

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Дальневосточный геологический институт
Тихоокеанский океанологический институт
КОМИТЕТ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ПО ГЕОЛОГИИ И ИСПОЛЬЗОВАНИЮ НЕДР
Производственное объединение "Дальморгеология"

Г А Й О Т Ы
ЗАПАДНОЙ
ПАЦИФИКИ
И ИХ
РУДОНОСНОСТЬ



МОСКВА "НАУКА" 1995

ББК 26.303

Г12

УДК 552.313 + 552.5 + 553,64/32 (265,5)

Книга издана при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований,
проект № 95-05-30603

Авторы:

*Ю.Г. Волохин, М.Е. Мельников, Э.Л. Школьник, Б.И. Васильев, И.Н. Говоров,
Л.Б. Хериберг, М.М. Задорнов, Г.Н. Батурич, А.В. Мечетин, О.В. Чудаев,
Т.А. Денисова, Е.В. Михайлик, Ю.И. Коновалов, Ю.Б. Евланов, А.Н. Маляренко,
И.А. Тарарин, Г.И. Говоров, В.П. Симаненко, Ю.А. Мартынова, И.В. Панченко,
Ю.И. Дмитриев, Э.Д. Голубева, В.Т. Съедин, М.Г. Бирюлина, И.А. Бурикова,
Г.Н. Герасимова, В.В. Киселев, С.П. Плетнев, Т.В. Попова, Р.А. Октябрьский, Т.В. Сенькова*

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук *И.Н. Говоров*
доктор геолого-минералогических наук *Г.Н. Батурич*

Рецензенты:

И.О. Мурдмаа, П.В. Маркенич

**Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ю.Г. Волохин, М.Е. Мель-
Г12ников, Э.Л. Школьник и др. М.: Наука, 1995. — 368 с.
ISBN 5-02-002410-4**

Монография содержит первое систематическое описание рудоносных гайотов Западной Пацифики, составленное по материалам морских экспедиций (1984—1992 гг.). Показан комплексный характер месторождений в привершинных частях гайотов, представленных высококачественными фосфоритами и платиносодержащими кобальт-марганцевыми корками. Рассматриваются условия их образования, закономерности размещения и поисковые признаки месторождений на основе полученных новых данных по комплексу металлогенических факторов.

Для специалистов в области морской геологии, металлогении, разработчиков полезных ископаемых морского дна.

1804070000-076
Г 042(02)-95 276-94,1 полугодие

ББК 26.303

**Guyots of the Western Pacific and their mineralisation / Yu. G. Volokhin,
M.E. Melnikov, E.L. Shkolnik et al. — M.: Nauka, 1995. — 368 p.
ISBN 5-02-002410-4**

The monograph represents the first systematic description of the ore-bearing guyots of the West Pacific that is mostly based on data obtained in numerous expeditions on the Russian research during 1984—1992. The ore deposits located on upper all slopes and tops of guyots include phosphorite associated with cobalt- and platinum-rich ferromanganese crusts. A location, origin and prospecting of mineral deposits are discussed on the basis of new data on metallogenic factors (geodynamics, tectonics, magmatism, sedimentation and morphostructures).

For specialists working on marine geology, ore genesis and prospecting of marine mineral resources.

ISBN 5-02-002410-4

© Ю.Г. Волохин, М.Е. Мельников, Э.Л. Школьник и др., 1995
© Российская академия наук, 1995

ВВЕДЕНИЕ

Когда Г. Менард писал о величайшей системе плосковершинных подводных гор в центре Тихого океана, названной им поднятием Дарвина, он, а тем более Г. Хесс, предложивший называть такие горы гайотами, не представляли себе, что здесь находятся уникальные месторождения фосфоритов и кобальт-марганцевых руд, значение которых будет оценено только в конце столетия. Даже Э. Гамильтон и П.Л. Безруков, впервые поднявшие драгами с гайотов Мид-Пацифик фосфориты, не предполагали, что именно в этой части Тихого океана будут выявлены наиболее крупные комплексные месторождения фосфоритов и кобальт-марганцевых корок.

Систематическое изучение рудоносности гайотов Западной Пацифики развернулось только с начала 80-х годов, причем главным поводом явились находки на гайотах железомарганцевых корок, выгодно отличающихся от глубоководных конкреций значительно более высокими содержаниями кобальта и повышенными концентрациями платины. Это направление поисковых работ преобладало в морских экспедициях геологических служб Японии, США и Министерства геологии СССР, тогда как экспедициями Дальневосточного научного центра и Института океанологии Академии наук СССР проводилось комплексное изучение рудных образований преимущественно на фосфориты. Полученные результаты, несмотря даже на очевидную неполноту опубликованной информации, позволяют считать Западную Пацифику крупнейшей провинцией комплексных месторождений фосфоритов и (платино-) кобальт-марганцевых руд. Промышленное значение этих месторождений пока не получило надлежащей оценки. Но нет сомнения, что к решению этих задач страны Азиатско-Тихоокеанского региона подойдут в ближайшие десятилетия и вся полученная в наше время информация найдет применение.

В последние два года число журнальных публикаций, посвященных рудоносности гайотов Западной Пацифики, значительно возросло. Но основной фонд фактического материала, как и разработки теоретических проблем геологии и рудоносности гайотов, остаются недоступными для использования. Особенно это касается результатов работ советских и российских экспедиций, сохранившихся только в машинописных ведомственных отчетах. Это обстоятельство сделало необходимым выпуск данной монографии, обобщающей отчетные и опубликованные материалы, собранные в экспедициях Дальневосточного отделения Академии наук (Тихоокеанский океанологический и Дальневосточный геологический институты) и производственного объединения "Дальморгеология" Союзного и Российского министерских структур.

Монография состоит из пяти крупных глав, заключающих описание фактических материалов, и пяти глав, посвященных общим вопросам геологии и рудоносности гайотов. Первая глава представляет собой подробную сводку литературных данных по гайотам Западной Пацифики, на основании которой предлагается оригинальная литогенетическая систематика гайотов. Во второй главе излагаются новые материалы по геологическому строению районов, охваченных детальными работами экспедиций ДВО РАН и "Дальморгеологии", с подробными таблицами географической привязки и петрографической характеристики станций драгирования. Третья, четвертая и пятая главы посвящены соответственно магматическим породам, фосфоритам и железомарганцевым образованиям гайотов. В пяти специальных главах излагаются представления авторов по генезису и геохимии фосфоритов и кобальт-марганцевых корок, а также по критериям поисков и перспективной оценке рудоносных гайотов.

Наши знания по геологии и металлогении океанических и континентальных провинций позволяют сформулировать следующее фундаментальное положение: вулканические структуры, несущие гайоты, как и связанные с ними комплексные месторождения, являются специфической геологической особенностью центральной части Тихого океана, причем не только в последнем, мезозойско-кайнозойском, но и в предыдущих циклах его эволюции. Действительно, только Тихий океан — древнейшая неизблемая в своем положении структура Земли и только его центральная часть в течение продолжительного, позднеюрско-палеоценового периода сохраняла фиксированное положение.

Представление о древнем возрасте Тихоокеанской впадины было высказано Ю.М. Пушаровским еще в конце 60-х годов. Позднее оно было подтверждено в многочисленных работах как этого, так и других исследователей. Очень важно, что это фундаментальное положение не было опровергнуто фактическими материалами концепции новой глобальной тектоники. Те из ее основателей, которые занимались изучением Тихого океана (Г. Хесс, Э. Винтерер, Дж. Натланд), уже в первых своих работах предложили модель центробежного разрастания Тихоокеанской литосферной плиты с фиксированным положением ядра вплоть до середины палеогена.

Именно эта модель, согласующаяся с концепцией древности Тихого океана (отсутствие Срединно-Тихоокеанского спредингового хребта) и обосновывающая широкое развитие по периферии плиты зон рассеянного спрединга, предопределяет закономерность локализации рудоносных гайотов и центральной части Тихого океана, поскольку они с их рифогенным фосфатоносным комплексом, как показали наши исследования, формируются длительное время (с валанжина до миоцена) в пределах линейных вулканотектонических структур с длительным развитием (поздняя юра—мел) и фиксированным положением. Интенсивное отложение железомарганцевых корок на субстрате брекчированных фосфоритов, карбонатных и вулканических пород обуславливалось тектонической активизацией гайотонесущих структур вследствие начавшегося в миоцене общего дрейфа Тихоокеанской литосферной плиты в северо-западном ("гавайском") направлении.

Как видно из изложенного, предлагаемая концепция фосфоритоносных гайотов как атрибута реликта протоокеанической впадины основывается главным образом на глобальных палеогеодинамических построениях, которые сами по себе достаточно гипотетичны. Однако эта концепция в значительной мере находит свое подтверждение в фактических материалах и вытекающих из них выводах, которые изложены в последующих главах монографии.

Глава 1

ЛИТОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК И СИСТЕМАТИКА ГАЙОТОВ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Одной из наиболее характерных особенностей геолого-геоморфологического строения дна Мирового океана (Северного Ледовитого, Атлантического, Индийского и Тихого) является широкое распространение подводных гор (аналог английского термина "seamounts"), которых к настоящему времени только в Тихом океане насчитывается более 30 000 [Smith, Jordan, 1988]. Некоторые из них сравнительно детально изучены и описаны [Менард, 1966; Смут, 1984; и др.], по большей же части имеются самые фрагментарные сведения. Практически все они сложены базальтами и представляются вулканами, поднимающимися над общей поверхностью дна не менее чем на 1 км. В качестве обязательного элемента они входят в состав наиболее крупных геоструктур океана, располагаясь на положительных формах рельефа материкового склона, окраинных морей и ложа океана.

Г.У. Менард [1966] наметил два класса океанских вулканов. Первый класс вулканов — относительно остроконечные, вырастающие из глубин океана примерно до 5 км и никогда не достигавшие его поверхности, и второй — превышающие первые по объему в 5—10 раз, достигавшие поверхности океана и даже поднимавшиеся над нею и образовавшие острова, рождение которых происходило не только в прошлые времена, но и происходит на наших глазах [Кондратов, 1987]. Среди второго класса открыты подводные горы с плоской выровненной вершиной, которые были описаны и названы Хессом [Hess, 1946] гайотами в честь географа и геолога XIX столетия Арнольда Гюйо (Guyot — Гюйо). Плосковершинные подводные горы (tablemounts) Хесс считал древними вулканическими островами, погруженными под воды океана.

В результате дальнейших интенсивных геоморфологических, геофизических и геологических исследований к настоящему времени накоплен обширный литературный материал по гайотам, требующий своего обобщения и анализа с целью выявления признаков, позволяющих их классифицировать.

Известно, что гайоты распространены в Тихом океане неравномерно и неповсеместно. В распределении гайотов рядом исследователей [Шепард, 1976; Марова, 1987; Городницкий, 1985; и др.] подмечены определенные закономерности, которые связывают с развитием дна Тихого океана. Гайоты — интересный объект для изучения не только как своеобразная форма рельефа дна океана, но и как структура, возникающая в результате эволюции океанической коры. Гайоты привлекают к себе внимание и находками на них полезных ископаемых.

Возникновение и развитие гайотов, вне всякого сомнения, определяются происхождением и эволюцией океанической коры: гайоты расположены в регионах, имеющих такую кору. Они представляют собой возвышения океанического дна и рассматриваются как вулканотектонические структуры, у которых основание представлено толеитовыми и щелочными базальтами второго слоя, а вышележащая, меньшая, часть — осадочными образованиями первого слоя.

Осадочные образования, среди которых особенно развиты рифогенные известняки, названы "шапкой" гайота. К "шапке" большей частью и приурочены полезные ископаемые; из них в данной работе затронуты железомарганцевые корки и фосфориты.

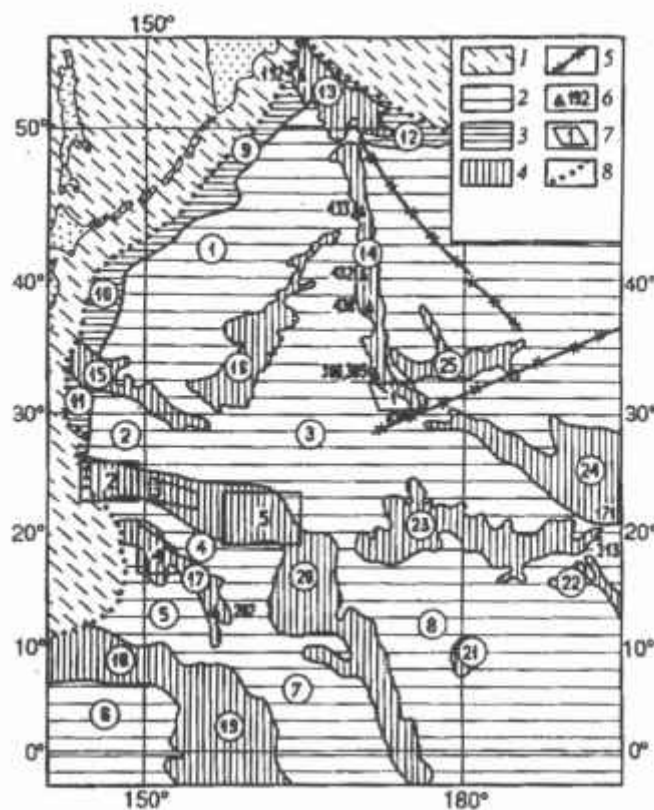


Рис. 1. Тектоническая схема Западной Пацифики (по: [Гнибиденко и др., 1983; Строение..., 1984; Хаин, 1985; Тектоника..., 1988; Howell et al., 1985])

1 — Азиатская континентальная окраина; 2—4 — Тихоокеанская плита: 2 — абиссальные плиты-котловины (в кружках: 1 — Северо-Западная, 2 — Гейш, 3 — Картографов, 4 — Магеллана, 5 — Восточно-Марианская, 6 — Восточно-Карибская, 7 — Меланезийская, 8 — Центральная), 1 — окраинные океанические валы (в кружках: 9 — Зенкевича (Хоккайдо), 10 — Японский, 11 — Бонинский, 12 — Алеутский), 4 — поднятия (в кружках: 13 — Обручева, 14 — Императорское, 15 — Гейш, 16 — Шатского, 17 — Магеллана, 18 — Каролинское, 19 — Капингамаранги (Ойтонг-Джава), 20 — Огасавара-Гильберта, 21 — Центральное, 22 — Лайн, 23 — Мид-Пасифик, 24 — Гавайское, 25 — Хесса); 5 — разломы; 6 — скважины на гайотах; 7 — районы специальных работ на фосфориты и рудные корки (1 — южное окончание Императорского хребта, 2 — плато Огасавара, 3 — хребет Михельсона, 4 — Магеллановы горы, 5 — горы Маркус-Уэйк); Я — границы Тихоокеанской плиты

Многие обособленные известняковые массивы на континенте и особенно в переходной зоне от континента к океану могут оказаться "шапкой" палеогайотов. О возможности проведения таких аналогий свидетельствует множество сходных признаков. Да и нет других методов и способов в изучении в прошлом возникших структур, как сравнение с современными или сформировавшимися в недавнее время.

Связи с изложенным необходимо выявить как можно большее число особенностей и закономерностей современных гайотов. С этой целью обобщены результаты изучения каменного материала, поднятого трубками, драгой, тралом со склонов и вершин гайотов, визуального изучения с отбором образцов с помощью глубинных аппаратов, фоторазрезов, глубоководного бурения, геофизических (сейсмических) и других исследований осадочного разреза гайотов, проведенных в Тихом океане.

Тихий океан по мощности океанской литосферы, возрасту фундамента и перекры-

вающих его отложений, рельефу, характеру морфоструктур, геофизическим характеристикам, составу пород принято делить на три сегмента или сектора: западный, восточный и южный или юго-восточный [Удинцев, 1972; Хаин, 1985; Тектоника..., 1988]. Западный и восточный секторы, занимающие большую северную часть океана, разделяются Восточно-Тихоокеанским поднятием. Западный сектор, в свою очередь, линией, проходящей вдоль Императорского разлома, Гавайских островов, хребта Лайн и островов Туамоту, делится на северо-западную и северо-восточную части. Северо-западная часть системой подводных гор Маркус-Уэйк—Неккер делится на южную и северную.

Наибольшее число гайотов распространено и лучше всего изучено в северо-западной части океана, которая для упрощения названа в данной работе Западной Пацификой. Последняя не полностью соответствует северо-западу Тихого океана и охватывает северную часть и частично южную (рис. 1). Западная Пацифика, представляющая собой относительно стабильный регион, отличается наиболее сложной морфоструктурой, сложностью гравитационного и магнитных полей, тектонической неоднородностью и древним возрастом земной коры. В рамках современной структуры регион входит в состав Тихоокеанской литосферной плиты [Меланхолика, 1988]. Здесь отмечены наиболее древние, юрско-меловые базальты, наиболее мощная океанская литосфера, широкое развитие крупных позитивных тектонических и тектоновулканических форм. Среди позитивных форм, к которым приурочены в основном гайоты, выделяют две главные категории: крупные сводовые поднятия и линейные тектоновулканические поднятия (хребты) протяженностью в тысячи километров, разделяющие абиссальные плиты — котловины, среди которых наиболее крупные — Северо-Западная, Центральная, Меланезийская и Восточно-Марианская [Тектоника..., 1988].

Несмотря на большое распространение гайотов, детально обследованных среди них немного, и в геологическом отношении они изучены неравномерно. Наибольшее количество гайотов обнаружено в системе поднятий Маркус-Уэйк—Мид-Пацифик—Неккер. Пожалуй, больше всего данных получено по гайотам Императорского хребта.

ГАЙОТЫ ИМПЕРАТОРСКОГО ХРЕБТА

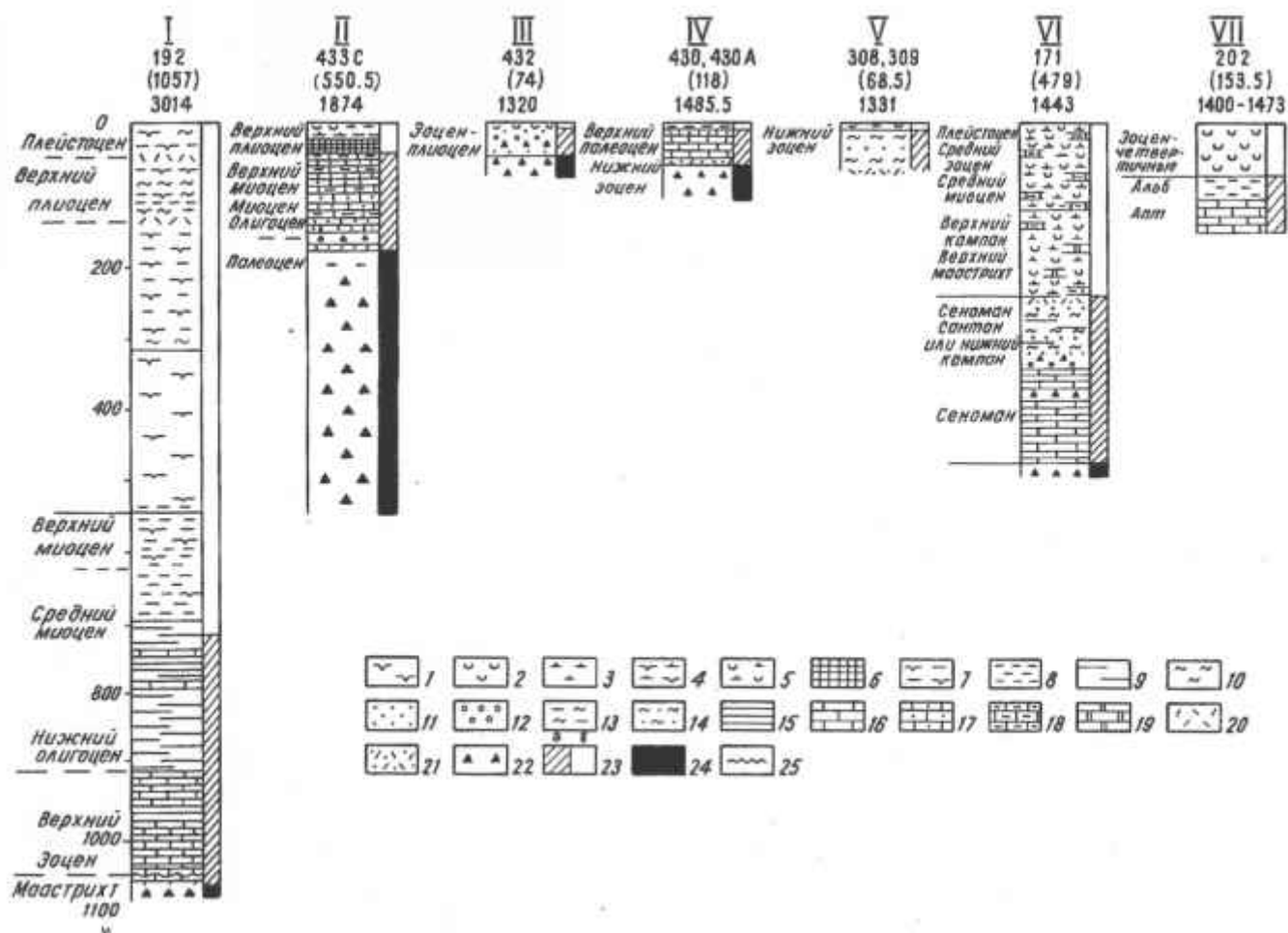
В Императорской цепи установлено более 107 вулканических построек высотой 2—3 км [Clague, Dalrymple, 1987], но только несколько из их числа являются гайотами. Они протягиваются в меридиональном направлении от пересечения Курильского и Алеутского желобов на глубине от 915—1500 до 3000 м на протяжении 2300 км. Наиболее крупный в мире — гайот Нинтоку (Nintoku) — простирается на 259 км. Наиболее обширную плоскую вершину (5800 км²) имеет гайот Коко (Koko) [Green et al., 1980]. Своеобразным для гайотов Императорской цепи является расположение их вершины по существу на одной и той же высоте над дном — около 5 км [Смут, 1984].

