

Таблица 13
Химический состав гранитоидов раннемелового комплекса
(массовая доля, %)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	63,78	64,23	65,30	66,68	67,50	68,13
TiO ₂	0,52	0,62	0,52	0,45	0,45	0,47
Al ₂ O ₃	15,01	15,21	14,83	14,50	14,87	14,60
Fe ₂ O ₃	0,94	1,72	1,37	0,63	1,21	0,76
FeO	4,00	3,14	3,24	4,49	2,78	2,83
MnO	0,17	0,09	0,09	0,04	0,07	0,07
MgO	1,76	2,33	2,30	1,51	1,46	1,29
CaO	2,08	2,12	2,88	2,82	2,36	1,98
Na ₂ O	3,72	3,95	3,45	3,42	3,90	3,95
K ₂ O	4,50	4,31	4,09	3,88	4,15	4,50
P ₂ O ₅	0,16	0,13	0,13	0,15	0,05	0,05
П П П	2,32	2,32	1,66	1,67	1,00	1,55
Сумма	98,96	100,17	99,85	100,24	99,80	100,18

Окончание табл. 13

Компонент	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	68,28	68,67	70,40	72,27	74,46	76,06
TiO ₂	0,30	0,38	0,29	0,24	0,12	0,21
Al ₂ O ₃	14,25	15,06	14,17	13,68	12,94	11,84
Fe ₂ O ₃	1,67	2,24	0,92	0,83	0,60	0,40
FeO	3,70	0,95	1,84	1,55	1,42	2,39
MnO	0,06	0,05	0,09	0,04	0,01	0,11
MgO	0,69	1,23	0,66	0,32	0,03	0,14
CaO	1,40	0,80	1,13	0,99	1,14	0,48
Na ₂ O	4,33	3,95	4,23	4,17	3,50	4,10
K ₂ O	5,00	4,90	4,94	5,12	4,88	4,28
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,01	0,05	0,05	0,04
П П П	0,65	1,20	0,88	0,20	0,52	0,55
Сумма	100,4	99,48	99,56	99,46	99,71	100,60

Примечание. 1, 2 (обр. 1622/2, 1622/1) — диоритовые порфириты; 3—6 (обр. 1628, 1627, 1628/1, 1622/3) — биотит-роговообманковые граниты; 7—12 (обр. 1635, 1622/14, 1622, 1630/12, 1676/14, 7732) — биотитовые граниты, 11, 12 — с возвышенности Гебасс, остальные — с возвышенности Криштофовича.

Таблица 14
Химический состав гранитоидов позднемелового комплекса
(массовая доля, %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	73,50	75,78	73,62	75,92	74,52	72,96	69,24
TiO ₂	0,27	0,18	0,10	0,09	0,20	0,16	0,36
Al ₂ O ₃	12,87	12,25	13,00	12,75	12,70	13,70	14,85
Fe ₂ O ₃	0,91	1,30	0,28	0,34	1,09	1,59	1,11
FeO	1,94	1,42	3,24	1,24	1,62	1,58	2,14
MnO	0,05	0,04	0,05	0,06	0,04	0,05	0,11
MgO	0,33	0,29	0,14	0,19	0,27	0,31	1,19
CaO	0,82	0,54	0,33	0,40	0,76	0,76	2,17
Na ₂ O	3,85	4,30	3,00	3,50	3,40	3,30	3,36
K ₂ O	5,00	3,33	5,50	5,63	5,30	5,10	3,90
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,03	0,04	0,08	0,05	0,08
П П П	0,06	0,69	0,59	0,43	0,33	0,51	0,94
Сумма	100,20	100,13	99,88	100,65	100,34	100,07	99,45