В самой северной части Императорской цепи на глубине 3014 м располагается гайот Мейджи (Meiji), на котором с судна "Гломар Челленджер" были пробурены две скважины¹. Одна скважина прошла до глубины 1057 м и вскрыла довольно мощный вернемеловой—плейстоценовый комплекс осадков (рис. 2) и осадочных пород и 13-метровую толщу щелочных базальтов и трахибазальтов [Scholl et al., 1973], минимальный К—Аг возраст которых устанавливается в $61,9 \pm 5$ млн лет [Dalrymple et al., 1980a].

Осадочный разрез (сверху вниз) подразделен на три толщи².

¹ Initial Rep. DSDP, 1973, Vol. 19.

² Там же.



Толща А (0—705 м) — верхи среднего миоцена—голоцен: 0—140 м — диатомовые алевроитовые глины, диатомовые илы и глины с пепловыми прослоями (особенно частыми на протяжении 110 м); плиоцен-плейстоцен; 140—550 м — диатомовые глины и илы с прослоями вулканического пепла (до глубины 320 м), ниже вскрыты диатомовые илы — верхний миоцен-плиоцен; 550—705 м — диатомовые глины; средний—верхний миоцен. До глубины 110 м встречены обломки возможно современного ледового разноса.

Толща В (705—940 м?) отличается от вышележащей значительно большей степенью литификации, большей тонкозернистостью (преобладают аргиллиты) и насыщенностью осадков (ближе к основанию) карбонатным материалом (прослой от нескольких сантиметров до 1 м); нижний олигоцен — низы среднего миоцена.

Толща С (940?—1044 м) характеризуется преобладанием карбонатов (мела и известняковых аргиллитов). В интервале 950—1000 м отмечены переслаивание аргиллитов, известняковых аргиллитов и мела, немного псаммитовых и алевроитовых слоев (мощностью от 3—5 до 30 см), имеющих градиационную текстуру. Толща С отнесена к нижнему—среднему Маастрихту—верхнему эоцену. На период от позднего Маастрихта до раннего эоцена приходится перерыв в осадконакоплении.

Фундамент гайота (1044—1047 м) — базальты. Эти измененные (с селадонитом, хлоритом, монтмориллонитом) пироксен-плагиоклазовые щелочные базальты (отмечены также диабазы) с оливином в виде фенокристов первоначально были описаны как щелочные¹. Повторное изучение образцов измененных базальтов показало их принадлежность к толеитовой, а не к щелочной серии [Строение..., 1984].

Непосредственно на базальте залегает слой (20 см) карбонатной породы, содержащей измененные фрагменты нижележащего базальта, возможно, в хлоритовой оторочке. Возраст карбонатной породы определен по нанофлоре как нижний Маастрихт (70—72 млн лет), а абсолютный возраст — в 68 млн лет [Clague, Dalrymple, 1987].

Таким образом, осадочный чехол ("шапка") состоит из двух частей: нижней, в которой преобладают карбонатные породы, и верхней, представляющей собой пелагические осадки (преимущественно диатомовые илы и глины). Примерно 80% осадочной толщи сформировалось с конца миоцена, 60% из них приходится на терригенный и вулканогенный материал. Свободного CaCO_3 в породах от 12,26 (в глинистых) до 56,67% (в карбонатных)².

Базальный карбонатный слой нижнего—среднего Маастрихта формировался в условиях субтропического мелководья, о чем свидетельствуют остатки теплолюбивого науплианктона [Крашенинников, 1978] и присутствие грубообломочного базальтового материала. Начиная со среднего эоцена, отложения накапливались в умеренно-холодных и холодных условиях. Отложения нижнего—среднего миоцена, сложенные уплотненными глинами с небольшим количеством карбонатного материала, мощностью около 200 м, содержит комплекс фораминифер, характеризующих осад-

Рис. 2. Схема сопоставления разрезов скважин глубоководного бурения гайотов Западной Пацифики

7—6 — илы: 1 — диатомовый, 2 — фораминиферовый, 3 — нанофоссиливый, 4 — диатомово-нанофоссиливый, 5 — фораминиферо-нанофоссиливый, 6 — кремнисто-карбонатный нанофоссиливый; 7—диатомовые глины; 8 — глинистый ил, глины; 9 — аргиллиты; 10 — алевролиты; 11 — пески, песчаники; 12 — конгломераты, брекчии; 13, 14 — смешанные осадки (породы): 13 — пелито-алевритовые, 14 — алевроито-псаммитовые; 15 — тонкое переслаивание песчаников и алевролитов; 16 — карбонатные породы; 17 — карбонатные пески; 18 — карбонатные илы, мел; 19 — кремнистые породы; 20 — вулканогенный материал; 21 — вулканокластические пески, песчаники; 22 — базальты; 23 — осадочная часть ("шапка") гайота (а — мелководная, б — глубоководная); 24 — базальтовое основание гайота; 25 — несогласие;

I—VII — гайоты: I — Мейджи, II — Суйко, III — Нинтоку, IV — Оджин, V — Коко, VI — Хорайзн, VII — Ита-Манган. Цифры над разрезами (сверху вниз): номер скважины, глубина скважины (в скобках) и расположение ее устья прд уровнем моря (в м)

¹ Initial Rep. 1973, Vol. 19.

² Там же.

конакопление в бореальной области. Прекращение карбонатакопления в позднем кайнозое могло быть связано отчасти с холодноводными условиями, отчасти с подавленностью карбонатакопления терригенной седиментацией. Не исключено и погружение структуры ниже уровня карбонатной компенсации (к верхнему, и отчасти к среднему, миоцену относятся глины, богатые диатомовыми, а от самых верхов миоцена до голоцена присутствуют диатомовые илы). В осадках среднего и верхнего плиоцена присутствуют пепловые прослои и галька ледового разноса, на основании чего делается вывод об источнике сноса в районе Камчатки. Поэтому гайот Мейджи не мог находиться далее чем в 500—600 км от этого источника [Sholl et al., 1977].

Обогащенные Fe и Mn красно-коричневые глины мощностью 5 м перемежаются со слоями, лишенными окислов Fe и Mn. Полагают, что металлы поступали из базальтов, подстилающих осадочный чехол [Natland, 1973].

Среднее звено Императорских подводных гор (с севера на юг) включает гайоты Джимму, Суйко, Сага, Шова, Йомей, Годайго, Найниджи, Нинтоку, Джингу, Оджин. При этом в ряду от древнего гайота Сага к молодому Нинтоку размеры гайотов становятся более крупными [Смут, 1984].

У северного основания Джимму (Jimmu) на глубине 5120 м драгированы гальки от угловатых до хорошо окатанных. Установлено, что один из окатанных обломков принадлежит туфогенному сланцу, угловатый — авгитсодержащему гиперстеновому андезиту [Dietz, 1954; Kuno et al., 1956]. Кроме того, был драгирован комплекс андезитов, андезитовых и дацитовых туфов, туфоалевролитов, в меньшей мере — обломки трахибазальтов, оливиновых долеритов, кремней, пемзы (соответствует гиперстеновому дациту) [Dietz, 1954]. В 1954 г. во время 19-го рейса нис "Витязь" с разных глубин были подняты обломки кислых эффузивов (включая пемзу) и их туфов, а также песчаники и яшмы. С вершины гайота Джимму был оторван обломок оливинового базальта [Чернышева, 1963]. Исследователи полагают, что если пемза могла приплыть, то окатанные обломки возникли на вершине подводной горы, когда она была островом. Но большинство обломков принимается за результат ледового разноса [Kuno et al., 1956].

На многих из перечисленных гайотов пробурены скважины, которые, пройдя осадочный разрез, вскрыли базальты. Наиболее глубоко проникла в базальты одна из четырех скважин на гайоте Суйко (Suiko), который лучше всего изучен¹. Скважина глубиной 550,5 м прошла по базальтам 387,5 м и вскрыла более ста потоков. Из них верхние три потока относятся к щелочным базальтам, остальные — к толеитовой серии (толеитовые пикриты, оливиновые толеиты, плагиоклазовые толеиты, толеиты). Толеиты отмечены и среди щелочных базальтов. K—Ar возраст щелочных базальтов равен $63,0 \pm 1,5$ млн лет, а толеитов — $66,1 \pm 3,6$ млн лет [Dalrymple et al., 1980b]. Самый верхний поток базальта заключен в интервале 163—171,5 м, ниже которого вскрыт рифогенный песок (калькаренин), богатый вулканическим материалом (интервал 171,5—181,5 м), и еще ниже — второй поток базальта (скв. 433 С).

Вскрытая скважинами осадочная часть разреза подразделена на шесть стратиграфических единиц (см. рис. 2);

1. 0—5 м — плейстоценовый органогенный (фораминиферовый и нанофоссилиевый) ил;
2. 5—43 м — верхнеплиоценовый диатомово-нанофоссилиевый и верхнемиоценовый мергелисто-кремнистый (нанофоссилиевый) ил;
3. 43—52 м — от верхнего до нижнего миоцена биогенный карбонатный ил и мел;
4. 52—52,5 м — нижнемиоценовые кремнистый и песчано-туфогенный ил;
5. 52,5—163,5 м (52,5—168 м) — от миоцена до олигоцена карбонатные пески и ил.

¹ Initial Rep. 1980, Vol. 55.

В основании — цементированные калькарениды, насыщенные водорослевыми желваками.

6. 171,5—181,5 м — палеоценовые белые и серые карбонатные мшанково-водорослевые пески с обильным вулканогенным материалом; они расположены между первым и вторым потоками базальтов, указывающих на конседиментационную вулканическую деятельность. Пески на контакте с базальтами цементированные, возможно, в результате воздействия горячего базальтового материала.

Калькарениды (в основании пятой толщи) залегают на базальтах с эрозионным контактом. Внутри первого, второго и пятого подразделений и между третьим и четвертым отмечаются стратиграфические перерывы. Особенно большой седиментационный перерыв — на протяжении большей части олигоцена и эоцена. Верхняя часть осадочной толщи (плейстоцен—поздний миоцен), представленная илами, носит пелагический характер. В ней наблюдаются переработанные фоссилии, содержится материал ледового разноса. В 1968 г. на нис "Хакухо-Мару" были драгированы различные типы базальтов, трахиандезиты, пемзы. К—Аг возраст андезита и метаморфизованного базальта с вершины гайота Суйко (расположенной на глубине 949 м и возвышающейся над дном океана на 5050 м) соответственно равен 21,2 и 41,8 млн лет [Ozima et al., 1970].

Нижняя часть, сложенная осадочными породами, формировалась в мелководных условиях. В пятом и шестом стратиграфических подразделениях определены бентосные фораминиферы, кораллиновые водоросли, мшанки и остракоды, близкие к современным мшанково-водорослевым рифогенным комплексам. Непосредственно над базальтами обнаружены нанофоссилии и фораминиферы. Сами базальты претерпели значительные изменения, ноздреваты, в них отсутствуют текстуры пиллоу, верхние части потоков брекчированы и окислены, что свидетельствует о субаэральных условиях.

Эволюция гайота представляется следующим образом. Активный вулканизм протекал в течение раннего палеоцена. Остатки нанофоссилий и фораминифер в породах, непосредственно лежащих на базальтах, так же как и на Мейджи, говорят о некотором опускании подводной горы Суйко до периода формирования рифогенных образований. В течение последующего, палеоценового, времени, подводная гора Суйко оставалась вблизи уровня моря. Погружение, если и было, то минимальное. В середине палеоцена гайот Суйко представлял собой остров, окаймленный рифом. Скважина 433А¹ вскрыла береговые и лагунные зоны тылового рифа в виде карбонатных осадков, состоящих из псаммитовых фрагментов ископаемых остатков типичного рифогенного комплекса.

Первоначально возник береговой, или окаймляющий, риф, который в последующем превратился в барьерный, а затем — в атолл [Jackson et al., 1980]. Резкая смена мелководных условий глубоководными произошла в раннем миоцене. Пелагическая седиментация нашла отражение в типах осадков (появление кремнистых илов) и ископаемой фауны: наряду с остатками бентосных и планктонных фораминифер в осадках присутствуют обильные радиолярии, диатомеи и кокколиты.

Поскольку на большую часть олигоцена и эоцена приходится большой седиментационный перерыв, о событиях этого времени судить трудно. Перерыв в седиментации, по всей видимости, вызван быстрым погружением гайота, способствовавшим формированию конденсированного разреза с малой скоростью осадконакопления, который вполне мог быть пропущен при взятии керна, или ненакоплением осадка.

Позднемиоценовые морские осадки, содержащие большее число кремнистых остатков фауны, чем раннемиоценовые, позволяют говорить о более значительном опускании. Однако вершина гайота не опускалась ниже уровня карбонатной компенсации, поскольку в пелагических осадках сохранялись планктонные фораминиферы.

¹ Initial Rep. 1980. Vol. 55.

Итак, на гайоте Суйко наблюдается базальтовое основание (ниже щелочных базальтов встречаются толеитовые), на котором с размывом располагается осадочный чехол ("шапка" гайота), состоящий из двух частей. Внизу, на базальтах, исключая породы с нанофоссилиями, лежат мелководные мшанково-водорослевые карбонатные образования, более или менее (от 0,13 до 2,37%) обогащенные P_2O_5 и содержащие примесь вулканокластиков, прослои базальтовых туфов и лавовые потоки. Выше располагаются относительно глубоководные пелагические осадки и илы. Причем тенденция к опусканию в период формирования "шапки" не была неизменной. Палеонтологические данные показывают, что образование "шапки" на Суйко началось позднее, чем на расположенном севернее гайоте Мейджи.

Южнее Суйко в Императорской цепи пробурены скважины (431 и 431А) на гайоте Йомей (Yomei). Скважины сравнительно неглубокие (9,5 и 17,5 м), вскрыли современные фораминиферовые илы, лежащие непосредственно на среднеэоценовых осадках, свидетельствуя об отсутствии плейстоцен-эоценовых образований. В скв. 431 было в целом извлечено 3,33 м керна песка и неконсолидированного галечника, содержащего 90% угловатых, разбитых и перемещенных железомарганцевых обломков, и 10% окатанных галек, фрагментов губок, фораминифер, аутигенных силикатов и фосфатов. Гальки, размером до 3 см, чрезвычайно гетерогенные, включают андезиты, дациты, граниты, метасланцы и кварцевые песчаники. Они принимаются за результат ледового разноса¹. Пески и галечники содержат современные планктонные и бентосные фораминиферы и от плейстоценовых до современных субарктические нанофоссилии. В скв. 431А, которая является аналогом скв. 431 и пройдена в 152 м северо-восточнее, нижние 9,5 м из 17,5 м содержат 50% аутигенных силикатов, 20% измененных базальтов и 10% карбонатного песка. Полагают², что аутигенные силикаты (цеолиты) и глина — продукт изменения вулканогенного материала. Плейстоцен-эоценовый перерыв в осадконакоплении считается главным, особенно для гайотов, находящихся южнее.

На расположенном южнее гайоте Нинтоку (Nintoku) одна из двух пробуренных скважин (скв. 432 — на глубину 17,5 м и скв. 432А — 74 м) большей частью прошла по базальтам. Были вскрыты три потока базальтов, между которыми обнаружены тонкие красные глины, причисляемые к латеритам. Выше базальтов — осадочная часть разреза небольшой мощности, включающая четвертичные осадки и плиоценовые породы. Самые древние породы, лежащие на базальтах, — позднепалеоцен-раннеэоценовые [Строение..., 1984].

Щелочные базальты первого и второго потоков близки по составу. Внизу иверху они незреватые, что свидетельствует о субаэральных условиях их образования. Тропическая почва между базальтовыми потоками указывает на выветривание обнаженных пород. К—Аг возраст щелочных базальтов определен в $56,2 \pm 0,2$ млн лет [Dalrymple et al., 1980b], что соответствует палеоцену. Таким образом, в течение палеоцена базальты пребывали выше уровня моря, в результате чего возникли латериты, свидетельствующие о субтропических условиях. Латериты имеют высокую концентрацию Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 и низкое содержание SiO_2 , MnO и K_2O .

Непосредственно на базальтах залегают обломочные породы, включающие консолидированные песчаники и конгломераты (3,52 м), подстилаемые тонким слоем (10 см) красной глины. Конгломераты, размер обломков в которых от песчинок до 2—15 см, заключены среди вулканоклассических песчаников. Обломки (от угловатых до хорошо окатанных) представлены щелочными базальтами, гавайитами, мудиериитами, изредка — трахитами (60—65%), карбонатными фрагментами и желваками кораллиновых водорослей (30—35%) и силикатными зернами (5%).

В хорошо сортированных, иногда с градиционной слоистостью песчаниках, распо-

¹ Initial Rep. 1980, Vol. 55.

² Там же.

лагающихся ниже конгломератов, найдены, по-видимому, перемытые остатки водорослей, гастропод, брахиопод, фораминифер, иглокожих, серпулид, мшанок, определяющие возраст пород от позднего палеоцена до раннего эоцена. Перечисленная ассоциация органических остатков принимается за мелководные биоты¹, а обломочные образования — за субмаринные, являющиеся результатом эрозии высокого базальтового острова.

Четвертичные осадки (фораминиферовые илы, пески и карбонатные илы) представляют собой мелководные гемипелагические образования, содержащие в верхних частях разреза 95% фораминифер и 5% песка, ниже — 60% фораминифер, 30% карбонатных обломков, 5% глинистых частиц и 5% измененных базальтовых обломков, кварца и тяжелых минералов. С глубиной количество фораминифер уменьшается до 20%, зато возрастает число карбонатных обломков (до 40%), появляются марганцевые стяжения (20%). Пелагический ил содержит планктонные фораминиферы, бентосные редки.

Гайот Джингу (Jingu) расположен южнее Нинтоку. К—Аг возраст драгированных с глубины 1104 м трех образцов муджиеритов оказался равным $55,4 \pm 0,9$ млн лет [Dalrymple, Garcia, 1980]. Вместе с вулканитами были подняты фрагменты марганцевых корок толщиной от 1 до 20 мм.

Еще один гайот в Императорской цепи, на котором были пройдены три скважины, — Оджин (Ojin), строение и история развития которого подобны рассмотренным выше.

Скважина 430 (глубина 14 м) вскрыла глинистые илы, содержащие обломки различного происхождения (хорошо окатанные и угловатые коричневые и красные аргиллиты, красные алевролиты, выветренные базальты, вулканическое стекло, известняки, марганцевые желваки и их фрагменты).

Скважина 430А (глубина 118 м) прошла осадочную часть и внедрилась в вулканическое основание. Осадочная часть гайота до глубины 47,5 м представлена карбонатными биогенными илами и песками, в интервале 47,5—59,3 м — переслаивающимися со слабо консолидированными вулканокластическими песками и пеплом. Осадки содержат остатки бентосных фораминифер, остракод, иглокожих, мшанок, двустворок, известковых водорослей, принимаемые за типичных представителей рифогенного комплекса, формирование которых протекало в прибрежном мелководье или в условиях банки. Обнаружены также верхнепалеоценовые нанофоссилии. Среди карбонатов есть оолитовые разности, которые, как обычно считают, возникают в подвижной воде в приливно-отливных условиях. Осадки и фоссилии демонстрируют свою принадлежность к лагунным рифовым образованиям палеоцен-эоценового возраста. Непосредственно под калькаренидами и вулканокластическими песками, в интервале 59,3—118 м, вскрыты пять потоков базальтов, из которых верхние четыре представляют собой ноздреватые и массивные гавайиты, а нижний — толеиты. Среди гавайитов (между третьим и четвертым потоками) обнаружена красная окисленная почва [Jackson et al., 1980], которая могла возникнуть только в субаэральных условиях. К—Аг возраст гавайитов определен в $54,7 \pm 0,5$ и $55,6 \pm 0,5$ млн лет, а толеитов — 57 ± 2 млн лет².

В скв. 430В пробурены биогенные пелагические илы (3 м) с фоссилиями, удостоверяющими их четвертичный возраст.

Из представленных материалов следует, что подводная гора Оджин была абрадирована, затем в течение позднего палеоцена—раннего эоцена на ней происходило осадконакопление в лагунных условиях, продолжавшееся впоследствии в литоральных прибрежно-морских условиях на глубине от 5 до 10 м. Подвижная среда способствовала разрушению рифа, и в результате возникли хорошо отсортированные пески и

¹ Initial Rep. 1980, Vol. 55.

² Там же.

калькарениты с оолитами. В последующем началось опускание, и на смену мелко-водным условиям пришли неритовые: карбонатные пески сменились в разрезе карбонатными илами. Ил с галькой мог возникнуть в условиях береговой линии или в результате оползания.

Гайот Коко (Коко), на котором были пробурены две скважины (308 и 309), располагается южнее гайота Оджин¹. Вершина гайота находится на глубине 270 м от поверхности океана, а склоны — от 800 до 1200 м [Matter, Gardner, 1975]. Скважина 308, проникнув на глубину 68,5 м, не достигла фундамента. Предполагается, что "шапка" гайота составляет 600 м [Davies et al., 1972]. Вскрытая осадочная часть разреза представлена измененными вулканическими алевролитами и песчаниками с резким контактом между ними². В песчаниках были обнаружены остатки мшанок, одиночных кораллов, остракод, кораллиновых водорослей, бентосных фораминифер, фрагменты, отпечатки и слепки моллюсков и оолиты, свидетельствующие о ранне-эоценовом времени накопления осадков в мелководных условиях. По мшанкам определяют глубину не более 60 м [Larson et al., 1975]. Мелководные условия подтверждаются хорошей сортировкой обломочного материала и хорошо окатанными обломками вулканических пород (от оливиновых базальтов до санидинового трахита, фонолит, трахибазальт), драгированными со склонов гайота (с глубины от 830 до 630 и от 1900 до 1320 м). Драгированные вулканиды определяют возраст базальтового основания гайота в $46,4 \pm 1,1$ млн лет.

Алевролиты и песчаники с обильными оолитами (мощностью 68 м) относятся к самым древним, нижнеэоценовым отложениям. Они перекрыты плейстоценовым фораминиферовым вулканическим пеплом [Крашенинников, 1978].

Скважина 309 (12 м) вскрыла неконсолидированные биогенные карбонатные пески, содержащие планктонные фораминиферы, радиолярии, кокколиты, кораллы и фрагменты моллюсков, и фораминиферовые илы. В нижней части четвертичных илов были найдены переотложенные олигоценовые бентосные фораминиферы совместно с обломками колониальных кораллов и водорослей [Крашенинников, 1978]. Стратиграфическое несогласие, установленное по нанофоссилиям, отделяет четвертичные фораминиферовые илы от палеогеновых.

За гайотом Коко следует гайот Юряку (Yuryaku), наиболее достоверный K—Ar возраст базальтов которого принимается равным $42,4 \pm 2,3$ и $43,4 \pm 1,6$ млн лет [Dalrymple et al., 1980b]. Еще южнее в породах, драгированных с гайота Канму (Kammu), была обнаружена неогеновая фауна, а возраст базальтов находится в пределах позднего эоцена — $37,5—43$ млн лет [Clague, Jarard, 1973].

Как следует из приведенного описания, гайоты Императорской цепи несут в себе не только различия. Они сходны между собой по морфологии, строению и обстановке формирования их разных частей, что свидетельствует об их генетическом родстве. Все гайоты имеют двучленное строение: вулканический фундамент и перекрывающий его осадочный чехол ("шапку"), в нижней части состоящий преимущественно из карбонатных пород, сформировавшихся в мелководных условиях, а вверху представлен глубоководными пелагическими или гемипелическими илами.

По химическому составу вулканиды Императорских гор принадлежат щелочно-базальтовой и толеитовой сериям и очень сходны с породами вулканов Гавайских островов.

Осадочная часть гайота залегает на базальтовом основании с эрозионным размытием, а сами базальты несут следы выветривания. Все это, несомненно, результат того, что подводный вулкан, достигнув уровня океана, на какое-то время становился островом, возможно с барьерным рифом или атоллom, поскольку скважины вскрыли лагунные образования, несущие продукты разрушения рифогенных известняков.

¹ Initial Rep. 1975. Vol. 32.

² Там же.

Имеются признаки субаэрального излияния базальтов: ноздреватость, следы окисления верхов базальтовых потоков в виде красной окраски.

Малая мощность "шапки" (обычно менее 100 м, за исключением гайотов Мейджи и Суйко), преимущественно обломочный характер нижней части и в целом малое количество карбонатных пород вызваны, по-видимому, непродолжительностью и неустойчивостью рифовой обстановки. Об этом же говорит наличие потоков базальтов среди осадочной части разреза, красная латеритная почва на стадии надводного островного вулканизма.

Верхняя, глубоководная, часть "шапки" гайота всегда залегает со стратиграфическим перерывом, на который, по всей видимости, приходится погружение гайота. За это же время осадки нижней части "шапки" трансформируются в породы. В северных гайотах наблюдаются кремнистые и диатомовые осадки, которые уже в среднем звене Императорской цепи уступают место карбонатным илам, демонстрируя широтную климатическую зональность.

В целом мощность кайнозойского осадочного чехла на гайотах Императорской цепи оказывается меньшей, чем на поднятиях Шатского, Обручева и на абиссальных участках дна на тех же широтах [Строение..., 1984].

Малые мощности осадков объясняются почти повсеместным выпадением из разреза слоев от эоценовых до плиоценовых, соответствующих возрастному интервалу продолжительностью до 50 млн лет¹. Только на гайоте Суйко перерыв в разрезе оказывается меньше и отвечает эоцен-олигоценному времени.

В Императорской цепи с севера на юг наблюдается уменьшение мощности осадочного чехла и возраста базальных осадков. Систематически уменьшается с севера на юг время прекращения непрерывной вулканической деятельности, определяемое возрастом базальных осадков, — от маастрихтского на гайоте Мейджи до ранне-эоценового на гайоте Коко, самом южном из разбуренных.

Уменьшение глубины расположения вершины гайота и относительное уменьшение возраста фундамента с севера на юг, сохранение постоянства вулканических пород на Гавайях и в Императорской цепи, а также результаты палеомагнитных измерений послужили основанием для предположения о существовании "горячей точки" при передвижении Тихоокеанской плиты. В целом вещественный состав осадков "шапки" северных гайотов свидетельствует об условиях холодного климата, а южных гайотов — об условиях теплого климата. К палеомагнитным же замерам керна, например, в скв. 192, пробуренной на гайоте Мейджи, показавшим формирование базальтов этого гайота на 35° южнее своего современного положения [Кононов, 1989], надо относиться с осторожностью, поскольку при бурении возможно искажение палеомагнитных характеристик. В то же время после прекращения вулканизма подводные горы Императорской цепи, находясь в субаэральных и мелководных условиях, подвергались выветриванию, а затем на них возникли органогенные постройки. И эти постройки образованы не кораллово-водорослевой ассоциацией, как в современном Тихом океане южнее 25° с.ш., а мшанково-водорослевой, доминирующей между 20° и 30° юли. [Butt, 1980]. Был найден лишь один коралл на гайоте Суйко и обильные фрагменты кораллов — на гайоте Коко.

Тропические условия (эоценовые латериты на гайоте Нинтоку) предшествовали более холодной обстановке формирования мшанково-водорослевых построек. В период образования "шапки" гайота Суйко климатические условия неоднократно менялись, что зафиксировано в вещественном составе разреза².

В осадочной части разреза гайотов, расположенных на севере Императорской цепи, имеются диатомовые биогенные осадки — показатели умеренного климатического пояса [Хохлова, 1990]. В среднем звене цепи наблюдаются кремнисто-карбо-

¹ Initial Rep. 1980. Vol. 55.

² Там же.

натные образования (которые к югу сменяются карбонатными), являющиеся показателями тропических и субтропических поясов.

Таким образом, многие признаки, запечатлевшиеся в осадочной части разреза гайотов, позволяют заключить, что, по крайней мере, за время формирования "шапки" гайоты географически не меняли своего местонахождения. Смена теплого климата холодным и наоборот могла быть вызвана не только перемещением Тихоокеанской плиты вместе с гайотами [Tsuchi, 1990].

Изучение минералогии и геохимии осадков показало, что фосфаты в виде карбонатапатита (основной компонент фосфатной породы) и железомарганцевые образования сосредоточены в осадках верхней, пелагической части осадочного разреза гайотов [Kargoff et al., 1980]¹.

На гайоте Оджин (скв. 430) обнаружены фрагменты железомарганцевых корок и небольшие по размерам конкреции. В гравийнике с гайота Йомей (скв. 431) содержится 90% фрагментов железомарганцевых корок, а в черном песке установлены гидроксиды железа и марганца и карбонатапатит. Последний отмечен также на гайотах Оджин и Нинтоку. На гайотах северной части цепи данные о фосфатизации и железомарганцевых образованиях отсутствуют.

ГАЙОТЫ ПЛИТЫ КАРТОГРАФОВ

К западу и юго-западу от Императорской цепи исследованы в разной степени гайоты Гуадалупе, Дженкинс и О'Брайн, расположенные в плите Картографов. На северо-западе плита примыкает к поднятию Шатского, на юге ограничена системой поднятий. Маркус-Уэйк—Мид-Пацифик—Неккер. В гайотах вулканическое основание перекрыто карбонатной "шапкой" мощностью 0,4—0,8 км [Гнибиденко и др., 1988]. Вершина гайота Гуадалупе, принадлежащего системе гор Мэпмейкер, имеет выровненную поверхность. Гайоты О'Брайн и Дженкинс находятся вблизи Гавайско-Императорского изгиба. Вершина гайота О'Брайн несколько выпуклая, а у гайота Дженкинс — неровная, расчлененная. Лучшее всего изучен гайот Гуадалупе, вершина которого располагается на глубине около 1520 м, а высота над дном достигает 4300 м. Плоская вершина гайота (в поперечнике около 6—7 км) имеет незначительный уклон к северу. Крутизна склонов около 10°, основание составляет около 55 км.

Сейсмопрофилирование и драгирование во время 23-го рейса нис "Пегас" позволили установить, что гайот Гуадалупе состоит из базальтового фундамента и "шапки" [Гнибиденко и др., 1988]. "Шапка" (0,8 км мощностью) сложена органогенно-обломочными белыми пористыми и кавернозными рифогенными известняками преимущественно мелового возраста (средний—верхний альб, возможно, низы сеномана). В известняках были обнаружены остатки гастропод, рудистов и многочисленных колониальных кораллов, фораминифер, одного аммонита. Комплекс ископаемых организмов, состав и характер их захоронения, литологические особенности заключающих их пород позволили исследователям прийти к выводу о лагунных условиях формирования рифогенных карбонатных образований. По мнению ряда исследователей, история формирования гайота Гуадалупе представляется следующим образом [Пояркова и др., 1987].

В доальбское время сформировалась вулканическая постройка, во второй половине альба началось постепенное поднятие постройки, и на ее вершине, располагавшейся на глубине не более 20 м, начали формироваться карбонатные рифогенные образования. В начале сеномана произошло поднятие гайота с частичным разрушением рифа. Начало погружения рифа Гуадалупе датируется ранним туроном, что вполне возможно, поскольку с рубежом сеноман—турон связывают глобальное

¹ См. также: Initial Rep. 1980. Vol. 55.

изменение уровня моря [Найдин и др., 1980]. О более поздних процессах пока данных нет, отложения моложе сеноманских палеонтологически не доказаны, хотя и не исключаются [Пояркова и др., 1987].

При драгировании основания "шапки" (глубина 3,2—3 км) вместе с глыбами известняков (70 кг), покрытых железомарганцевой коркой, были подняты мелкие (1-2 см в поперечнике) железомарганцевые конкреции общей массой около 7 кг. Ядрами роста конкреций послужили обломки известняков. З.Н. Пояркова и ее коллеги [1987] полагают, что конкреции и корки сформировались в период перерыва в осадконакоплении.

ГАЙОТЫ ПОДНЯТИЯ ГЕЙШ

Поднятие Гейш — структурный элемент, составленный из гор Дайити-Касима, Такуйон-Дайни (Сейко), Такуйо-Дайсан, Мейко, Винтерер, Томас Вашингтон, Исакова, Макарова, притягивается с северо-запада на юго-восток в виде цепи подводных гор к западу и юго-западу от поднятия Шатского [Гнибиденко и др., 1983]. К гайотам относятся горы Макарова, Исакова, Томас Вашингтон, Винтерер, Сейко, Дайити-Касима, изученные магнитными и акустико-стратиграфическими исследованиями, методом непрерывного сейсмического профилирования и драгированием. Глубина, на которой располагается вершина гайотов, уменьшается в юго-восточном направлении, как и в Императорской цепи.

Вблизи поднятия Шатского, на крайнем юго-востоке цепи Гейш, расположен гайот Макарова (Макаров). Его вершинная поверхность находится на глубине 1342 м. Поверхность основания ровная и полностью перекрыта осадочной шапкой с отдельными пиками на сейсмическом профиле и террасой на запад-северо-западной стороне. Драгирование выступов гайота с запад-северо-западной стороны (ст. 29, 30) показало, что основание его сложено оливиновыми и нефелиновыми базальтами, мудиериитами и трахитами. Нефелиновые базальты, К—Аг возраст которых определен в 90 млн лет [Гнибиденко и др., 1983], были драгированы с глубины 2050 и 2563 м (ст. 29) одновременно с верхнемеловыми фосфатизированными биокластическими брекчиями. На ст. 30 (с глубин 2020 и 2300 м) были извлечены сеномен-сенонские фосфатизированные биокластические калькаренины, содержащие моллюски. На обеих станциях драгами были принесены мелководные меловые фоссилии, особенно обильные на ст. 30 (моллюски, скелетные части рыб, фрагменты иглокожих, бентосные и планктонные фораминиферы, кокколиты¹).

Северо-западнее гайота Макарова располагается гайот Исакова (Isakov), имеющий в плане овальные очертания (шириной в основании 28—35 км). Гайот возвышается над ложем океана на 5 км. Вершинная поверхность гайота (6,3X2,8 км), залегающая на глубине 1393 м, в средней части почти горизонтальна, к краям имеет пологий наклон [Строение..., 1984]. На поверхности отмечено несколько холмов — групп скал до 7 м высотой. На глубине 1550 м на склонах гайота обнаружена узкая, но четко выделяющаяся терраса. Склоны горы, особенно в верхней части, круты и достигают 34°.

Выровненная вершинная поверхность гайота и терраса могли быть созданы в результате абразионно-аккумулятивных процессов в тот период, когда подводный вулкан поднимался над водой в виде острова, либо находился близ поверхности воды, на глубинах не более 10—12 м, на которых еще возможна активная абразия [Сергеев, Удинцев, 1957; Федоров, 1988].

Проявления вулканизма на вершине гайота Исакова были приурочены к пологим прогибам между поднятиями. С вершины гайота с помощью дночерпателя и трала

¹ Initial Rep. 1973. Vol. 20.

собраны обломки вулканогенных пород, а на склоне на глубине 2,5 км была взята проба глобигеринового ила.

В результате драгирования, которое производилось вблизи вершины (ст. 31), с глубин 1742 и 1875 м подняты раннемеловые (от альба до сеномана) пористые рудистовые известняки и фосфориты вместе с биокластическими калькаренитами¹. В биокластических калькаренитах были обнаружены моллюски, остатки водорослей, пластинки и иглы иглокожих, колониальные кораллы, бентосные и планктонные фораминиферы сеноман-сенонского времени.

Следующий в цепи Гейш гайот Томас Вашингтон (Thomas Washington) имеет усеченную вершину с щелеподобными углублениями и отдельными невысокими островными пиками. При драгировании (ст. 32) с глубин 1529 и 1958 м извлечены, так же как и с гайота Исакова, сеноман-сенонские рудистовые известняки с фрагментами моллюсков, рудистов и иглокожих. Кроме того, со склона поднят фосфатизированный мел с планктонными фораминиферами, характерными для ранне-средне-эоценового времени.

Рудистовые известняки мелового возраста драгированы и с гайота Винтерер (Winterer) (глубины 1677 и 1974 м, ст. 33). Вместе с фосфатизированными известняками были ивлечены пелагические карбонатные илы и фосфориты, содержащие сеноманские и верхнемеловые планктонные фораминиферы. На ст. 34 (глубины 1874 и 2208 м) подняты вулканический пепел и меловой биокластический калькаренит. Драгированием на ст. 35 получены только марганцевые корки и пемза.

К востоку от Японского желоба расположен гайот Сейко с всхолмленной вершинной поверхностью. Гайот интересен тем, что вместе с муджиеритами, бенморейтами, кварцевыми трахитами, рудистовыми известняками мелового возраста и фосфатизированными калькаренитами на ст. 37—39 (глубины 2000—2500 м) драгами были подняты несколько марганцевых конкреций и, очевидно, принесенные льдом андезиты и пемза. Обломки андезитов и пемзы драгированы и с более южного гайота Эйко.

Судя по составу поднятых обломков пород, гайоты цепи Гейш, как и гайоты других регионов, имеют вулканическое основание, на котором покоятся осадочные образования. Состав пород основания позволил отнести их к щелочной провинции или к переходной от щелочной к толеитовой [Heezen et al., 1973a]. Осадочный разрез гайотов практически имеет один и тот же состав: меловые фосфатизированные биокластические калькарениты и рудистовые известняки. И лишь на отдельных гайотах установлены еще либо биокластические брекчии, либо кальцилиты, либо вулканический ил. Гайоты в период формирования осадочного разреза находились в мелководных условиях, о чем свидетельствуют известняки рифогенного происхождения и фауна.

Наибольший интерес представляет гайот Дайити-Касима (Daiichi-Kashima). В отличие от рассмотренных гайотов цепи Гейш он имеет двучленный осадочный разрез и погружается в Японский желоб [Антипов и др., 1980; Немото, 1988; Kobayashi et al., 1987; Konishi, 1989; Lallemant et al., 1989]. Гайот имеет плоскую вершину, разделенную почти прямолинейно уступом более 1 км на две части. Западная часть располагается на глубине от 5200—5300 до 5400—5500 м, восточная — на глубине от 3600—3880 до 4000 м.

Одни геологи [Аоки и др., 1988; Aoki et al., 1988; Konishi, 1989 и др.] полагают, что рельеф вершины гайота вторичный и сформировался в результате тектонического сброса, который и рассек единую вершину гайота; в свою очередь возникновение сброса считают результатом субдукции [Kobayashi et al., 1987; Konishi, 1989]. Гайот рассматривают и в качестве примера стадии между началом коллизии и субдукции. На основе находок плейстоценовых нестрагифицированных осадков и брекчий у подно-

¹ Initial Rep. 1973. Vol. 20.