Компо- нент	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	76,24	76,20	68,32	71,66	70,50	74,80	75,44	73,80	68,22	63,80
TiO ₂	0,13	0,04	0,24	0,29	0,44	0,20	0,16	0,36	0,40	0,50
Al ₂ O ₃	11,90	12,47	16,13	14,34	14,19	12,12	12,38	13,67	16,83	16,45
Fe ₂ O ₃	0,86	0,32	1,41	0,20	1,04	0,50	0,16	0,87	1,36	0,22
FeO	2,34	1,48	2,12	2,70	1,80	1,80	1,40	0,97	1,81	6,66
MnO	0,04	0,04	0,07	0,09	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05
MgO	0,14	0,24	0,33	0,67	0,24	0,10	0,20	0,10	0,91	1,01
CaO	0,40	0,34	1,47	1,34	0,90	0,42	0,42	0,62	2,36	1,09
Na ₂ O	3,03	3,40	5,00	3,90	4,90	4,33	4,33	4,77	4,22	4,00
K ₂ O	5,50	5,60	4,66	3,40	4,77	4,60	4,80	3,50	2,69	2,16
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,08	0,07	0,18	0,04	0,11	0,11	0,09	0,08
П П П	0,18	0,21	0,84	1,15	0,87	0,45	0,35	0,74	1,68	1,34
Сумма	100,29	100,35	100,67	99,81	99,88	99,40	99,81	99,55	100,62	100,55

Примечание. 1—6, 9—11 (обр. 816-1, 816-2, 850, 801-г, 802-г, 802-1д, 801-в, 804-4-а, 804-2а, 803-8) — полигон 6, 7 (обр. 800-5; полигон 5; 12—15 (обр. 1135-7, 1132-8, 1126-5, 1076) — полигон 22; 16, 17 (обр. 7507-23, 7508-1) — полигон 5(К-2); состав гранитоидов: 1—3 (обр. 816-1, 816-а, 850) — крупнозернистые лейкократовые, 4 (обр. 801-г) — среднезернистые биотитовые, 5—7 (обр. 802-16, 802-1д, 800-5) — среднезернистые биотитовые порфировидные, 8, 9 (обр. 801-в, 804-4а) — мелкозернистые биотитовые, 10, 11, 16 (обр. 804-2а, 803-8, 7507-23) — гранит-порфиры биотитовые, 12, 13 (обр. 1135-7) — роговообманковый гранит-порфир, 14, 15 (обр. 1126-5, 1076) — среднезернистые лейкократовые граниты, 17 (обр. 7508-1) — гранодиорит.