жия западного блока, полагают [Lallemand et al., 1989], что гайот претерпел и аккрецию. По мнению ряда исследователей [Kobayashi et al., 1987], западный склон гайота Дайити-Касима субдуцирует под подошву внутреннего склона Японского желоба, поднимая последний.

Существует и другая точка зрения, предложенная группой исследователей Токайского университета, согласно которой геоморфологическая структура гайота первична: западная и восточная части отражают соответственно барремский и альбский уровни моря и представляют собой террасы. Современная глубина, на которой находится гайот, и его геологическое развитие обусловлены глобальным эвстатическим изменением уровня Мирового океана в мезозое, начиная с альбского времени, примерно на 1 км, что доказывается залеганием раннеальбских известняков на глубинах от 3,6 до 4,5 км [Немото, 1988]. С этим представлением не соглашаются ряд японских исследователей [Аоки и др., 1988б], полагающих, что обе части гайота сложены породами одного и того же возраста и что гайот достиг современной глубины в результате тектонического погружения.

По мнению группы исследователей того же университета, гайот Дайити-Касима имеет известково-щелочное базальтовое основание, типичное для Японской островной дуги. Последующее изучение вулканических пород показало, что базальты принадлежат к щелочной серии [Аоки и др., 1988а]. По геохимическим характеристикам обе части гайота представляются различными [Lallemand et al., 1989]. Западная часть содержит муджиериты, восточная — базаниты, муджиериты и бенморейты; по значению отношения La/Yb лавы считаются разного магматического происхождения. Возраст вулканизма на западе равен $117,8 \pm 8,4$, а на востоке — $120,4 \pm 2,7$ млн лет. В то же время Х. Аоки и др. [1988б] отмечают, что возраст вулканитов принимается равным 125 ± 25 млн лет, а отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах обеих частей мало различаются.

Породы, слагающие плоскую шапку гайота, по составу, условиям формирования и возрасту делятся на мелководно-морские и гемипелагические. Гемипелагические образования (мощностью 300 м), по данным драгирования, сложены песчанистыми алевролитами третичного возраста [Kobayashi et al., 1987]. Мелководно-морские отложения, включающие известняки, мощность которых в западной части составляет 350—400 м, а в восточной — 200—250 м [Konishi, 1989], характеризуются наличием двустворок, гастропод и обильных бентосных известковых водорослей, которые указывают на прибрежно-неритовую обстановку. В них же обнаружены фораминиферы (орбитолиниды) от верхнеаптского до среднеальбского возраста, свидетельствующие о том, что вершина горы находилась почти на уровне моря. При этом установлено, что известняки на восточной окраине гайота представляют собой рифовую постройку тыловой лагуны. На западной же, где формируются пески, на основании фауны предполагаются условия шлейфа шельфовой лагуны [Немото, 1988].

Геохимическое изучение известняков, драгированных с западного и восточного участков гайота Дайити-Касима, показано, что отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в обеих частях одинаковое и составляет 0,7073. Это совпадение привлекают в качестве доказательства одновременного образования известняков в довольно короткий отрезок времени в раннем мелу [Аоки и др., 1988б].

Согласно палеонтологическим и седиментологическим данным, вершина гайота рассматривается как затопленный раннеальбский барьерный риф [Немото, 1988]. История развития гайота представляется [Kohishi, 1989] следующим образом. В виде вулкана Дайити-Касима сформировался 140 млн лет назад с последующим образованием вулканического острова 120 млн лет назад. В позднем апте (117 млн лет тому назад) у вулканического острова возник окаймляющий риф, который в среднем альбе (107 млн лет тому назад) превратился в барьерный риф или атолл. В позднем альбе—кампане рифогенная седиментация в результате резкого поднятия уровня

моря или опускания гайота сменилась гемипелагической. Затем на протяжении 80 млн лет шло медленное погружение гайота со смещением в сторону желоба. В результате изгиба океанской литосферы (гайот расположен в зоне сочленения Японского и Идзу-Бонинского желобов) 25 млн лет тому назад произошел раскол вершины гайота. В дальнейшем гайот, если он не будет уничтожен тектонической эрозией, может сохраниться в виде палеогайота за счет аккреции.

Железомарганцевые конкреции с фосфоритовым покрытием были найдены только на поверхности западной части гайота. Кроме того, по трещинам среди алевролитов отмечены оксиды марганца.

В северо-западной части Тихого океана известен еще один гайот, находящийся в зоне сочленения желобов [Аоки и др., 1988а; Dubois, Deplus, 1989]. Это — гайот Эримо, или Сысоева, расположенный в месте соединения Японского и Курило-Камчатского желобов. Вершина гайота, расположенная на глубине примерно 3800 м, возвышается над дном океана на 6000 м. Северный склон подошвы гайота находится в Курило-Камчатском желобе на глубине 6,5—7,2 км, западный — в Японском желобе на глубине 6,5—7,5 км. Радиометрическая датировка нескольких образцов изверженных пород трахиандезитов или трахитов, драгированных с флангов (глубина 3492 м), дали К—Аг возраст примерно 90 млн лет.

Драгированные породы позволяют говорить о том, что вершина гайота покрыта известняками и вулканокластическими породами. Последние определяют границу раздела между базальтами и известняками. В известняках, мощность которых определена примерно в 600 м, обнаружена макрофауна неринеид, свидетельствующая о мелководно-морских условиях в меловой период [Tsuchi, Kagami, 1967]. В последующем гайот испытал опускание. Общее опускание за 70—80 млн лет оценивается более чем в 3,5 км [Меланхолина, 1988]. Некоторые геологи полагают, что современное опускание вершины составляет 700—800 м и что примерно 110—120 млн лет назад произошло приближение гайота к центру спрединга [Dubois, Deplus, 1989].

ГАЙОТЫ ПОДНЯТИЯ МИД-ПАЦИФИК

В поднятии Мид-Пацифик (Mid-Pacific), известном в нашей литературе чаще под названием Срединно-Тихоокеанского поднятия, исследовались гайоты Меррей (Murrey), Ренард (Renard), Кейп-Джонсон (Cape Johnson), Навокеано (Navoseano), Шепард (Shepard), Ревелл (Revelle), Жаклин (Jacqueline), Стетсон (Stetson), Хилл (Hill), Юинг (Ewing), Менард (Menard), Дарвин (Darvin) и Хорайзн (Horizon) [Howell et al., 1985].

Из них лучше всего изучен разными методами гайот Хорайзн, расположенный на крайнем востоке поднятия, в месте сочленения с хребтом Лайн [Крашенинников, 1978; Heezen et al., 1973a,b; Ladd, Newman, 1973]¹. По строению и составу он близок к гайотам Имперской цепи. Его вершина шириной от 18,5 до 37,5 км и длиной 314,5 км находится на глубине 1443 м [Karig et al., 1970] и разделена седловиной на две платформы: западную и восточную [Winterer et al., 1973]. Северный склон имеет уклон 14°, а южный — 19° [Hein et al., 1985]. Хорошо выражены уровни террас на одном конце гайота глубиной между 1730 и 2010 м, а на другом — между 1825 и 2010 м [Lonsdale et al., 1972]. Из всех перечисленных гайотов лишь на гайоте Хорайзн были пробурены две скважины (44 и 171), которые вскрыли вулканические и осадочные породы мелового и кайнозойского возраста. Скважина 44 прошла всего 76 м и не вышла из верхней части шапки [Heezen et al., 1971]. Скважина 171, заложенная в седловине, прошла 479 м по осадочным породам и вошла в вулканиты.

Вулканиты, представленные базальтами, вскрыты не только в основании, но и в

¹ См. также: Initial Rep. 1971. Vol. 6; 1973. Vol. 19, 20.

"шапке", на 140-метровой отметке выше основания. Осадочный разрез "шапки" представлен следующим образом (см. рис. 2).

1. 0—148 м — фораминиферо-нанофоссиливый меловой ил от среднего эоцена до среднего миоцена—плейстоцена.

2. 148—287 м — фораминиферо-нанофоссиливый мел с кремнями от верхнего кампана до верхнего Маастрихта.

3. 287—345 м — вулканогенные песчаники, алевролиты и аргиллиты. Этот интервал включает поток базальта (от 3 до 8 м), ниже которого залегает 2-метровый пласт конгломерата. Возраст пород определен от сеномана до сантона или нижнего кампана.

4. 345—479 м — известняки сеномана.

5. 479 м — базальты.

Базальты, представляющие собой пористые, ноздреватые, сильно выветрелые порфиритовые оливковые породы, причисляют к толеитам океанических островов. Они возникли 85—105 млн лет назад [Futa et al., 1988]. Базальты среди осадочных пород "шапки" по своим характеристикам аналогичны описанным. В центральной части вершины гайота, возможно, они выходят на поверхность среди осадочных образований "шапки", образуя выступ высотой 100 м. Высказано и другое предположение: выступ может представлять собой рифогенные известняки [Lonsdale et al., 1972].

Осадочный разрез "шапки" (мощностью 479 м в седловине и 160 м в центральной части гайота) в целом делят на три толщи: верхняя карбонатная, средняя вулканогенная и нижняя карбонатная¹. По условиям накопления среди осадков выделяются мелководно-морские и пелагические. Мелководно-морские образования составляют нижнюю и среднюю толщи. Они включают известняки, вулканогенные песчаники с растительными остатками, алевролиты, аргиллиты, конгломераты и обломочные известняки с мелководно-морской ископаемой фауной моллюсков, иглокожих, мшанок, остракод, фораминифер и водорослей. Поток базальта, приуроченный к этой части разреза, подстилается и перекрывается гиалокластитами в несколько сантиметров мощностью.

Среди обломочных пород преобладают песчаники и алевролиты, которые к верху разреза становятся слоистыми. Аргиллиты имеют подчиненное значение. Конгломераты, подстилающие поток базальта, состоят из обломков микритовых известняков, от угловатых до окатанных, размером до 3 см, и ноздреватых базальтов, хорошо окатанных и выветрелых, размером до 10 см. Заполняющее вещество конгломератов (матрикс) представляет собой песчаный с гравием материал, составленный зернами известняка, базальта, пепла. Цемент конгломератов кальцитовый. В нижней половине пласта конгломерата преобладают базальтовые обломки, а в верхней — известняковые [Heezen et al., 1973a,b].

Мелководные известняки (134 м мощностью), представляя водорослевый риф, находятся в ассоциации с осадками лагунной фации. Они не содержат вулканический материал или бедны им.

Пелагические осадки, образованные в основном третичными мягкими и обводненными фораминиферо-нанофоссилиевыми карбонатными илами и мелом с тонкими кремнистыми прослоями или линзами, залегают на мелководных отложениях несогласно, со стратиграфическим перерывом и размывом. Пелагические осадки обнаружены не по всей поверхности вершины, а сосредоточены лишь в юго-восточной ее половине. Наиболее равномерно в илах распространены нанофоссилии. Фораминиферы обильны в самых верхних нескольких метрах, преобладая над нанофоссилиями. В самом верху встречены редкие (несколько процентов) радиолярии. Ниже по разрезу отмечены слои или линзы кремней, по всей видимости обязанные своим появлением радиоляриям.

Раннемиоценовые и олигоценовые образования гомогенны, исключая позднеолигоценовые, которые содержат рассеянные палеоценовые и раннеэоценовые

¹ Initial Rep. 1973. Vol. 17.

радиолярии и фораминиферы. Хотя в керне из скважин палеоценовые и ранне-эоценовые осадки не были обнаружены, они все-таки на горе Хорайзн накапливались, поскольку в переотложенном виде находятся в олигоценовой части разреза на склоне гайота [Douglas et al., 1973]. Обильными и хорошо сохранившимися в олигоцен-миоценовой части разреза являются карбонатные и кремнистые микрофоссилии. Раннеолигоценовые радиолярии редки или отсутствуют. Четвертичные осадки, составляющие самую верхнюю часть разреза, гетерогенны и содержат миоценовые нанофоссилии и фораминиферы и редкие олигоценовые, эоценовые и меловые фораминиферы. Радиолярии не обнаружены.

Пелагические осадки включают также фораминиферовые пески, имеющие разнообразную окраску из-за оксидов железа. Мелкие угловатые обломки базальтов, среди которых есть ноздреватые, и органические остатки, такие, как зубы и позвонки рыб, покрыты железомарганцевыми оксидами. Более массивные обломки пронизаны сетью трещин, пропитанных оксидами железа и марганца и фосфатами.

Вершинная поверхность гайота Хорайзн драгировалась дважды в 1949 г., один раз в 1968 г. и один раз в 1970 г. [Heezen et al., 1973a, б]. Со склонов с глубины 3662 м были подняты фораминиферо-нанофоссилиево-илы, с глубины 4492 м — вулканический алевролит и ил. Драгами были также извлечены гиалокластиты, покрытые марганцевой коркой, и угловатой и полуокатанной формы вулканические обломки, описанные как оливиновый базальт. Драгированием с уступа в центре вершинной поверхности больше всего было извлечено базальтового материала в виде угловатых и окатанных обломков, образующих вместе с известняками известково-базальтовый конгломерат с марганцевым и фосфатным цементом. Поднятые драгой фрагменты включают, кроме того, округлые марганцевые конкреции, стекловатые кремни и белые известняки, покрытые налетом и тонкой коркой железомарганцевых оксидов. Как показало фотографирование, железомарганцевой коркой покрыты лишь округлые обломки, угловатые же свободны от них [Lonsdale et al., 1972]. Толстые железомарганцевые корки изнутри и снаружи покрыты листоватым слоем фосфорита [Hein et al., 1988].

Остальные из перечисленных гайотов Срединно-Тихоокеанского поднятия расположены западнее гайота Хорайзн. Они в разной степени были изучены в 1971 г. экспедицией на судне Томас Вашингтон и последующими исследованиями [Heezen et al., 1973a, б].

Гайот Меррей имеет на вершине уступ-эскарп, по которому южная часть опущена. Вершинная поверхность гайота полностью перекрыта "шапкой" осадочных пород и наклонена в южном направлении. Гайот был драгирован со стороны эскарпа. С глубины 2928—3660 м были подняты плейстоценовые фораминиферовые илы и измененные базальты, с глубины 3543—4142 м — фораминиферо-нанофоссилиево-илы позднего плиоцена—четвертичного периода.

У следующего к западу от гайота Хорайзн гайота Ренард, расположившегося несколько севернее гайота Меррей, ровная вершинная поверхность базальтового основания слегка наклонена к востоку. Западный склон гайота Ренард крутой и спускается ниже, чем восточный. С западного склона с глубины 2400—2415 м были подняты фораминиферо-нанофоссилиево-илы позднего плиоцена—четвертичного времени, а с глубины 2250—2730 м — нанофоссилиево-фораминиферовые илы позднего плиоцена—четвертичного периода и твердый пелагический мел и фосфориты начала раннего эоцена. Вершина полностью покрыта "шапкой" осадочных пород, имеющих наибольшую мощность ближе к восточному краю гайота.

Еще западнее находится гайот Кейп-Джонсон со слегка выпуклой вершинной поверхностью, полностью перекрытой осадочной "шапкой". Мощность последней наибольшая в центральной части, ближе к восточному краю (к западу прозрачный слой становится тоньше). Осадочная осыпь, наблюдающаяся на склонах гайота, утоняется и в конце концов исчезает. Драгированием с глубины 2330—2425 м были извлечены

фораминиферо-нанофоссилиевые илы позднего плиоцена—современной эпохи, а с глубины 2126—2130 м — те же планктонные биогенные илы и среднеэоценовые уплотненный фораминиферовый мел и фосфориты, покрытые марганцевой коркой. В нескольких милях от последнего места драгирования установлено существование апт-сеноманской фауны [Heezen et al., 1973a,b; Седов, 1981, со ссылкой на: Hamilton, 1956]. Были обнаружены рифообразующие кораллы, гастроподы, рудисты, строматопороидеи.

К северо-западу от гайота Кейп-Джонсон изучался гайот Навокеано. Драгирование было неудачным. Методом отражения сейсмических волн у Навокеано установлено, что почти километровой мощности осадочная "шапка" лежит в кальдере или лагуне. Вершина гайота Навокеано имеет вогнутый профиль. Ниже "прозрачных" пелагических осадков находятся "непрозрачные". "Шапка" состоит из двух частей, как и у рассмотренных выше гайотов, но она не полностью покрывает основание, располагаясь в центральной и южной его сторонах.

Небольшой, почти симметричный, гайот Шепарда был драгирован дважды: с западной и восточной сторон. Драга с запада пришла без образцов. С восточной стороны на 1500 м ниже вершины гайота (глубины 3200—4255 м) были извлечены фораминиферо-нанофоссилиевый ил позднего плиоцена—современной эпохи, белые мелоподобные фосфориты с марганцевой коркой, пористые известняки и биокластические калькаренины сеноман-туронского возраста, в которых определены красные водоросли, кораллы, моллюски, и измененные базальты или ферробазальты и гиалокластиты.

На гайоте Жаклин так же, как и на гайоте Кейп-Джонсон, были обнаружены сеноман-сеноманские рудисты. Вершинная поверхность слегка выпуклая, как у горы Шепард, и полностью покрыта шапкой осадочных пород. Гайот Жаклин дважды драгировался с восточной стороны. С глубины 3500—3700 м драга принесла фораминиферо-нанофоссилиевый ил позднего плиоцена—современного времени, пористый ракушечник, остатки меловых кораллов, моллюсков, иглокожих, базальт и лититовые фосфориты с марганцевой коркой. С глубины 2057—2251 м (на кромке склона) были добыты все тот же фораминиферо-нанофоссилиевый ил, карбонатные фосфориты с марганцевой коркой и сеноман-туронскими планктонными фораминиферами, белый зернистый биокластический калькаренит нижнего (?) мела, красные водоросли, моллюски, иглокожие, вулканический пепел и нижнемеловые рудистовые фосфориты, покрытые марганцевой коркой. Вулканиты сильно измененные.

Гайот Менард, расположенный севернее гайота Жаклин и обладающий удивительно ровной вершинной поверхностью, драгировался четырежды. Одно из драгирований производилось с восточной стороны, по-видимому, из осыпи с глубины 1937—2000 м. Были подняты фораминиферо-нанофоссилиевый ил позднего плиоцена—современного времени, карбонатные фосфориты, покрытые марганцевой коркой и состоящие из планктонных фораминифер сеноман-туронского возраста, коричневые рудистовые фосфориты с марганцевой коркой, альб-сеноманские моллюски, водоросли, иглокожие. С глубины 1830 м была поднята большая плита известняка, покрытая марганцевой коркой. С западного склона с глубины 1700 м была также поднята глыба известняка с марганцевой коркой толщиной 67,5 см. Драга с северного склона принесла измененный базальт в виде вулканической брекчии с глубины 3000—4000 м и обломочную породу. С глубины 1421—1738 м были извлечены верхнеплиоценовые—современные фораминиферо-нанофоссилиевые илы, частично фосфатизированный биокластический калькаренит, верхнемеловые строматопороидеи, моллюски, красные водоросли, бентосные фораминиферы. Предполагают, что строматопороидеи и красные водоросли оторваны от коренных пород¹.

¹ Initial Rep. 1973. Vol. 20.

Для гайотов Ревелл, Стетсон, Хилл, Ивинг, Дарвин были составлены сейсмические профили, а для гайота Дарвин — и батиметрическая схема. На профиле видно, что ровная вершинная поверхность базальтового основания у гайота Ревелл покрыта "шапкой" осадочных пород в центральной части, а к краям имеет небольшой наклон. Такой же профиль и расположение "шапки" имеет гайот Стетсон, который вместе с расположенным западнее гайотом Хилл образует двойной гайот — "неравные близнецы". Гайот Стетсон в несколько раз крупнее гайота Хилл, имеющего слегка наклоненную ровную вершину в сторону гайота Стетсон. Вершины гайотов обладают тонкой сейсмически прозрачной "шапкой". Площадь вершины гайота Дарвин крайне небольшая, с тонкой или отсутствующей осадочной "шапкой". Как показали сейсмические исследования, гайот лишен прозрачного слоя из-за маленькой вершинной поверхности, которая на северном профиле вогнута, а на западном выпукла. По сравнению с другими гайотами вершина приближена к уровню океана. В отличие от горы Дарвин гайот Ивинг обладает большей слегка выпуклой вершинной поверхностью, но, как и все гайоты Срединно-Тихоокеанского поднятия, имеет тонкую "шапку" в виде небольшой "нашлепки".