Таблица 15

**Ассоциация минералов-вкрапленников
в кайнозойских базальтоидах Японского моря**

Формационно-геохимический тип, порода	Минеральные ассоциации
1. Вулканиты континентальных окраин базальты, андезито-базальты	$\text{Pl}_{65-60} + \text{Cpx} \pm \text{Opx} + \text{Mt} \pm \text{Q}$
2. Окраинно-морские базальтоиды	
пироксен-оливиновые базальты	$\text{Ol}_{10-15} \pm \text{Ol}_{18-23} + \text{Cpx}_{12-16}^{0.2-0.9} + \text{Cpx}_{14-27}^{0.6-3.0} + \text{Pl}_{82-53} + \text{Ti-Mt}_{13-18.5} \pm \text{Alsp-Crsp} \pm \text{Ilm}$
оливин-плагиоклазовые базальты	$\text{Pl}_{80-55} \pm \text{Ol}_{11-13} \pm \text{Cpx}_{15-18} \pm \text{Alsp-Crsp} \pm \text{Ilm}$
плагиоклазовые ферробазальты	$\text{Pl}_{68-63} + \text{Cpx}(1)_{35}^{35} + \text{Cpx}(2) \pm \text{Ol}_{13} \pm \text{Crsp} \pm \text{Alsp} + \text{Ti-Mt}_{14-17}$
трахиандезиты	$\text{Pl}_{50-40} + \text{Cpx} \pm \text{HB} \pm \text{Ol} \pm \text{Ort} + \text{Mt}_{14.5-23}$
трахиты	$\text{Pl}_{30-20} + \text{Lot} + \text{Cpx}_{40-47}^{0.9} + \text{Ol}_{12.5} \pm \text{HB} \pm \text{Bi} \pm \text{Mt}_{23-27}$
трахидакиты	$\text{Pl}_{30-20} \pm \text{Ort} + \text{Cpx} \pm \text{HB} \pm \text{Bi} \pm \text{Mt}$
трахилипараты	$\text{Pl}_{20} + \text{Ort} \pm \text{Cpx} \pm \text{Mt}_{10-11}$
3. Вулканиты островодужного типа базальты	$\text{Pl}_{70-55} + \text{Cpx}_{21} \pm \text{Opx} \pm \text{Ol}_{18} \pm \text{HB} \pm \text{Bi} \pm \text{Q} + \text{Mt}_{16.5-18}$
андезиты	$\text{Pl}_{60-45} + \text{Cpx}_{32} \pm \text{Opx} \pm \text{Ol}_{18-19} \pm \text{HB} \pm \text{Bi} \pm \text{Q} + \text{Mt}_{10-11}$
дациты	$\text{Pl}_{55-45} + \text{Opx} \pm \text{Cpx} \pm \text{HB} \pm \text{Bi} \pm \text{Q} + \text{Mt}$
4. Континентальные толиеты	$\text{Ol}_{16} + \text{Pl}_{66-60} \pm \text{Cpx} \pm \text{Ilm}$
5. Щелочные вулканиты континентальных рифтов (Цусимская котловина) пикрито-	
базальты	$\text{Ol}_{16-17.5} + \text{Cpx}_{24}^{2.6} \pm \text{Pl} \pm \text{Mt}_{13-16}$
пироксен-оливиновые базальты	$\text{Ol}_{18-20} + \text{Cpx}_{22-29}^{2.6-3.3} + \text{Pl}_{70-60} \pm \text{Ap} + \text{Mt}_{15.5-16.5}$
оливиновые базальты	$\text{Ol}_{18-20} + \text{Cpx}_{25}^{3.97} \pm \text{Pl}_{65-60} \pm \text{Ap} \pm \text{Mt}$
амфиболовые базальты	$\text{Ol} + \text{Cpx} + \text{Pl}_{60} + \text{Krs} + \text{Ap} + \text{Mt}$
лейкобазальты	$\text{Pl}_{55-50} + \text{Cpx} + \text{Ap} + \text{Mt}$
трахиты	$\text{Ort} + \text{Pl}_{25-15} + \text{Cpx}_{36-42}^{1.1-1.2} \pm \text{HB} \pm \text{Bi} \pm \text{Ol}_{21} + \text{Mt}_{16.5-18}$

П р и м е ч а н и е. Цифрами в таблице обозначены: внизу — для плагиоклазов — количество анортитовой молекулы; для пироксенов и оливинов — железистость; для магнетита — количество титана; для пироксенов (вверху) — количество титана (массовая доля, %).

Принятые сокращения: Alsp — алюмошинель; Bi — биотит; Ap — апатит; Cpx — клинопироксен; Crsp — хромшинель; Ilm — ильменит; Krs — керсунит; Mt — магнетит; Ti-Mt — титано-магнетит; Ol — оливин; Opx — ортопироксен; Ort — ортоклаз; Pl — плагиоклаз; Q — кварц.

$$f = \frac{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}}{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mg}} \text{ — железистость (ат. \%);}$$

$$A = \frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3} \text{ — агпантность (ат. кол.).}$$

Таблица 16
Химический состав кайнозойских базальтоидов (массовая доля, %)