Характерной особенностью гайотов Срединно-Тихоокеанского поднятия, кроме того, является среднемиоценовый возраст нижней части "шапки". У многих гайотов наблюдаются скошенные края вершинной поверхности, и лишь у одного (Навокеано) поверхность вогнута. Вершинная поверхность, будучи ровной у гайотов Менард и Хилл, у последнего имеет заметный наклон в одну сторону, так же как у гайота Хорайзн.

На Срединно-Тихоокеанском поднятии известны и другие гайоты, которые, к сожалению, мало изучены. К их числу, например, относятся гайоты Хесс (Hess), Гамильтон (Hamilton), Дитц (Dietz) [Karig et al., 1970]. С гайота Хесс подняты раннемиоценовые (аптские) рифогенные породы. Гайот Гамильтон, возвышаясь над дном на 2900 м, расположен на глубине 1540 м от поверхности океана. Ровная вершина основания его находится на глубине 1650 м и прорезана каньоном глубиной 20—30 м, происхождение которого не известно. Установлены фораминиферовые или максимальной мощностью 32 м. Осадочная "шапка" изображена в виде "нашлепки", которая не покрывает полностью выровненную вершинную поверхность основания [Karig et al., 1970].

Гайот Дитц находится на глубине 1702 м, возвышаясь над дном океана на 3600 м. Выровненная вершинная поверхность основания его установлена на глубине 1875 м. На северной стороне гайота на глубине 2150 м выделена терраса, которая на южной стороне не прослеживается. На северной стороне предполагаются еще террасовые уровни около 1960 и 1775 м, а на южной — 1850, 1790 и 1765 м, но скоррелированы могут быть только 1765 и 1775 м. Вершинная поверхность основания покрыта "шапкой" толщиной 250 м. Максимальная мощность пелагических осадков определена в 145 м.

Из представленного описания следует, что гайоты Срединно-Тихоокеанского поднятия имеют то же строение, что и в других рассмотренных регионах, отличаясь более древним возрастом нижней части "шапки" и меньшей развитостью в ней рифогенных известняков, не прошедших рыхлую стадию. Они имеют вулканогенное основание, сложенное в верхней части породами, причисляемыми к щелочной серии, покрытыми нижнемиоценовыми мелководными рудистовыми известняками, как и в гайотах подводной цепи Гейш, пелагическими глубоководными фораминиферо-наофоссиловым мелом верхнемиоценового и эоценового возраста. Большинство карбонатных пород, как мелководных, так и глубоководных, частично или полностью фосфатизированы [Heezen et al., 1973a]. Наличие террас позволяет предположить, что гайоты, некогда выступая в виде островов, испытали неоднократное поднятие и опускание.

ГАЙОТЫ ПОДНЯТИЯ МАРКУС-УЭЙК

Анализировались материалы по гайотам Вудс-Хол (Woods Hole), Уайлд (Wilde), Майами (Miami), Ламонт (Lamont), Скриппс (Scripps). Перечисленные гайоты обычно объединяют в группу Уэйк. Гайоты этой группы изучались геофизическими методами и драгированием¹. Сейсмическое профилирование гайота Вудс-Хол показало, что вершинная поверхность основания имеет вогнутую форму, с полностью перекрывающей основание "шапкой". К сожалению, драгирование было неудачным: на одной станции драга пришла пустой, а на другой — была потеряна.

На гайоте Уайлд в результате драгирования с глубины 1485—2630 м (ст. 19) были подняты среднеэоценовые брекчии, вулканические туфы и твердый фораминиферовый мел, частично фосфатизированный, а также муджириты, а с глубины 1386—1453 м (ст. 20) — нанофоссилиево-фораминиферовый мел и зернистые фосфориты с железомарганцевой коркой, содержащие планктонные фораминиферы средне-позднеэоценового возраста, гиалокластиты, измененный пикрит. Как показало сейсмическое профилирование, гайот имеет ровную вершину. Поскольку нет отражения, то предполагается, что верхний акустически прозрачный слой в целом отсутствует.

Драгированием гайота Майами с глубины 1535—2050 м (ст. 21) были получены вулканическая брекчия с зернистым фосфоритовым матриксом и фосфатизированный среднеэоценовый пелагический известняк, содержащие планктонные фораминиферы, пелагические пелитовые фосфориты с фораминиферами среднеэоценового времени и лимбургиты.

Из всех гайотов группы Уэйк лучше всего исследован гайот Ламонт [Heezen et al., 1973a; Туезов и др., 1979; Кириллова и др., 1987; Гусев и др., 1987; Коновалов и др., 1988]. Особенно детально изучена его морфология.

На выположенной вершинной поверхности гайота Ламонт (высота 5460—5500 м) наблюдаются 10—20-метровые уступы и останцы; вершина представляет собой платообразную всхолмленную поверхность, бровка которой на западе расположена на изобате 1350—1500 м, а на востоке — на изобате 1800 м. Вершинная поверхность наклонена к юго-востоку; на ней выделены холмы в виде куполов (высотой 50—100 м) и остроконечных конусов (высотой 100—400 м), возможно, вулканического происхождения [Кириллова и др., 1987]. В привершинной части склоны крутые (наклон более 20°); начиная с изобаты 3000 м наклон составляет 10—20°, а на глубине 4000—5400 м наклон менее 10°; склоны изрезаны прямолинейными V-образными долинами с врезом до 400 м. На склонах встречены редкие изометричные купола с относительной высотой около 200 м и несколько уступов-уровней. Из них уровни 1325, 1350 и 1375 м образуют террасы более мили шириной главным образом на южной стороне. Уровни 1400 и 1450 м отмечены в основном вдоль западной бровки. Уровни 1500—1800 м широко представлены на востоке и в виде реликтов на севере гайота. Уровень 3600 м наиболее четко выражен на северо-востоке и северо-западе. Уровень 4200 (±100) м прослеживается почти повсюду, образуя наиболее широкие площадки и террасы в северной и северо-восточной частях. Уровень 4800 (±100) м также наблюдается на большей части гайота [Кириллова и др., 1987]. Все они имеют выровненные площадки с наклоном по падению склона или в обратном направлении и, по предположению Е. Гамильтона, рассматриваются как результат подводного излияния лав по трещинам [Туезов и др., 1979, со ссылкой на: Hamilton, 1956]. Более низкая ступень—уровень (глубиной 5200 м) имеет аккумулятивный характер. Привершинные уровни (от 1250 до 1800 м), прослеженные по всему периметру гайота, как считает ряд исследователей [Кириллова и др., 1987], образовались за счет абразии на фоне эвстатических колебаний уровня океана и опускания гайота, а террасовидные

¹ Initial Rep. 1973. Vol. 20.

уступы линейных простираций (например, уровни 3200, 3400, 3600 м) увязываются с разломами [Кириллова и др., 1987]. Из приведенного описания морфологии гайота следует, что его строение полигенное и связано со многими процессами как созидания (вулканическими, тектоническими, седиментационными), так и разрушения (абразии и т.п.).

Гайот Ламонт трижды драгировался в 1971 г.¹ С глубины 1215—1275 м (ст. 23, практически с вершины) были собраны твердые пористые меловые фосфориты эоценового возраста с фораминиферами и кокколитами, туфовая брекчия с фосфатизированным фораминиферовым мелом среднего—верхнего эоцена и фрагменты магматических пород. Из последних определен оливиновый тералит, К—Аг возраст которого датируется 55 млн лет. Драгированием с глубины 1499—1999 м (ст. 24) добыты белый твердый фосфатизированный мел эоценового возраста, вулканические туфы и сильно измененные вулканиты. С глубины 1640—2005 м (ст. 22) были подняты хорошо отсортированная по размерности вулканическая брекчия с фосфатным заполняющим веществом (матриком) и эоценовыми планктонными фораминиферами, частично фосфатизированный твердый пористый фораминиферовый мел, планктонные фораминиферы, сильно измененные вулканиты среди полулитифицированного ила.

В 1978 и 1986 гг. в 9-м рейсе нис "Калисто" и в 8-м рейсе нис "Академик Александр Виноградов" было выполнено 18 станций драгирования. В результате с учетом данных других исследователей было установлено [Коновалов и др., 1988], что в западной части гайота Ламонт развиты роговообманковые щелочные базальтоиды (возможно олигоцен—ранний миоцен), а в восточной — оливиновые базальты раннемелового возраста и ниже-среднеэоценовые дифференцированные щелочные базальты, возраст которых по К—Аг датировкам 42—55 млн лет. Существование двух разновозрастных комплексов базальтов связывают с разломом, в результате движений по которому восточная часть гайота оказалась приподнятой.

На гайоте Ламонт, кроме того, было выполнено подводное фотографирование на пяти станциях [Кириллова и др., 1987]. Четыре из них пришлось на уплощенную часть гайота, одна — на верхнюю часть западного склона. Составленные фоторазрезы позволили установить, что базальтовое основание гайота, коренные выходы которого обнаружены на отметках 1320 м и ниже, перекрыто фораминиферовыми белыми песками с ходами илоедов. Во многих местах видны глыбовые развалы, осыпь, железомарганцевые конкреции. Коренные выходы и глыбы (от 0,3 до 1,5 м) базальта покрыты железомарганцевой коркой. Наибольшее количество корок отмечено в интервале глубин 2900—3100 м и приурочено к зоне перехода крутой части гайота в более пологую [Васильева и др., 1990]. Железомарганцевые конкреции (неправильной и округлой формы, размером 2—3 см) полностью покрывают некоторые террасовидные поверхности [Кириллова и др., 1987].

Итак, в строении гайота Ламонт участвуют подушечные базальты, составляющие основание, и тонкий слой фораминиферового песка. Ни драгированием, ни фотографированием не обнаружены рифогенные образования, что позволило исследователям сделать заключение, что бывший вулканический остров Ламонт опустился сразу же после своего рождения без образования на нем рифового комплекса [Heezen et al., 1973a].

На вершине гайота и в верхних частях его склонов (глубины от 1200 до 2000 м) обнаружены наибольшие концентрации фосфоритов в виде обломков, конкреционных корок, в ядрах железомарганцевых конкреций [Гусев и др., 1987]. Ниже глубины 3—3,5 км фосфориты присутствуют лишь в свалах. Установлены массивные фосфориты с содержанием P_2O_5 от 18 до 29% (среди них имеются замещенные

¹ Initial Rep. 1973. Vol. 20.

фосфатом карбонатные осадки), тонкие фосфатные жилки, секущие породы разного состава и цемент брекчий.

На расположенном севернее гайоте Скриппс также производилось трижды драгирование и сейсмическое профилирование¹. Гайот имеет крутые склоны и небольшую по площади слегка выпуклую вершину из-за ее скошенных краевых частей. Драгирование проведено у северного склона гайота (ст. 25, 26). С глубины 1764—2004 м (ст. 26) драга принесла белые пористые твердые пелитовые фосфориты нижнего эоцена, эоценовые фосфатизированные вулканические брекчии, редкие фораминиферы и кокколиты, фрагменты базальтов и гиалокластиты. С глубины 2595—3200 м (ст. 25) извлечены среднеэоценовые белые и коричневые твердые пористые пелитовые фосфориты, покрытые марганцевой коркой, редкие фораминиферы, вулканические туфы и фрагменты базальтов, из которых были определены лимбургиты с K—Ar возрастом 24,8 млн лет.

Со склона (глубины 3597—4129 м, ст. 27) были подняты гальки белых и коричневых фораминиферовых меловых фосфоритов среднего—верхнего эоцена, редкие фораминиферы, пористые фосфориты, покрытие марганцевой коркой, лимбургиты.

Гайот Скриппс — единственный из исследованных гайотов группы Уэйк, на склоне которого были обнаружены остатки меловых *Globotruncana* sp. Гайоты группы Уэйк считаются молодыми в горной системе Маркус—Неккер. К характерным особенностям их, кроме того, относится отсутствие среди обломков пород, поднятых драгами, рифогенного материала. Это дало основание полагать, что гайоты группы Уэйк не проходили стадию острова или атолла, опустившись быстро без формирования рифа [Heezen et al., 1973a]. Однако к юго-востоку от атолла Уэйк изучен гайот без названия (18°00,7' с.ш., 173°34,7' в.д.) в 21-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев", на котором были обнаружены мелководные органогенно-обломочные кораллово-водорослевые рифогенные известняки [Лысенко и др., 1982; Свальное и др., 1984]. Об условиях формирования говорят найденные в них сеноманские неринеи — брюхоногие моллюски, принадлежащие мелководному бентосу и требующие для своего существования воду нормальной солености, высокие годовые температуры, малую глубину морского дна (до 20—30 м), твердый детритово-водорослевый субстрат [Лысенко и др., 1982].

Вмещающие неринеи известняки, перекристаллизованные, ожелезненные, участками сильно выщелоченные, были подняты с помощью трала с глубины 1365—1700 м (верхняя часть склона гайота). Они представляют собой склоновые отложения, состоящие из многократно перемытого мелководного и глубоководного материала, включая продукты разрушения рифогенной постройки. Полученные данные позволили исследователям заключить, что в сеноманское время гайот достигал уровня волновой поверхности [Лысенко и др., 1982]. Но гайот испытал быстрое погружение, и к началу эоцена установились относительно глубоководные условия, в которых накапливался преимущественно планктонный карбонатный материал, включающий фораминиферы и кокколиты [Свальнов и др., 1984].

Поднятые глыбы планктонно- и бентогенных известняков покрыты рудной коркой (1—6 см толщиной) и неравномерно фосфатизированы (до 27% P₂O₅). Непосредственно под рудной коркой обнаружены линзы брекчии, состоящей из округло-угловатых обломков фосфатов с глянцевой поверхностью железистой оболочки, мелких железомарганцевых конкреций и стяжений, фосфатизированных кокколито-фораминиферовых известняков. Фосфатизация протекала в два этапа: в мелу в мелководных условиях и в эоцене в глубоководных [Heezen et al., 1973a; Свальнов и др., 1984].

¹ Initial Rep. 1973. Vol. 20.

ГАЙОТЫ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

В районе подводных Магеллановых гор (центральная часть Восточно-Марианской котловины) расположен гайот Ита-Маитаи (в русской литературе известен также и в другом написании: Ита-Май-Тай, Ита-Май-Таи, Ита-Майтай). На гайоте пробурены три скважины (200—202), проведено сейсмическое профилирование [Wedgworth, Kellogg, 1987]¹, в 9-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" производились траление, драгирование, фотографирование, отбор образцов подводным обитаемым аппаратом "Пайсис", дночерпателем, трубками [Богданов и др., 1987 а,б; Казьмин и др., 1987; Лисицына и др., 1988].

Выровненная, слегка скошенная к краям, вершина гайота Ита-Маитаи находится на глубинах 1400—1473 м, возвышаясь над абиссальной равниной на 6 км. Вершинная поверхность основания неровная, с пиками, у подножия которых залегают вулканокластические породы. В морфологии верхней части гайота до глубины 3000 м наблюдается некоторая асимметрия. Западный склон имеет вверху пологий наклон (1°), глубже склон становится крутым (45—50°). Северный, восточный и южный склоны имеют ступенчатое строение с возрастанием уклона от 5 до 50°.

Скважина 200 (глубиной 132 м) на протяжении 114 м вскрыла эоцен-четвертичные неконсолидированные фораминиферовые илы, содержащие нанофоссилии и фрагменты радиолярий. Скважина 202 (глубиной 153,5 м) ниже раннеэоценового глобигеринового песка (мощностью 75 м) пробурила твердые оолитовые известняки мощностью 35 м, внешне массивные, изредка тонко- и косослоистые или биотурбированные, хорошо сортированные, и карбонатные глины мощностью 45 м, включающие обломки кораллов [Wedgworth, Kellogg, 1987]². Наряду с оолитовыми известняками на условия подвижного мелководья указывают биокластогенные известняки с обильными скелетными остатками рифообразующих и других организмов: рудистов, мелких гастропод, эхиноидов, водорослей, мшанок, кораллов [Лисицына и др., 1988]³. Мелководные известняки (оолитовые), которые, возможно, лежат на вулканитах, и биокластогенные породы рассматриваются как типичные представители лагунно-рифового комплекса [Лисицына и др., 1988]. Рифовые известняки, которые в рельефе выражены в виде прерывистых валов, высотой до 10—15 м, располагаются на бровке склона [Богданов и др., 1987а]. Ниже по склону до глубины 2000 м наблюдается слоистая толща известняков мощностью до 50 м, образовавшихся в результате разрушения рифовых построек, по данным фораминиферового анализа, в конце раннего—начале позднего мела [Богданов и др., 1987а].

Пробуренные скважины не вскрыли фундамент гайота. Его характеризуют вулканиты, поднятые при тралении западного склона на глубинах 2580—2700 и 4000—4150 м [Казьмин и др., 1987], мелкие фрагменты базальтов и кристаллов полевых шпатов, найденных в карбонатной глине [Wedgworth, Kellogg, 1987]⁴. Поднятый тралом базальтовый материал не несет на себе следы отрыва, и, по всей видимости, скатился из более высоких частей склона. Верхи вулканического основания гайота сложены комплексом дифференцированных щелочных базальтов. Такие базальты свойственны крупным островным океаническим структурам [Казьмин и др., 1987].

Возраст лежащих на базальтах известняков по находкам фораминифер установлен как позднеаптский⁵. Формирование абразионной поверхности относят к аптскому

времени [Казьмин и др., 1987]. Присутствующие в карбонатных глинах обломки и зерна базальтоидов указывают на то, что в конце раннего мела на гайоте существовала островная суша. Примерно с альба гайот начал испытывать погружение. На склонах гайота в позднем мелу сформировались брекчии с обломками базальтоидов, сцементированных карбонатно-фосфатным цементом [Лисицына и др., 1988].

В 9-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" был изучен еще один гайот-сателлит, названный ИОАН, строение которого аналогично гайоту Ита-Маитаи [Богданов и др., 1987а,б; Казьмин и др., 1987; Лисицына и др., 1988]. Гайот ИОАН воздымается с глубины 6 км до 1420 м. Склоны более пологие, чем у гайота Ита-Маитаи ($7-10^\circ$), только вершинная часть характеризуется наклонами до 20° (интервал глубин 1700—2000 м). Здесь также на неровной эродированной поверхности базальтового основания залегают в разной степени фосфатизированные карбонатные породы, в вершинной части гайота в конце раннего мела отлагались оолитовые и биокластические известняки лагуны и окружающего ее рифа. Локально развиты галечники пляжевого типа и песчаники с окатанными базальтовыми зернами и вторичным фосфатным цементом. Выше известняков располагаются палеоцен-эоцен-четвертичные биогенные илы.

Образцы пород, характеризующие вулканическое основание, получены с помощью подводного обитаемого аппарата "Пайсис" с глубин 2010 м и меньше и при тралении на глубинах 3800—4200 м. Высокая степень пористости некоторых базальтов, наличие в разрезах гиалотуфов, окисление основной массы в ряде образцов свидетельствуют о мелководном или субазральном характере излияния лав [Казьмин и др., 1987]. В верхней части склонов гайота ИОАН, так же как и на гайоте Ита-Маитаи, в позднем мелу сформировались вулканогенно-осадочные брекчии с карбонатно-фосфатным цементом. В составе обломков базальтовых брекчий присутствуют в основном щелочные базальтоиды. Крупные фрагменты брекчий найдены в ядрах глыб и железомарганцевых конкреций. Развитие базальтовых брекчий относят к альбу и связывают с затуханием вулканизма на гайоте ИОАН [Лисицына и др., 1988]. В последующем на гайоте возникла лагуна с окаймляющим ее рифом, продукты разрушения которого и базальтового основания отлагались на склонах гайота. Начиная с палеоцена—эоцена и до четвертичного периода на гайоте накапливались рыхлые планктоногенные осадки.