Компонент	1	2	3	4	5	6			
SiO ₂	50,56	51,82	53,66	54,78	46,09	47,70			
TiO ₂	1,33	1,24	1,16	0,99	1,78	1,60			
Al ₂ O ₃	18,90	18,54	18,48	19,15	18,93	16,58			
Fe ₂ O ₃	5,56	5,37	6,36	7,17	6,98	3,91			
FeO	4,82	2,58	4,18	2,18	2,38	6,21			
MnO	0,15	0,07	0,08	0,07	0,10	0,22			
MgO	4,97	4,67	3,42	3,43	6,68	7,94			
CaO	7,89	7,34	6,63	6,67	9,05	8,72			
Na ₂ O	2,72	2,96	2,80	2,70	2,75	3,19			
K ₂ O	1,68	1,44	1,70	1,70	0,64	1,15			
H ₂ O-	0,30	0,75	—	—	0,67	0,23			
П П П	0,70	2,75	0,75	0,85	1,91	1,32			
Сумма	99,58	99,50	99,32	99,79	99,56	99,77			
Co	28	24	—	—	19	20			
Ni	26	66	—	—	63	91			
Cr	38	90	—	—	120	260			
V	200	148	—	—	150	240			
Zr	119	200	—	—	82	220			
Rb	—	—	—	—	33	—			
Sr	—	—	—	—	382	—			
Компонент	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	47,64	47,29	48,07	49,10	49,07	51,12	48,90	50,96	53,38
TiO ₂	0,93	1,48	1,56	2,27	1,78	2,47	2,40	2,06	1,77
Al ₂ O ₃	17,26	18,09	19,27	18,27	18,61	14,81	13,39	16,02	19,00
Fe ₂ O ₃	4,70	5,45	5,31	3,21	5,15	10,00	7,83	6,95	5,22
FeO	4,24	4,42	1,50	3,39	2,60	2,88	7,56	4,75	1,94
MnO	0,14	0,19	0,13	0,23	0,14	0,17	0,34	0,21	0,11
MgO	8,10	6,82	4,90	4,82	4,06	3,65	4,20	4,00	2,11
CaO	10,86	9,53	11,87	10,28	10,84	8,42	8,97	8,34	7,37
Na ₂ O	2,27	2,78	2,85	2,96	2,93	3,67	2,92	3,19	3,84
K ₂ O	0,73	1,07	0,93	0,64	1,24	1,23	1,06	11,11	2,91
H ₂ O-	1,22	—	0,76	1,15	—	0,57	0,65	—	0,55
П П П	1,66	—	2,55	2,22	—	0,80	1,46	—	1,46
Сумма	99,75	—	99,70	100,59	—	99,79	99,67	—	99,66
Co	23	28	18	19	24	23	25	19	20
Ni	65	100	63	42	48	12	12	15	23
Cr	140	212	150	396	324	14	16	12	20
V	190	205	290	272	239	300	300	213	83
Zr	150	150	120	190	156	190	160	152	300
Rb	26	23	35	11	23	40	—	42	55
Sr	390	407	543	375	427	302	—	456	410

Продолжение табл. 16

Компонент	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	56,87	57,03	59,86	59,05	60,03	66,10	63,50	64,80	69,70
TiO ₂	0,92	1,03	1,05	0,65	0,81	0,14	0,29	0,21	0,11
Al ₂ O ₃	19,70	17,64	18,51	18,03	17,34	13,27	13,48	13,37	13,26
Fe ₂ O ₃	2,64	4,50	3,34	3,78	4,42	1,09	2,69	1,89	0,30
FeO	1,30	2,37	1,01	2,03	1,49	1,29	1,96	1,63	1,11
MnO	0,10	0,12	0,07	0,11	0,08	0,16	0,42	0,29	0,18
MgO	1,53	1,55	0,60	1,60	0,66	0,59	0,93	0,76	0,38
CaO	5,73	5,05	3,50	2,22	2,73	1,77	0,97	1,37	1,25
Na ₂ O	5,11	4,64	5,19	5,24	5,56	4,52	3,84	4,18	3,97
K ₂ O	2,66	3,24	4,27	5,47	5,10	4,41	4,22	4,32	4,80
H ₂ O ⁻	—	—	0,49	0,48	—	1,18	1,64	—	0,27
П П П	3,07	—	0,79	0,97	—	4,51	5,56	—	4,42
Сумма	99,63	—	99,66	99,63	—	99,53	99,50	—	99,75
Co	8	6	5	2	4	—	6	3	—
Ni	14	10	10	4	8	3	7	5	2
Cr	32	14	9	2	8	3	3	3	1
V	69	44	29	28	28	8	11	10	7
Zr	260	261	300	440	362	400	510	455	450
Rb	34	50	104	104	104	93	—	93	—
Sr	390	460	238	121	180	34	—	34	—

Компонент	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	68,93	69,51	50,72	50,72	52,70	51,02	55,51	61,00
TiO ₂	0,19	0,15	1,00	1,33	0,78	0,94	0,98	0,71
Al ₂ O ₃	13,26	13,29	19,63	19,57	20,25	18,63	18,85	18,02
Fe ₂ O ₃	1,94	1,28	4,73	2,32	6,48	4,64	2,04	3,37
FeO	1,17	1,12	4,18	5,84	4,12	4,30	5,62	3,99
MnO	0,07	0,10	0,14	0,16	0,19	0,12	0,13	0,28
MgO	0,82	0,48	5,19	5,35	2,50	4,38	3,28	2,30
CaO	1,04	1,32	9,35	9,41	8,20	9,14	7,56	4,41
Na ₂ O	3,99	3,89	3,39	2,60	3,02	3,23	3,33	3,02
K ₂ O	4,22	4,67	0,64	0,91	1,05	0,84	1,89	1,96
H ₂ O ⁻	0,46	—	—	0,43	0,34	—	—	0,09
П П П	3,97	—	0,77	1,13	0,87	2,36	0,54	1,13
Сумма	100,06	—	99,74	99,77	100,50	—	99,63	100,24
Co	—	2	26	23	29	28	17	17
Ni	1	3	30	25	22	28	15	23
Cr	—	1	48	19	33	43	32	46
V	14	12	160	135	250	171	110	118
Zr	240	340	150	165	170	161	170	180
Rb	—	—	8	—	—	8	—	—
Sr	—	—	699	—	—	699	—	—

Продолжение табл. 16

Компо- нент	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	58,29	63,71	67,66	64,99	70,36	70,14	70,25	48,87	49,12	48,99
TiO ₂	0,90	0,86	0,40	0,53	0,41	0,34	0,38	1,50	1,25	1,37
Al ₂ O ₃	17,79	16,96	15,62	16,16	15,50	15,52	15,51	16,17	16,44	16,30
Fe ₂ O ₃	4,00	1,43	1,10	1,46	1,44	1,40	1,42	2,44	2,11	2,28
FeO	3,17	3,81	3,64	3,94	1,66	1,69	1,67	8,97	8,55	8,76
MnO	0,11	0,11	0,05	0,09	0,11	0,07	0,09	0,15	0,18	0,16
MgO	2,42	1,61	1,06	1,37	0,70	1,06	0,88	7,22	7,78	7,50
CaO	5,75	3,67	2,52	3,38	0,28	0,48	0,38	9,60	9,69	9,65
Na ₂ O	3,94	4,39	3,66	3,84	3,70	3,66	3,68	2,44	2,93	2,68
K ₂ O	1,82	2,81	2,61	2,85	3,50	3,33	3,41	0,58	0,56	0,57
H ₂ O ⁻	—	0,14	—	—	—	—	—	0,63	0,60	0,61
П П П	1,26	0,74	0,92	1,06	2,26	1,37	1,82	1,04	0,42	0,73
Сумма	—	100,22	99,36	—	100,62	100,43	—	99,66	999,63	—
Co	20	15	—	14	—	—	—	54	163	80
Ni	18	13	—	13	—	—	—	110	120	226
Cr	31	11	—	12	—	—	—	330	230	320
V	118	110	—	105	—	—	—	190	170	212
Zr	175	200	—	205	—	—	—	95	105	91
Rb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Компонент	43	44	45	46	47	48	49
SiO ₂	42,39	42,86	43,52	44,98	44,97	44,51	46,52
TiO ₂	3,27	3,30	2,64	3,42	3,40	3,31	2,92
Al ₂ O ₃	15,58	13,79	14,34	16,20	16,26	16,82	16,90
Fe ₂ O ₃	5,65	5,36	4,63	7,89	4,95	5,43	5,28
FeO	6,26	6,60	6,94	3,24	6,13	5,41	4,29
MnO	0,12	0,14	0,15	0,17	0,16	0,16	0,16
MgO	9,62	11,36	10,79	7,39	6,58	5,90	7,09
CaO	10,87	10,00	10,46	8,84	8,73	8,95	8,00
Na ₂ O	2,25	2,02	2,42	3,29	3,56	3,34	4,18
K ₂ O	1,69	1,51	1,20	3,03	3,21	2,91	3,29
H ₂ O ⁻	0,42	0,32	—	0,27	0,31	—	0,14
П П П	1,77	2,47	—	0,88	1,39	—	0,94
Сумма	99,92	99,73	—	99,60	99,65	—	99,71
Co	77	90	84	27	27	23	24
Ni	210	206	208	58	63	60	86
Cr	390	350	370	107	63	84	150
V	260	260	260	186	173	180	200
Zr	160	170	165	200	260	248	350
Rb	28	—	28	51	42	47	—
Sr	917	—	917	1010	1070	1040	—