К третичному времени (миоцену) относят формирование железомарганцевой корки [Богданов и др., 1987а,б]. Плогие склоны гайотов Ита-Маитаи и ИОАН в интервале глубин от 1400 до 2500 м и от 1500 до 2150 м, соответственно, покрыты железомарганцевой коркой толщиной от 5 до 30 см, в понижениях наблюдаются скопления железомарганцевых конкреций диаметром от 3—5 до 30—60 см. На крутых уступах и плоской вершине корки практически отсутствуют. Благоприятными для их формирования являются на гайоте Ита-Маитаи выходы известняков, на гайоте ИОАН — базальты основания и продукты его разрушения. Непрерывный плащ железомарганцевых образований формируется на пологих (до 20°), свободных от осадков склонах. На крутых склонах процесс коркообразования выражен слабо [Андреев и др., 1989]. В ядрах конкреций и карбонатном субстрате под коркой обнаружены высокие (до 30% P_2O_5) содержания фосфора. Интенсивно фосфатизированы известняки: оолитовые, биокластические (рудистовые, кораллово-водорослевые, эхиноидные и др.) и фораминиферо-нанопланктонные. В вулканогенных породах содержание фосфора снижается до первых процентов—долей процента [Богданов и др., 1987а,б; Лисицына и др., 1988].

Из представленного описания следует, что для гайотов Магеллановых гор "шапка", перекрывающая щелочно-базальтовое основание, в отличие от большинства гайотов Уэйк имеет мелководную рифогенную и глубоководную пелагическую части.

ГАЙОТЫ МАРШАЛЛОВЫХ ОСТРОВОВ

В регионе Маршалловых островов известны гайоты Гарри (Harrie) и Сильвания (Sylvania), состав и строение которых однотипное. Базальтовое основание гайотов перекрыто эоценовыми рифогенными образованиями, выше которых залегают пелагические осадки (глобигериновые илы на гайоте Гарри достигают примерно 120 м). Следовательно, вершины гайотов в эоценовое время находились вблизи уровня океана. В настоящее время рифовая постройка (рим) и гайотов Гарри и Сильвания соответственно располагается на глубине 1520 и 1480 м, отдельные базальтовые пики на гайоте Сильвания определены на глубине 1580 м [Schlanger et al., 1987].

Гайот Гарри, расположенный к юго-востоку от атоллов Мили и Кнокс, поднимается над окружающим его дном на 4,5 км. Поверхность основания неровная, с выступающей срединной частью и скошенными краями, имеет карбонатную "шапку", мощность которой, определенная с помощью сейсмических методов, примерно 250 м. Среди поднятых с глубин 1500—1700 м имеются известняки с остатками кораллов, водорослей, иглокожих, моллюсков, мшанок и фораминифер. Часть известняков, богатых милиолидами, отнесена к лагунным образованиям. Массивные известняки, содержащие водоросли, раковины гастропод и кораллы, рассматриваются как собственно рифовые и датируются серединой нижнего эоцена. Были подняты обломки оливиновых базальтов вместе с фрагментами рифогенных известняков и планктонных фораминифер. Обломки базальтов и известняков — это продукты разрушения, переотложенные в более глубокие участки, поэтому и находятся совместно с планктонными фораминиферами [Schlanger et al., 1987].

Батиметрическая съемка показала, что гайот Сильвания имеет общее основание с атоллом Бикини и выглядит как терраса на северо-восточном конце атолла. Он имеет такие же строение и состав осадочной части, как и гайот Гарри. Драгирование в 1950 г. принесло базальты и туфовую брекчию, содержащую в трещинах фосфатизированные планктонные фораминиферы раннеэоценового возраста; более позднее драгирование извлекло тот же материал, что и ранее, а также фосфатизированные пелагические осадки от нижне- до среднеэоценового возраста, кусок гиалокластита, заключающего фрагмент известняка с мелководными бентосными фораминиферами, красными водорослями и остатками мшанок. Поднятые базальты пористые, выброшенные в свое время вулканом на мелководье, или излившиеся у самой поверхности океана, а потом Спустившиеся вместе с формировавшимися на базальтах рифогенными образованиями [Schlanger et al., 1987].

С помощью современных аппаратов удалось сфотографировать вершину гайота, где отчетливо видны знаки ряби; драги с глубин 500-2500 м поднимали гальки, окаймленные прибором, окаменелости, живущие на мелководье кораллы [Кондратов, 1987]. Имеются и другие свидетельства того, что прежде вершина гайота доходила до поверхности океана и что вулканическое сооружение было покрыто рифогенными карбонатными отложениями, образовавшимися в мелководных условиях. Как показали сейсмические исследования, гайот в эоцене представлял собой настоящий атолл, окружающий бывшую лагуну со слоистыми осадками [Schlanger et al., 1987]. Быстрое опускание атолла не дало возможности накопиться рифогенным известнякам такой большой мощности (около 1300 м), какая наблюдается на атолле Бикини.

В районе Маршалловых островов, кроме рассмотренных гайотов Гарри и Сильвания, в литературе упоминаются гайоты Ратак (Ratak), Бикар (Bikar), Эрикуб (Erikub) и др. [Hein et al., 1988]. Они были исследованы геологической службой США в 1984 г. сейсмопрофилированием и драгированием.

Гайот Ратак - бывшая вулканическая постройка на севере Маршалловых островов, относительно плоская вершинная поверхность которой, находящаяся на глубине

1317 м, покрыта осадочной толщей, мощностью 120 м. Западный склон ее имеет уклон 13° до глубины около 2300 м и 22° до глубины 3700 м. На восточном склоне установлена терраса, покрытая осыпью мощностью 160 м. Вершинная поверхность ближе к краям имеет эрозионные террасы, подобные террасам гайота Хорайзн.

С гайота Ратак были подняты три драги. Среди поднятых с глубины 1600 м кусков пород с железомарганцевой коркой (толщиной от 1,5 до 100 мм) 60% - из обнажения, 40% - из осыпи. Из пород драгированы вулканическая брекчия, состоящая преимущественно из обломков базальтов, 18% из которых окатаны, и в меньшей мере из гальки известняков; 40% брекчий имеет фосфатизированное карбонатное заполняющее вещество (матрикс).

С глубин 1380 и 1395 м извлечены рыхлые карбонатные позднеплиоцен-голоценовые осадки, представляющие собой преимущественно фораминиферовые пески (70%), содержащие нанофоссилии.

Гайот Бикар вытянут с северо-запада на юго-восток. Восточный и западный склоны имеют уклон около 25°, глубже 2 км становятся пологими, имеют хорошо выраженные террасы. Плоская вершина гайота расположена на глубине 951 м и покрыта 15-метровой "шапкой". Драгирование и взятие керна показали, что "шапка" не полностью покрывает базальтовое основание. На открытых участках основания развиты железомарганцевые корки.

С глубин 1300-1800 м была поднята вулканическая брекчия с базальтовой кластикой различной окатанности, заключенной в фосфатизированный карбонатный материал, и в различной степени фосфатизированный слоистый кластический известняк.

Около 30% кусков пород, покрытых железомарганцевой коркой, добыты из обнажения, 70% - из осыпи. Корки имеют преимущественно гроздьевидную или зернистую и пористую поверхность. Одна из корок оказалась гладкой, а другая в каверне содержит фосфорит.

Гайот Эрикуб находится на глубине 1408 м. Северный и южный склоны его имеют уклон 21°. У подножия южного склона находится 130-метровая наносная вулканическая брекчия. Вершинная поверхность гайота неровная и покрыта (ближе к южному краю) тонким слоем осадков. Северный край ее имеет ступенчатый холмистый рельеф.

С глубины 2900 м подняты вулканическая брекчия, имеющая фосфатизированный или измененный туфогенный матрикс, и базальтовые обломки (от угловатых до хорошо окатанных, размером от 1 до 4 см), несколько обломков известняка с кавернами, измененный палагонитовый обломок, фосфатно-карбонатный песчаник и гальки базальтов. При этом 70% пород, покрытых железомарганцевыми корками, добыты из обнажения, а 30% - из осыпи, из которых 30% с гладкой коркой до 1 мм, а 70% - с гроздьевидной или зернистой коркой толщиной 10-40 мм (в среднем 30 мм).

Таким образом, на рассмотренных гайотах были добыты две главные осадочные породы: рифогенный известняк и вулканическая брекчия, заполняющей массой (матриksom) для которой служит фосфатизированный карбонатный и реже туфогенный материал. Обломки в брекчии принадлежат щелочным базальтам и гавайитам (возраст которых, определенный на гайотах Ратак и Эрикуб ^{40}Ar - ^{39}Ar методом, равен 85 ± 1 и 82 ± 3 млн лет), карбонатным песчаникам, биокластическим известнякам. На некоторых станциях при драгировании были подняты железомарганцевые корки, в том числе такие, в которых внутренний слой отделен от внешнего фосфоритной прослойкой.

Анализ приведенных материалов позволяет говорить о том, что "шапка" рассмотренных гайотов в отличие от гайотов Гарри и Сильвания представлена лишь своей нижней частью - рифогенными образованиями.

В регионе Маршалловых островов есть гайоты, на которых до сих пор еще формируется "шапка", прикрывающая выровненную вершинную поверхность основания. К их числу относятся атоллы Бикини и особенно Энвиеток, на основании изучения которого Хесс [Hess, 1946] выделил гайоты как своеобразное геологическое образование. Они, как и все гайоты, имеют вулканическое основание и "шапку" "Шапка" в данном случае представляет собой кольцеобразную органогенную постройку (атолл).

Атоллы, обладающие морфологической обособленностью и определенной выраженностью в рельефе, характерны для экваториально-тропических районов Тихого океана. Типичный атолл состоит из кораллового плато (риф-флета) с внешним краем, цепочки островов и лагуны. В одних случаях кольцеобразная рифовая постройка, или риф, преимущественно подводная, в других - почти весь гребень рифа представляет собой остров [Шепард, 1976]. Рифогенный остров-атолл, резко погружаясь, покрывался пелагическими осадками и становился полноценным гайотом. Атоллы Энвиеток и Бикини можно рассматривать как гайоты, осадочная часть которых в настоящее время поднялась частично выше уровня моря [Hess, 1946].

Атолл Энвиеток, покоящийся на выровненной поверхности, которая проявлена на глубине более 1 км к север-северо-западу и к югу, разбурен наиболее детально. На шести коралловых островах были пробурены 17 мелких и 3 сравнительно глубокие скважины (F-1, E-1 и K-1B), 2 из которых вошли в щелочные оливиновые базальты на глубине 1267 м (E-1) и 1405 (F-1), в результате чего было установлено, что основанием для атолла служат базальты. Бурение показало, что базальты в северной части атолла вскрыты на 137 м (450 футов) ниже (скв. F-1), чем на южной (скв. E-1) [Ladd et al., 1953; Ladd, Schlanger, 1960; Schlanger, 1963; Ladd, 1973]. Скважина F-1 прошла по внешнему краю рифа и вскрыла предрифовые образования, и скважина E-1 - зарифовые и лагунные [Sailer, Koepnick, 1990].

Осадочную часть атолла Энвиеток составляют карбонатные породы мощностью 1400 м. Верхние слои в основном арагонитовые, более низкие слои преимущественно кальцитовые, а в самых низах преобладают доломиты, которые в керне скважин наблюдаются также на различных глубинах. Как нигде на этом гайоте развита мощная нижняя - рифогенная, мелководная, часть "шапки", поскольку рифообразующие кораллы не живут глубже 100 м, а колонии их встречены по всей глубине буровых скважин. Следовательно, вулканическое основание испытывало постепенное погружение.

Рифовая постройка росла, начиная с позднего эоцена [Sailer, Koepnick, 1990]. Несколько раз она поднималась над уровнем моря и подвергалась эрозии в атмосферных условиях в раннем и позднем миоцене, возможно, в плейстоцене [Ladd, 1973]. О периодическом поднятии поверхности рифовой постройки над уровнем моря свидетельствуют выветрелые известняки на разных гипсометрических уровнях. В миоцене Энвиеток представлял собой остров. Подтверждением тому являются остатки наземной фауны и сухопутной флоры [Ladd, Schlanger, 1960], а также несогласие [Sailer, Koepnick, 1990].

Осадочный разрез в целом до глубины 1400 футов (427 м) принято называть молодыми осадочными породами, а ниже - древними. Молодые породы мягкие и слабо консолидированные, имеют сходство с осадками, которые формируются в настоящее время в лагунных условиях. Характер пород оказывается не везде выдержанным. Это зависит от той части рифа, где пройдена скважина [Sailer, Koepnick, 1990]. Одна из скважин на глубине 40 м вскрыла почти непрерывный разрез массивных плотных известняков, представляющих собой, возможно, рифовый, каркас, другая - весь ряд обломочных пород, состоящих из карбонатных обломков [Ladd, Schlanger, 1960; Шепард, 1976]. Древние известняки литифицированы. В известняках по всему разрезу наблюдается множество кораллов, моллюсков (гастропод и пелеципод), кораллиновых водорослей, фораминифер.

Строение атолла Бикини аналогично строению атолла Энвиеок. Кроме карбонатных пород, большая часть из которых консолидирована, другие породы не были извлечены. Породы содержат те же фоссилии. В отличие от атолла Энвиеок, на Бикини не были обнаружены доломиты.

Из нескольких пробуренных на Бикини скважин наиболее глубокая проникла на 2556 футов (779 м) и вскрыла отложения мелководной лагуны и пририфовые отложения. Для всего разреза характерны остатки мелководных фораминифер. Глубоководные отложения не были обнаружены. Мощность современных и плиоцен-плейстоценовых отложений определена примерно в 230 м. На глубине 259 м встречены осадки миоцена, а на глубине 610 м - олигоцена. Мощность рифогенных известняков, установленная сейсмическим путем, составляет 1300 м [Ladd et al., 1948]. Со склонов атолла Бикини драгой были подняты оливиновые базальты [Dietz, 1954].

На южном продолжении Маршалловой вулканотектонической зоны в пределах островов Тувалу (Эллис) изучен атолл Фунафути. Скважина была пробурена на морской стороне атолла на глубину 340 м. До глубины 194 м она вскрыла пористые, рыхлые известняки, содержащие кораллы, известковые водоросли, моллюски, фораминиферы, в интервале 194-228 м - белые мягкие доломитовые известняки [Ladd et al., 1948]. Мощность известняков, определенная сейсмическими методами, составляет 900-1000 м [Менард, 1966].

Итак, среди гайотов Маршалловой зоны выделяются гайоты (Гарри и Сильвания), в осадочном разрезе которых наблюдаются как мелководные рифогенные образования, так и относительно глубоководные, пелагические осадки, и гайоты (Ратак, Бикар, Эрикуб, Энвиеок, Бикини), в осадочном разрезе которых имеются только мелководные, преимущественно коралловые известняки. Помимо высокого содержания кораллов, в отложениях обильны кораллиновые водоросли, пелециподы, гастроподы, бентосные фораминиферы.

ГАЙОТЫ ПОДНЯТИЯ КАПИНГАМАРАНГИ

На валу Капингамаранги в 21-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" с помощью траления, драгирования, взятия проб прямоточными трубками и обитаемого аппарата "Пайсис" был изучен вертикальный разрез гайота без названия [Свальное и др., 1984]. Гайот расположен к югу от о-ва Номой, входящего в состав Каролинских островов.

Гайот с двумя четко выраженными вершинами, которые расположены на глубине 610-1000 м от поверхности океана, представлен базальтовым основанием и перекрывающей его осадочной "шапкой". Вершинная поверхность базальтового основания в настоящее время находится на глубине порядка 2 км. Галька базальтов вместе с галькой известняков, фрагментами органогенно-обломочных известняков, рудных корок мощностью до 3 см была поднята с глубин 1735-2430 м. Базальты отнесены к пироксен-плагноклазовым субщелочным породам толеитового ряда.

В осадочном разрезе определены меловые, неогеновые и плейстоценовые карбонатные образования, среди которых различаются известняки и перекрывающие их рыхлые осадки. Рыхлые осадки развиты главным образом на склонах гайота, на вершине его наблюдаются лишь в западинах в виде фораминиферового песка с асимметричными знаками ряби течений. Глубже 1500 м распространены фораминиферовые, кокколитовые и фораминиферо-кокколитовые известковые илы со следами роющих организмов. Фораминиферы в осадках принадлежат к планктонным.

На участках, лишенных рыхлых биогенных осадков, в верхней части разреза обнаружены бентоногенные известняки (биокластические кораллово-водорослевые). Бен-

тоногенные известняки принимаются за продукты разрушения рифовых построек. Чаще всего встречаются кораллово-водорослевые, состоящие из угловатых и окатанных обломков кораллов, водорослей и моллюсков. Биокластические принадлежат к зернистым известнякам (калькаренимам) псаммито-алевритовой размерности. Часть из них сложена глинисто-карбонатным материалом и отнесена к отложениям лагун. В самом низу осадочного разреза, по всей вероятности, лежат известняки, обогащенные вулканокластическим материалом, среди которого определены сильно измененные порфиновые базальты.

Возраст палеонтологически охарактеризованных известняков определен от мела до неогена (миоцена). Из разреза выпадают палеогеновые известняки. На палеогеновый период приходится погружение гайота, разрушение рифовой постройки и формирование обломочных биогенных осадков (имеются переотложенные палеогеновые образования).

По условиям формирования карбонатные породы четко подразделяются на две части: нижнюю, мелководную (рифогенную), мощность которой определяется примерно в 1300 м (до подошвы миоценовых осадков), и верхнюю, относительно глубоководную (планктоногенную), мощностью 100-120 м.

Коренные выходы известняков сплошь покрыты железомарганцевыми корками мощностью 2-7 см. На меньших глубинах отмечены рудные пленки, чаще всего встречается охристый налет гидроксидов железа. Карбонатные породы в разной степени фосфатизированы (до 26% P_2O_5). Там, где поверхность известняков кавернозна, в кавернах под рудной коркой наблюдаются цепочки филлипсита, местами с каемкой фосфата. Фосфатизация произошла не раньше позднего миоцена, образование железомарганцевых корок началось не раньше плиоцена.

АТОЛЛ МИДУЭЙ

Атолл Мидуэй в настоящее время представляет собой почти округлый эродированный риф диаметром около 11 км, поднятый с глубин более чем 3660 м, с двумя карбонатно-песчаными островами на юге и мелководной лагуной. На атолле, расположенном в 60 милях северо-западнее оконечности Гавайской горной цепи, были пробурены две скважины, которые полностью пересекли тело рифа и достигли базальтов на севере на глубине около 384 м, на юге - на глубине 157 м.

Исследователи [Ladd et al., 1970], анализировавшие полученные при бурении материалы, пришли к выводу о том, что базальты основания представляют собой толеиты. Последние перекрыты потоками щелочных базальтов, сформировавшихся в наземных условиях или в очень мелкой воде. Свой вывод они основывают на существовании текстур "aa" (лавовые потоки со шлаковой поверхностью) и пахоэхоэ (лавовые потоки, обладающие стекловатой гладкой поверхностью). Ноздреватые, локально измененные до пелитового материала, базальты на поверхности выветривания окислены. Основание оказалось разрушенным процессами выветривания и частично абрадированным в домиоценовое время, после чего началось его погружение и формирование шапки. В результате эрозии и абразии на базальтах образовались конгломераты с галькой щелочных базальтов и мудиеритов, перекрытые пачкой пород нижнего миоцена. Пачка (на севере атолла мощностью 57 м) включает пестрые вулканические и лигнитовые глины, углеродистые и карбонатные сланцы, туфогенные известняки и мергели - породы, которые на других пробуренных атоллах не встречены. Выше следуют нижнемиоценовые рифогенные известняки мощностью 113 м, среди которых имеются доломитовые и детритовые, интенсивно выщелоченные и перекристаллизованные, иногда кавернозные. Эта часть разреза сложена песком, щебнем и карбонатной брекчией. Ниже отметки 283 м обильны вулкани-

ческие обломки. На глубине 301 м в серых глинах отмечаются моллюсковый ракушняк и в виде беспорядочной массы углистые сланцы. В интервале 378-383 м лигнитовые глины содержат обильные остатки наземных растений. На отметке 361 м глауконитоподобные глины переполнены фораминиферами и остракодами. В этой части разреза карбонатный материал интенсивно изменен и слегка доломитизирован [Ladd et al., 1970].

В основании верхнемиоценовых известняков с многочисленными остатками моллюсков и фораминифер (мощностью 22,6 м) наблюдается тонкий слой глины. Постмиоценовые известняки и доломиты составляют 144 м и включают обильные кораллы и кораллиновые водоросли и их фрагменты. Миоценовые известняки (по составу кальцитовые и доломитовые) - крепкие, литифицированные, а постмиоценовые - неконсолидированные. Мощность осадочных образований на севере значительно больше, чем на юге [Ladd et al., 1970].

ГАЙОТЫ ОСТРОВОВ ЛАЙН

Имеющиеся сведения о гайотах островов Лайн крайне скудны [Winterer, 1976; Hein et al., 1985]. Известно несколько гайотов, из которых название имеет один — С.П. Ли (S.P. Lee). На этом гайоте (длиной 125 км и шириной 80 км) было произведено восемь успешных драгирований. Породы были подняты с глубин 1125-2400 м. Гайот исследовался также с помощью видеокамеры, которая прошла участок на глубинах между 1200-2400 и 1050-1800 м, показав, что верхняя часть склонов покрыта осадками. Есть фотографии, на которых видны породы, инкрустированные железомарганцевыми окислами.

Вершинная поверхность гайота С.П. Ли неровная, с остроконечными базальтовыми пиками. Северный склон, в отличие от крутого южного, имеет ступенчатое строение. В верхней части западного склона наблюдаются пики и оползни.

Большая часть извлеченных драгами пород принадлежит обломочным: вулканическим брекчиям, песчаникам и алевролитам с карбонатным цементом. Поднято незначительное количество базальтовых галек, фрагментов железомарганцевых корок (средняя толщина корок около 8-10 мм, максимальная - 45 см) и частей раковин, калькаренинов, фосфоритов. Базальтовые обломки окатанные, измененные, пористые, содержат псевдоморфозы оливина, принадлежат к щелочной серии. Наиболее разнообразны песчаники, среди которых обнаружены карбонатные, туфогенные, в разной степени фосфатизированные, несколько кусков с градиционной слоистостью. Обломки песчаника содержат карбонат- и фторапа-

СИСТЕМАТИКА ГАЙОТОВ ПО ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Хотя гайоты описаны давно [Hess, 1946], общепризнанной систематики их нет. Поэтому авторы уделили этому вопросу особое внимание.

Из изложенных выше материалов в первую очередь следует подчеркнуть, что гайоты - это подводные горы, расположенные на различной глубине от уровня океана и состоящие из базальтового основания и лежащей на нем осадочной части - "шапки".

Вершина некоторых гайотов опущена на глубину более 3 км (вблизи глубоководных желобов), у других достигает уровня океана в виде рифовых островов или атоллов, большая часть которых расположена ближе к экватору. В гайотах Императорской цепи и Гейш глубина расположения вершины от уровня океана закономерно увеличивается в сторону континента.

Базальтовое основание - это большая подводная вулканическая постройка, у которой вблизи уровня океана был в разной степени абрадирован конус. Сама форма гайотов указывает на их вулканическое происхождение. Будучи усеченными конусами с крутизной склонов около 20-25°, гайоты в плане имеют округлую или эллиптическую форму.

В зависимости от продолжительности воздействия на вершину течений поверхность основания у одних гайотов идеально плоская, ровная, у других неровная. Наблюдается вогнутая вершинная поверхность, имеющая небольшой (2-3°) наклон от краев к центру вершины (гайот Навокеано). Есть гайоты, у которых прослеживается небольшой краевой наклон и совершенно плоская центральная часть вершины. Есть гайоты с выпуклым профилем вершинной поверхности. У очень немногих гайотов (Гуадалупе, Хорайзн) установлен небольшой выдержанный наклон всей поверхности вершины (например, у гайота Хорайзн на север). Выявлены гайоты, у которых часть площади вершины горизонтальна, а другая часть круто наклонена в сторону океана. Есть гайоты с косо срезанными вершинами, наклоненными в сторону соседних с ними глубоководных желобов либо частично опущены в них (Дайити Касима). На некоторых гайотах (Исаков, Хорайзн, Ламонт) зафиксированы морские террасы.

В одних случаях основание гайотов полностью скрыто под осадочным чехлом, в других - частично, выступая в виде холмов, куполов или пиков - абразионных останцов или группы скал (от 3-5 до 20-30 м) со следами физического выветривания в условиях волноприбойной зоны. Абразионное происхождение поверхностей ряда гайотов подтверждается находками окатанной базальтовой гальки в конгломератах осадочной части гайотов, абразионными уступами, волноприбойными нишами в базальтовом основании. Есть также и эродированные поверхности, подтверждением чего служат латеритовые почвы (гайот Нинтоку). Выравнивание вершин у некоторых гайотов происходило не за счет абразии, а в результате роста коралловых рифов на вулканических постройках вблизи поверхности океана [Леонтьев и др., 1974] с одновременным их опусканием, как это описал Ч. Дарвин. Например, Ф.П. Шепард [1976] полагает, что на атолле Эниветок отсутствует мелководная абразионная поверхность. Иногда подводная гора опускалась, по всей вероятности, так быстро, что в ископаемом состоянии сохранялись отдельные базальтовые выступы разной высоты, но не более 150 м.

Таким образом, вулканические постройки, прежде чем стать гайотами, проходили стадию острова или атолла. Основание гайотов по своему составу соответствует второму слою океанической коры. Во всех гайотах выдерживается подмеченная исследователями во всех вулканических постройках единая эволюция магматизма: от излияний островных толеитов до формирования дифференцированной щелочно-базальтовой серии и местами (гайот Макарова) до ультращелочной нефелиновой серии [Строение..., 1984]¹.

На многих из них вулканические процессы завершились до возникновения осадочной нашлапки - "шапки", но на некоторых гайотах (Хорайзн, Суйко и др.) вулканизм возобновлялся, выразившись в появлении среди осадочной части разреза потоков базальтов.

"Шапка", в отличие от основания, построена по-разному и имеет разный состав, что является следствием той обстановки, в которой пребывала подводная гора с усеченной вершиной. Проведенный анализ имеющихся к настоящему времени материалов по строению, составу и условиям формирования "шапки" позволил систематизировать гайоты, выделив три типа.

К первому типу гайотов отнесены плосковершинные горы, у которых "шапка" состоит из четко выраженных двух частей: нижней, мелководной, непосредственно

¹ См. также: Initial Rep. 1984. Vol. 55.

располагающейся на базальтовом основании и представленной преимущественно рифогенными образованиями, и верхней, относительно глубоководной, пелагической или гемипелагической. Верхняя, глубоководная, часть "шапки" всегда залегает со стратиграфическим перерывом. Двучленное строение "шапки" установлено у гайотов Императорской цепи, Срединно-Тихоокеанского поднятия, поднятия Капинга-Мариан, Ита-Маитаи (подводные Магеллановы горы), Гарри и Сильвания (Маршалловы острова).

Во второй тип включены гайоты с "шапкой", в которой развиты только мелководные рифогенные образования. К нему относятся гайоты плиты Картографов, подводной горной цепи Гейш (за исключением гайота Дайити-Касима, принадлежащего к первому типу), Маршалловых островов (Бикини, Эниветок, Ратак, Бикар, Эрикуб).

В третий тип выделены гайоты, у которых "шапка" представлена верхней частью, и на базальтовом основании лежат относительно глубоководные пелагические илы (гайоты группы Уэйк и Лайн).

Первый тип гайотов. По существу осадочный разрез на гайотах этого типа представляет собой океанический чехол или первый слой океанической коры. В его верхней части преобладают органогенные и полигенные илы, присутствует глинистый материал. Органогенные осадки представлены фораминиферовыми, нанофоссилиями, диатомовыми илами. Нередко наблюдается вулканогенный материал в виде пепла. Среди илов по минеральному составу выявлены кремнистые и карбонатные. Содержание карбонатных илов увеличивается в направлении к экватору. Особенно четко такая тенденция проявлена на гайотах Императорской цепи. Относительно глубоководные образования, почти все нелигифицированные и чаще неуплотненные, содержат кокколлиты, планктонные фораминиферы, диатомеи, радиолярии, зубы рыб, характеризуют период погружения гайота на глубину.

Нижняя часть осадочного разреза содержит терригенные, вулканогенно-осадочные, органогенные образования. Терригенные включают весь ряд обломочных пород (от конгломератов и брекчий до аргиллитов). Они характерны для основания разреза и свидетельствуют о стадии пребывания вулканической постройки в виде острова. Вулканогенно-осадочные представлены вулканокластическими породами и чаще всего вулканогенными песчаниками. Органогенные образования - преимущественно карбонатные породы (в большей мере известняки, реже доломиты), составляющие наибольшую часть разреза "шапки". Известняки разные по плотности и крепости, сложению. Среди них наблюдаются массивные и зернистые (калькаренины), обломочные, детритово-органогенные, оолитовые. Они содержат бентосные фораминиферы, остатки мшанок, остракод, кораллиновых водорослей, иглокожих, строматопороидей, рудистов, гастропод и других фоссилий. Из органических остатков преобладают мелководно-морские формы. По существу нижняя часть "шапки" гайотов первого типа представляет собой водорослево-мшанковые, водорослево-рудистовые или водорослево-коралловые комплексы отложений, формирование которых происходило в условиях подвижного мелководья. Признаками мелководностиTM, помимо остатков фауны, являются следы волновой абразии в виде волноприбойных ниш, рифогенный характер отложений, наличие конгломератов с хорошо окатанной галькой из базальтового основания, оолитовые известняки (Федоров, 1988]. Последние два признака, кроме того, свидетельствуют о гидродинамической активности.

Скважины редко вскрывают каркасные известняки, составляющие непосредственно тело рифа. В большинстве случаев ассоциация карбонатных пород нижней части осадочного разреза отвечает лагунным образованиям, отчасти склоновым фациям краев рифа - атолла.

Только в нижней части "шапки" гайотов первого типа прослеживаются потоки ба-

зальтов, которые ноздреваты и окислены, подвергались выветриванию с возникновением красноцветных почв, подтверждая субаэральную обстановку в период формирования низов "шапки".

Превращение вулкана в подводную гору с усеченной вершиной, мелководно-морские осадки и смена их глубоководными, а также террасы служат свидетельством вертикальных движений самих гайотов, причину которых следует еще выявить. Но одно несомненно, что перерыв на границе мелководной и относительно глубоководной частей "шапки" не является результатом подъема гайота выше уровня моря с последующим размывом накопившихся осадков. Известно, что большая часть осадков не захороняется в подводных условиях, и осадконакопление может быть нулевым и отрицательным. Неотложение осадка может быть вызвано так называемой равновесной обстановкой, при которой скорости осадконакопления столь малы, что скорость растворения осадка оказывалась равной скорости ее аккумуляции [Селли, 1989]. Вполне допустимо формирование конденсированного разреза, который в отсутствие сплошного керна в период бурения оставался неизученным¹, Рифообразование резко замедлялось, а затем и прекращалось вследствие быстрого погружения подводной горы на глубину ниже фотической зоны, в которой соответствующие организмы и сопровождающие их водоросли не могли существовать, а поступление планктоногенного и гидрогенного материала было крайне незначительным. Не исключено, что накопленные осадки могли быть размывы, как, например, на гайоте Хорайзн, где палеоценовые и раннеэоценовые осадки не обнаружены скважиной, но имеются на склонах в переотложенном состоянии.

Мощность осадочного разреза резко варьирует и измеряется от нескольких десятков метров до километра и более (гайоты Дайити-Касима и Мейджи). Верхняя, пелагическая, часть колеблется от нескольких метров до 300 м на горе Дайити-Касима и 700 м на горе Мейджи. Максимальная мощность осадочного разреза прослеживается на гайотах, приближенных к желобам и частично или полностью в них погруженных.

Второй тип гайотов. У гайотов этого типа базальтовое основание перекрыто лишь рифогенными образованиями, наиболее развит в тропической части океана. Рифогенные образования на гайотах второго типа, в отличие от гайотов первого типа, представлены практически одними известняками, в меньшей мере доломитами и продуктами их переработки в результате денудации. Среди известняков установлены мягкие и крепкие, пористые и плотные, массивные, зернистые и детритовые, литифицированные и нелитифицированные. Все они несут в себе черты мелководного генезиса в условиях лагуны, банки и собственно рифа в зависимости от того, в какой части рифа пройдет скважина. Эта характеристика в большей мере присуща гайотам вблизи экватора. Осадочный разрез, сформировавшийся в некотором удалении от экватора (например, атолл **Мидуэй**, расположенный на южном продолжении подводной цепи Императорских гор), включает вулканические к лигнитовые глины, углеродистые и карбонатные аргиллиты, туфогенные известняки и мергели. Лигнитовые глины содержат остатки наземных растений.

Мелководные, кораллово-водорослевые образования, в отличие от таковых в первом типе гайотов, достигают большой мощности. В большинстве случаев в осковлении разреза не обнаружены следы денудации, что дало возможность Ф.П. Шепард [1976] сделать заключение об отсутствии выровненной вершинной поверхности основания, но крайней мере, на атолле Энвиеок. Этот факт не исключает поднятия вулканического основания вместе с окаймляющим рифом выше уровня и пребывания его в форме островной суши (о чем говорят наземная фауна и флора), в результате чего наряду с другими свойствами известняки приобрели кавернозность и выщелочен

¹ Initial Rep. 1980. Vol. 55.

ность, несогласное залегание за счет растворения. Мощность выщелоченных пород составляет более 20 м [Schlanger, 1963].

Третий тип гайотов. Изучен пока мало, характеризуется отсутствием мелководной рифогенной части "шапки". Непосредственно на базальтах залегают биогенные илы и пески. Г.У. Менард [1966] еще в 60-х годах предполагал существование океанских вулканов, которые достигали поверхности океана, но не были заселены организмами (кораллами). Мощность пелагических осадков обычно незначительна. Поверхность таких гайотов имеет неровный, всхолмленный рельеф с отдельными пиками.

В целом какие-либо закономерности в распределении гайотов того или иного типа в Западной Пацифике не подмечены, если не считать того, что большинство гайотов первого типа тяготеет к краевым линейным поднятиям (Гейш и Императорской подводным горным цепям) северной части Тихоокеанской литосферной плиты и к Срединно-Тихоокеанскому поднятию, второй тип - к приэкваториальной части плиты. В каждом отдельном регионе намечается определенная тенденция в расположении гайотов по глубине, возрасту, строению и составу. Начало формирования "шапки" у гайотов разных регионов различное, но не опускается ниже альба, возможно апта - времени, к которому многие исследователи приурочивают начало глобальной трансгрессии и кардинальной тектонической перестройки.

Анализ представленных материалов позволяет рассматривать гайот не только как позитивную с выровненной вершиной морфоструктуру дна океана, но и как вулканотектоническую структуру со своим строением и историей развития, имеющую базальтовое основание, на котором в виде "шапки" располагаются осадочные образования, и прошедшую в своем развитии стадии: подводного вулкана-острова или атолла-подводной горы (собственно гайота).

Собственно гайотами в их типичном выражении следует признать гайоты первого типа. Второй тип - это не прошедшая полный цикл своего развития структура, находящаяся на одной из намеченных стадий эволюции гайота. Третий тип также причисляется к гайотам на том основании, что гайоты, у которых в самом низу осадочного разреза имеются признаки океанского погружения, известны среди гайотов первого типа. К ним, например, относятся гайоты Мейджи, Суйко, в осадочной части которых, лежащей непосредственно над базальтовым основанием, обнаружены нанофоссилиевые фораминиферовые образования. По существу это гайоты, на усеченной вершине которых осадочный разрез только формируется.

Пробуренные скважины и результаты, полученные другими способами исследований, позволяют говорить о вертикальном характере разреза гайотов, но не дают возможности судить об особенностях седиментации в площадном, горизонтальном, направлении.

Те немногочисленные данные, которые имеются в литературе, позволяют различать на гайотах осадки, накопившиеся на вершинах ("шапка"), склонах и у подножия, и обратить внимание на их существенные различия в силу неодинаковых обстановок и механизма поступления осадочного материала и его осаждения. На склонах и у подножия формируются наряду с пелагическими и грубообломочные гравитационные образования, а у подножия, кроме того, часты глыбы и турбидитные осадки. Грубообломочные отложения склонов и подножия принадлежат к продуктам разрушения базальтового основания и органогенных построек с возникновением вулканических брекчий, грубодетритовых известняков и других обломочных пород. Частично обломочный материал является эдафогенным и, как правило, покрыт железомарганцевой коркой.

Процессы фосфатизации проявлены среди осадочных образований (от раннего мела до эоцена) обеих частей "шапки" и склонов. Интенсивно фосфатизированы известняки: оолитовые, калькарениты, биокластические (рудистовые, мшанково- и кораллово-водорослевые, фораминиферо-нанофоссилиевые и др.). В меньшей мере

фосфатизации подвержены песчаники, алевролиты, конгломераты и брекчии, которые приобрели карбонатно-фосфатный цемент. Фосфатизированные породы по своим характеристикам отвечают лагунно-рифогенным образованиям.

В заключение следует отметить следующее. Изложенные материалы позволяют подчеркнуть, что гайоты - несомненно результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов (тектонических, вулканических, денудационных и седиментационных). Все еще остаются необъяснимыми процессы поднятия и опускания гайотов; неясно, почему гайоты в одних случаях образуют протяженные подводные цепи, в других - имеют площадное расположение. Каковы причины возникновения неодинаковых по строению и составу рифовых построек у гайотов первого и второго гипов, место и время фосфатообразования и других полезных ископаемых?

Глава 2

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГАЙОТОВ ПО ДАННЫМ ДЕТАЛЬНЫХ РАБОТ

ЮЖНОЕ ОКОНЧАНИЕ ИМПЕРАТОРСКОГО ХРЕБТА

Участок расположен в зоне сочленения Императорского и Гавайского хребтов, продолжением которых являются выделяющиеся здесь несколько крупных положительных морфоструктур: горы Милуоки, массив Дженкинс, гора Колахан, гора О'Брайн (рис. 3).

Горы Милуоки, расположенные в северо-западной части изученного района, составляют южное звено цепи Императорского хребта. Они представлены системой возвышенностей высотой 4700—4800 м, находящихся на общем цокольном основании, которое приподнято над окружающим дном на 200—300 м. Подошва цоколя находится на глубинах порядка 5000 м; глубина вершин 250—300 м. В систему входят горы: Камму, Юряку, Дякокуджи.

Гора Камму представляет собой двувершинную вулканическую постройку с выпуклым профилем склонов, выполаживающихся сверху вниз от 10—15 до 3—5°, и выровненной вершинной поверхностью. Горы Юряку и Дякокуджи — одновершинные вулканические постройки с крутыми склонами и выположенными основаниями. Драгированием охарактеризованы: юго-западный склон горы Камму (интервал 4200—700 м), южные склоны гор Юряку (интервал 4200—2600 м) и Дякокуджи (интервал 3800—3500 м).

В нижней части склонов выполнено четыре станции драгирования (ст. В13-1, -5, -6, -7), на которых получено различное количество каменного материала (табл. 1). Преобладающим типом пород всех станций являются базальты (80—90%), в подчиненном количестве встречены обломки брекчий, гиалокластиты, железомарганцевые корки и конкреции. На двух станциях (гора Юряку) подняты два мелких обломка (до 2 см) фосфоритов. Базальты представлены изометричными обломками и клиновидными сегментами пиллоу-лав, достигающими 8—10 см в поперечнике. На большинстве из них отмечаются корки и примазки гиалокластитов либо тонкие корочки стекла бурого цвета. По текстурно-структурным особенностям базальты делятся на массивные, слабопористые, пористые разности, афировый и порфировый типы. На горе Дякокуджи (ст. В13-7) в них отмечены пироксенитовые включения (до 2 см). Брекчии состоят из обломков афировых и порфировых, в различной степени измененных базальтов и стекла, которые сцементированы смектитовым материалом светло-серого, белесого цвета. Железомарганцевые корки подняты в виде обломков (толщина до 3—5 см) и инкрустаций на обломках базальтов. Мелкие железомарганцевые конкреции в ядрах содержат обломки измененных базальтов и стекла.