Окончание табл. 16

Компонент	50	51	52	53	54	55	56
SiO ₂	46,45	46,48	47,80	51,40	60,11	59,16	59,59
TiO ₂	2,90	2,91	2,50	1,80	0,55	0,18	0,45
Al ₂ O ₃	17,10	17,00	18,35	19,62	19,03	19,20	19,15
Fe ₂ O ₃	7,46	6,37	7,11	6,67	3,72	1,72	3,05
FeO	2,62	3,45	4,92	2,03	1,01	1,01	0,73
MnO	0,17	0,16	0,21	0,16	0,10	0,17	0,12
MgO	5,87	6,48	3,27	2,71	0,86	0,29	0,81
CaO	8,38	8,19	6,83	4,20	1,98	1,59	1,72
Na ₂ O	3,98	4,08	3,62	3,84	5,34	6,10	5,69
K ₂ O	3,20	3,25	4,02	4,80	6,14	6,60	6,33
H ₂ O ⁻	0,30	—	0,25	0,64	—	—	—
П П П	1,46	—	0,76	2,36	1,43	3,80	—
Сумма	99,89	—	99,64	100,23	100,27	99,82	—
Co	26	34	21	8	—	2	2
Ni	98	93	30	10	2	3	5
Cr	150	149	50	23	—	4	5
V	130	167	120	70	21	4	10
Zr	320	333	400	500	670	650	660
Rb	22	22	—	—	—	—	—
Sr	914	914	—	—	—	—	—

Примечание. 1—4 (обр. 803-в, 916/1, 803, 803-д) — 1-й тип — вулканиты известково-щелочные серии континентальных окраин (1, 2 — базальты; 3, 4 — андезиты); 5—26 (обр. 1147-а, 2099/1, 77132-б, 11/28, 1226-в, 7749-а, 18/47, 1679/1а, 1679/4, 7/10, 1155, 77119-б, 14/28, 1567-а, 2055/2, 9/8, 1676/3, 7779, 2/2, 1474, 1647, 4/7) — 2-й тип — окраинно-морские толеиты и их дифференциаты (5—8 — оливин-плагиоклазовые базальты, 9—11 — плагиоклазовые базальты, 12—14 — ферробазальты; 15—17 — трахиандезиты, 18—20 — трахиты, 21—23 — трахиадиабиты, 24—26 — трахиалипараты); 27—39 (обр. 1427-а, 1796/2 1926-б, 22/10, 1796/1, 1895, 16/9, 1958, 7508/4, 6/2, 7507/2, 7507/25, 2) — 3-й тип — вулканиты островодужного типа (27—30 — базальты, 31—33 — андезиты, 34—36 — дациты, 37—39 — липараты); 40—42 (обр. 791/б, 791/16, 2/8) — континентальные толеиты; 43—56 (обр. 1214а, 1214/1, 4/2, 936-е, 936/2, 7/8, 1212-б, 1212-д, 2/6, 1865/46, 1865/56, 1208-д, 1864/46, 8/11) — 4-й тип — щелочные базальтоиды типа континентальных рифтов (43—45 — пикрито-базальты; 46—48 — пироксен-оловиновые базальты, 49—51 — оливиновые базальты, 52 — амфиболовый базальт, 53 — лейкобазальт, 54—56 — щелочные трахиты). Для отдельных проб приведены номера образцов, для средних значений количество проб дано в числителе — по петрогенным окислам, в знаменателе — по микроэлементам; прочерк — не анализировалось. Пробы 3, 4 — [Пущин, Берсенев, 1975]; 12, 14, 15 — [Коновалов, Грачева, 1978]. Анализы выполнены в ДВГИ ДВНЦ АН СССР (петрогенные окислы-аналитики Т. И. Бортнина, Л. А. Авдевнина, микроэлементы — Т. В. Сверкунова). Определения рубидия и стронция выполнены в Ин-те геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Содержание петрогенных окислов в % массы микроэлементов, г/т.

О ГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. Леликов Е. П.	3
Введение. Леликов Е. П., Берсенев И. И.	4
Глава 1. Морфоструктурное районирование дна Японского моря. Берсенев И. И.	7
Глава 2. Стратиграфия.	
Архей—ранний протерозой. Леликов Е. П.	11
Палеозойская группа. Леликов Е. П., Терехов Е. П.	16
Мезозойская группа. Леликов Е. П., Терехов Е. П.	25
Кайнозойская группа.	29
Палеогеновая система.	29
Палеоцен. Терехов Е. П.	30
Эоцен ранний олигоцен. Берсенев И. И.	33
Палеогеновая и неогеновая системы (нерасчлененные)	33
Олигоцен нижний миоцен.	33
Аргиллитовая толща. Ващенкова Н. Г.	33
Вулканокластическая толща. Леликов Е. П., Терехов Е. П.	35
Туфогенно-терригенная толща. Цой И. Б., Ващенкова Н. Г., Терехов Е. П.	39
Неогеновая система. Цой И. Б., Ващенкова Н. Г., Берсенев И. И., Безверхний В. Л.	43
Кайнозойские отложения (нерасчлененные). Берсенев И. И.	61
Глава 3. Магматизм.	
Интрузивные породы. Леликов Е. П.	64
Вулканогенные породы. Съедин В. Т.	77
Глава 4. Тектоника и история развития. Берсенев И. И.	91
Заключение. Леликов Е. П.	112
Литература.	113
Приложение.	118

Игорь Ипполитович БЕРСЕНЕВ
Евгений Петрович ЛЕЛИКОВ
Владимир Львович БЕЗВЕРХНИЙ
Надежда Георгиевна ВАЩЕНКОВА
Владимир Тимофеевич СЪЕДИН
Евгений Петрович ТЕРЕХОВ
Ирина Борисовна ЦОЙ

ГЕОЛОГИЯ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Утверждено к печати Ученым советом
Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР

Сводный темплан ДВНЦ АН СССР 1987 г.
(монографии), поз. 22

Редактор Е. П. Горовенко
Художник Р. К. Стукалова
Техн. редактор Г. Н. Игнатьева
Корректоры А. Т. Кудрявцева, М. А. Овчинникова

Сдано в набор 23.02.87 г. Подписано к печати 25.12.87 г. ВД 07454. Формат 70×108/16.
Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать офсетная. Усл. п. л. 12,25. Уч-изд. л. 11,30.
Тираж 500 экз. Заказ 8326. Цена 1 р. 70 к.

Редакционно-издательский отдел
Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР
690600, Владивосток, Ленинская, 50
Полиграфический комбинат Управления издательств,
полиграфии и книжной торговли Приморского крайисполкома
690600, Владивосток, Океанский проспект, 69

Г. М.