Верхние участки склонов (интервал 2700—700 м) охарактеризованы тремя станциями драгирования только на горе Камму. Здесь, как и на нижних частях склонов, преобладающим типом пород являются базальты (80%); в меньшем количестве присутствуют брекчии, гиалокластиты, железомарганцевые образования, фосфориты. Отличие состоит в появлении обломков органогенных известняков. Базальты — угловатые обломки размером до 8—10 см. Структура пород афировая, редко — порфировая, порфировая. Порфировые выделения в основном представлены плагиоклазом и оливином. Текстура массивная, иногда пористая. Поры пустые и запол-

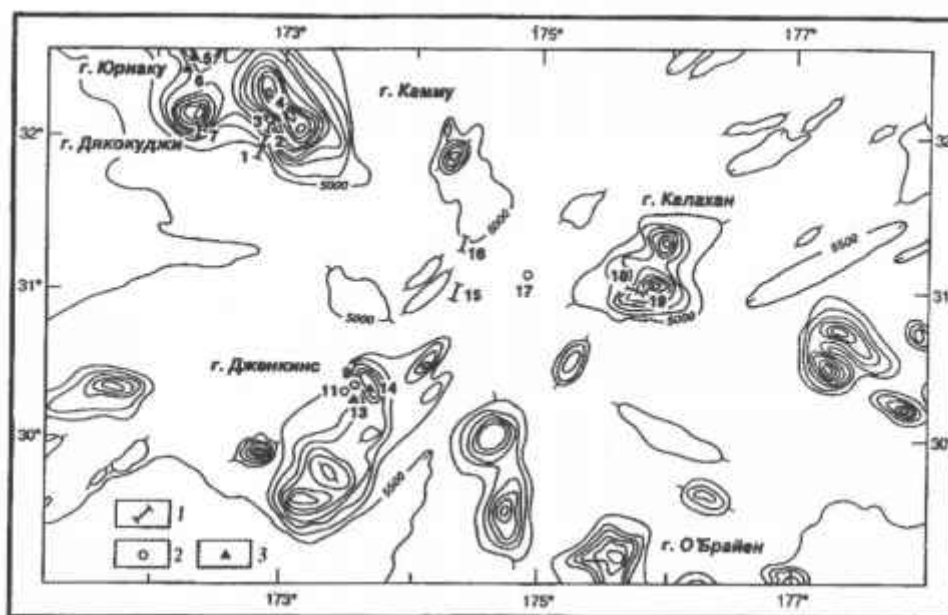


Рис. 3. Батиметрическая схема южной части Императорского хребта с расположением станций драгирования и трубок в 13-м рейсе нис "Академик Александр Виноградов"
 / — драги без фосфоритов; 2 — места отбора проб трубами; 3 — драги с обломками фосфоритов.
 Глубины — в метрах ниже уровня моря

ненные смектитом и гидроксидами. Известняки органогенные, белого, светло-серого цвета, изометричной формы, размером до 5—7 см.

Анализ драгированного материала позволяет предположить, что мы имеем дело с продуктами разрушения вулканогенной, существенно эффузивной толщи, в которой присутствуют маломощные прослои и линзы гиалокластитов. Привершинные части гор и выровненные вершины сложены, по-видимому, вулканогенно-осадочными образованиями и органогенными (рифогенными) известняками.

Массив Дженкинс расположен между горами Милуоки и Колахан, несколько южнее них. Это вулканический массив, вытянутый в субмеридиональном направлении, на общем цокольном основании которого расположены четыре отдельные вершины. Подошва массива четко соответствует изобате 5000 м, имеет размеры 120 x 60 км. Драгировалась самая северная гора массива, имеющая абсолютную измеренную отметку 2360 м, и крутые склоны, осложненные пиками высотой до 300 м.

При драгировании нижней части склона ст. В 13-9,13 (интервал 4100—3500 м) поднят каменный материал, основную часть которого составили обломки и мелкие глыбы (до 20 см) пиллоу-базальтов с типичным секториальным и клиновидным строением и часто с тонкой бурой корочкой закалывания. В отдельных образцах (обр. В13-9/16, 13/5) отмечается переход от слабоизмененных базальтов к полностью смектитизированным разностям с сохранением структурно-текстурных особенностей породы. Базальты — слабопористые афировые и редкопорфировые разности. Отдельную группу составляют порфировые, грубопорфировые (кавернозные) и миндалекаменные базальты, которые являются, по-видимому, центральными частями подушек и шаров пиллоу-лав. Наряду с базальтами встречены обломки брекчий, железомарганцевые конкреции, корки и обломок фосфорита (2 см) массивной текстуры кремового цвета.

В привершинной части горы (интервал 2500—2360 м) было драгировано 10 кг каменного материала, основной объем которого составили железомарганцевые корки,

Результаты драгирования в южном окончании Императорского хребта

Станция	Район	Координаты		Интервал драгирования, м	Характеристика материала
		с. ш.	в. д.		
В13-1	Гора Камму, юго-западный склон	32°0Г	172°53'	4200-3500	Мелкие обломки базальтов, стекла, железомарганцевых корок (0,2 кг)
В13-2	Там же	32 03	172 54	2700-2100	Обломки базальтов, брекчий, пемзы, известняков; аргиллит (?), (2,5 кг)
В13-3		32 05	172 58	1500-900	Базальты с железомарганцевой коркой, брекчий (2 кг)
В13-4		32 07	172 59	800-700	Угловатые обломки базальтов, рифогенных известняков; фосфорит (2,5 кг)
В13-5	Гора Юряку, южный склон	32 27	172 17	2900-2600	Обломки и щебень базальтов; брекчий, гналокластиты, железомарганцевые корки, фосфорит (7 кг)
В13-6	Там же	32 25	172 16	4200-3200	Щебень базальтов (с фрагментами пиллоу-лав), брекчий, железомарганцевые конкреции и корки, пемза, фосфорит (15 кг)
В13-7	Гора Дякокуджи	31 58	172 23	3800-3500	Обломки и щебень базальтов, брекчий, гналокластиты, железомарганцевые конкреции и корки
В13-13	Гора Дженкинс, юго-западный склон	30 18	173 36	4080-3480	Обломки базальтов, стекло, брекчий, железомарганцевые конкреции и корки; фосфорит (20 кг)
В13-14	Там же	30 19	173 41	2500-2360	Базальты, кремни, фосфорит; железомарганцевые конкреции и корки (10 кг)
В13-15	Между горами Милуоки и Колахан	31 00	174 23	5300-4700	Железомарганцевые конкреции (16 кг)
В13-16	Там же	31 17	174 24	4700-4040	Железомарганцевые корки на осадочных породах (10 кг)

конкреции, вулканогенно-осадочные породы. Толщина корок 2—5 см; подложкой для них являются верхние части и межподушечные пространства пиллоу-лав, представленные гналокластитам и смектитизированными базальтами. В ядрах железомарганцевых конкреций присутствуют глинистые породы, гналокластиты, обломок фосфорита (обр. В13-14/11). Базальты — мелкие обломки, инкрустированные железомарганцевой коркой. Среди них выделяются массивные и тонкопористые разновидности. Поднято также три плотных мелких обломка кремней серого, белого и кремового цветов.

Таким образом, полученные материалы свидетельствуют о том, что все драгированные горы сходны по составу слагающих их пород и являются вулканами. Помимо вулканических пород, в их строении принимают участие вулканогенно-осадочные образования, органогенные известняки, кремни. Известняки и вулканогенно-осадочные породы слагают наиболее верхние части разрезов. К этим же частям тяготеют фосфатопоявления. Кремни встречаются в средних частях разрезов, и их геологическая позиция до конца не ясна. Это дает основание предположить, что некоторые вершины изученных гор (горы Милуоки, отдельные вулканы массива Дженкинс) находились в субаэральных условиях, а затем опустились на современную глубину. Это не противоречит данным, полученным в результате глубоководного бурения на соседних, более северных, горах, входящих в структуру Императорского хребта.

РАЙОН ОГАСАВАРА

В районе Огасавара изучались, кроме подводного плато Огасавара, банка Рамапо, возвышенность Уеды и возвышенность на океаническом борту желоба Волкано, где также встречены фосфориты и железомарганцевые корки. Плато Огасавара расположено в зоне сочленения глубоководных желобов Идзу-Бонинского и Волкано (рис. 4). В 1984 и 1986 гг. здесь были проведены комплексные геолого-геофизические исследования, результаты которых опубликованы в ряде работ [Васильев, 1988; Геология..., 1991; и др.]. Общая длина плато (с запада на восток) 380 км, максимальная ширина (по долготе 144°) 230 км. Подошва его соответствует изобатам 4500—5000 м.

Плато состоит из трех массивов-гайотов: Западного, Центрального и Восточного, причем два последних находятся на общем цоколе. Западный массив расположен на островном склоне Идзу-Бонинской дуги. Протягиваясь в северо-западном направлении на 60 км при ширине 25 км, он смыкается с обширной, меридионально простирающейся подводной платформой, погруженной на 500—3000 м ниже уровня моря, на которой находится цепь островов Бонин. Поверхность массива находится на глубине 1300—1400 м; отдельные узкие гребни его имеют глубину 1100—1150 м. Юго-западный склон массива пологий (5—7°), северо-восточный (10—15°) с уступами, имеющими крутизну 20—30° и высоту до нескольких сотен метров, присутствуют многочисленные каньоны.

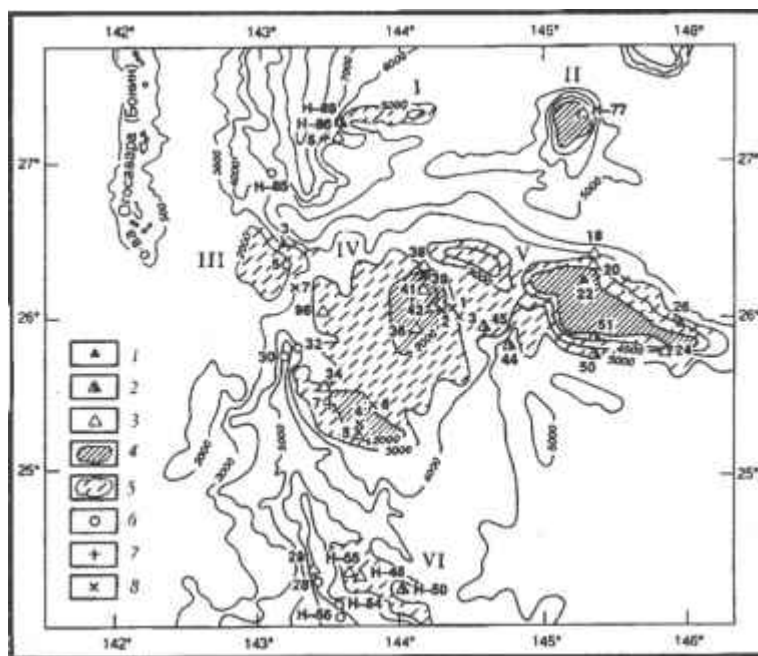


Рис. 4. — Станции драгирования фосфоритов подводного плато Огасавара

Станции: 1 — с преобладанием фосфоритов, 2 — со средним содержанием в драгированном материале, 3 — с единичными обломками и желваками, переотложенными в миоцен-четвертичных осадках; 4, 5 — площади; высокопродуктивные на богатые (4) и перспективные на богатые и разубоженные (5) фосфориты; 6 — станции драгирования пород мелового пелагического карбонатно-кремневого комплекса; 7, Н — станции драгирования фосфоритов японскими исследователями: 7 — рейс КН-87-3 нис "Хакухо-Мару", Я — рейс КН-86-9 нис "Тансей-Мару". Подводные возвышенности: I — поднятие Уеды, II — банка Рамапо, III—V — гайоты Огасавара (III — Западный, IV — Центральный, V — Восточный), VI — поднятие Волкано

Здесь и далее: цифры с индексом "Н" — станции 4-го рейса нис "Академик Александр Несмеянов", остальные — 7-го рейса нис "Академик Александр Виноградов"

Самый крупный Центральный массив в плане имеет овальную форму, отделен от двух других перемычками: от Восточного — шириной 40 км, а от Западного — 5—10 км. Перемычка с Западным массивом длиной 50 км и глубиной 4 км разделяет глубоководные желоба Идзу-Бонинский и Волкано. Центральный массив четко обособляется от цоколя по изобате 3000 м, имея диаметр в основании около 50 км. Расчлененная его поверхность наклонена с северо-запада на юго-восток ($1,5\text{--}2^\circ$), в связи с чем глубина ее изменяется от 500 до 950 м. В северной части массива наблюдается конусообразная вулканическая постройка. Склоны имеют крутизну $10\text{--}15^\circ$, местами — до 12° (западный склон).

Восточный массив вытянут с северо-запада на юго-восток на 135 км при ширине до 45 км (по изобате 2500 м), поверхность его полого ($0,5\text{--}1^\circ$) наклонена в том же направлении. Минимальная глубина около 500 м. Крутизна склонов в верхней части до 20° , в нижней — $5\text{--}10^\circ$. Более крутой южный склон прорезан каньонами.

Цоколь плато, на котором расположены вышеописанные массивы, погружается на глубину от 2500—3000 до 4500—5000 м в виде террасовидных ступеней, разделенных уступами, на севере — крутыми, на юге — более пологими.

К северу от Восточного массива располагается банка Рамапо, представляющая собой изометричную в плане подводную гору с плоской вершиной, находящейся на глубине 70 м. Ширина горы в основании около 50 км (по изобате 5000 м). Кроме перечисленного, на западной окраине океанической плиты присутствуют хребет Уеды, простирающийся на 70 км от края Идзу-Бонинского желоба с запада на восток, и поднятие Волкано, граничащее на западе с одноименным желобом и вытянутое на юго-восток под небольшим углом по отношению к оси желоба (см. рис. 4). Поднятие Уеды возвышается на 2—2,5 км, а поднятие Волкано — на 1—1,5 км выше своего подножия, при вершинах, располагающихся на глубине около 4 км ниже уровня. На всех перечисленных поднятиях установлена фосфатная минерализация [Волохин и др., 1987; 1988; Васильев и др., 1986 а,б].

Геологический разрез поднятий

В строении гайотов принимают участие магматические и осадочные породы, из которых магматические составляют фундамент, а осадочные — "шапку".

Фундамент Центрального и Восточного массивов наиболее детально рассмотрен в материалах по драгированию на станциях Восточного массива (В7-18, -20, -26 — в северной части массива, В7-50, -51, -24 — в южной), а также в каньоне на южном склоне цоколя плато Огасавара между Восточным и Центральным гайотами (ст. В7-44, -45) [Геология..., 1991]. Верхняя часть вулканического фундамента охарактеризована породами со ст. В7-36, расположенной на южном склоне Центрального массива (табл. 2).

Для всех станций (в интервале глубин от 4700 до 1440 м) отмечены подушечные лавы базальтов со стекловатыми корками, в большинстве своем бурыми, окисленными (исключая лавы со ст. В7-36), что позволяет предполагать их излияние на небольших глубинах при свободном доступе кислорода атмосферы. В случае ст. В7-36, по-видимому, существовали иные условия излияния лав, связанные с затруднением доступа атмосферного кислорода. В фундаменте Центрального и Восточного массивов широко развиты связанные друг с другом постепенными переходами толеиты, ферротолеиты и субщелочные базальты, которые ранее параллелизовались частично с толеитами гавайского типа, частично с примитивными внутриплитными базальтовыми комплексами [Геология..., 1991]. Учитывая одинаковую обогащенность этих пород калием, фосфором и литофильными микроэлементами, что сильно отличает их от названных комплексов, комплекс плато Огасавара выделяется теперь в качестве особого типа базальтов KLAEP.

Строение Западного массива значительно сложнее. Здесь были драгированы

Таблица 2
Результаты драгирований в районе поднятия Огасавара

Станция	Район	Координаты		Интервал драгирования, м	Характеристика материала
		с.ш.	в.д.		
1	2	3	4	5	6
Хребет Уеды					
B7-14	Западный склон	27°13' 27 11	143°32' 143 33	5740–5600	Базальты, туфопесчанники, фосфорит (один образец), железомарганцевые корки (до 3 см) (100 кг)
H4-86	Там же	27 14 27 16	143 37 143 37	5800–5500	Слаболитифицированные глины, алевролиты, базальты, базальтовые брекчи, сцементированные фосфатным веществом, фосфориты, железомарганцевые конкреции и корки
H4-88	"	27 16 27 17	143 35 143 36	4800–4900	Базальты, туфы базальтов, брекчи из обломков базальтов с апатит-сметитовым цементом и железомарганцевые корки
B7-16	Подножие северного склона	27 24 27 24	144 07 144 08	5080–4560	Пиллоу-базальты — свежие и измененные (замещенные смектитом) (100 кг)
B7-10	Идзу-Бонинский желоб, западный борт	26 51 26 51	143 18 143 17	7680–7500	Габбро-диабаз, диориты (1 кг)
B7-12	Там же	26 48 26 48	143 16 143 17	7160–7080	Серпентиниты, метаморфизованные гарибургиты, базальты, долериты, туфы, пемзы (10 кг), слабо уплотненные туфоалевролиты (10 кг)
H4-75	Банка Рамано	27 18 27 21	145 27 145 27	4860–4720	Слаболитифицированные осадочные породы с тонкой пленкой железомарганцевых окислов, пемза
H4-76	Там же	27 18 27 18	145 25 145 23	4320–3680	Подушечные лавы субщелочных базальтов, толентовые базальты, пемза, осадочные слабоуплотненные породы
H4-77	Банка Рамано	27 18 27 18	145 19 145 19	2200–2160	Вулканические породы щелочного ряда (фонолиты, трахиты, фосфориты)
H4-78	Там же	27 18 27 18	145 18 145 18	1850–1250	Рифогенные известняки
H4-79	"	27 18 27 18	145 11 145 14	250–120	То же
Западный массив Огасавара					
B7-1	Восточное подножие	26 26 26 27	143 21 143 21	5200–5000	Базальтовые брекчи со смектит-карбонатным заполнителем (20 кг), глинисто-известковый фораминиферо-кокколитовый ил (плиоцен) (25 кг)
B7-3	Северо-западный склон	26 25 26 25	143 12 143 11	4000–3700	Органогеино-детритовые известняки, фосфориты, железомарганцевые корки (до 20 см), редкие кремни и пемзы (70 кг)
B7-5	Восточный склон	26 20 26 18	143 11 143 09	2450–2100	Пироксениты, перидотит, гипербазиты, базальты, туфы, кремни, известняки, мшанково-литотамниевые и кремнистые известняки (30 кг)

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Западный массив Огасавара					
B7-6	Юго-западный склон	26° 11' 26 11	142° 58' 142 59	2850–2750	Мелководные и микритовые нанофораминиферовые базальтовые брекчии, туфы, туфопесчаники, пемзы, полукристаллические красные глины, слабоглинистый известковый настил, железомарганцевые корки на брекчиях и глинах (2 см) (20 кг)
B7-7	Там же	26 14 26 14	143 00 143 00	1400–1250	Слаболитифицированные псаммитовые туффиты, покрытые железомарганцевой коркой (до 0,5 см), алевроиты, песчаники, глинисто-известковый ил (40 кг)
B7-8	Вершинное плато	26 14 26 15	143 06 143 07	1660–1500	Лерцолиты, гарцбургиты, вебстериты, серпентиниты, габбро-амфиболиты, туфы, слаболитифицированные туфопесчаники, алевролиты, аргаллиты (30 кг)
B7-9	Там же	26 12 26 11	143 05 143 06	1350–1250	Гарцбургиты, вебстериты, серпентиниты, габброиды, туфы, брекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты, железомарганцевые корки (50 кг)
Центральный массив Огасавара					
B7-38	Северный склон	26 14 26 13	144 09 144 08	2560–2000	Мелкие обломки осадочных терригенных пород, известняков, пемз (3 кг)
B7-39	Там же	26 13 26 13	144 08 144 09	2000–1400	Базальты дресвянистые, известняково-фосфоритовые брекчии, фосфориты, туфопесчаники, железомарганцевые корки (до 5 см) (300 кг)
B7-36	Вершинное плато	25 54	144 05	1440–1200	Базальты, фосфориты, туфопесчаники, железомарганцевые корки (до 8,5 см) (65 кг)
B7-37	Там же	26 07 26 07	144 08 144 08	1110–900	Обломки пемзы, смектита (2 кг)
B7-42	"	26 06 26 04	144 14 144 15	1230–990	Вулканомиктовые дресвяники, граувакки, железомарганцевые корки (до 4 см), фосфориты, вулканические шлаки и пемза (5 кг)
B7-41	"	26 11 26 09	144 09 144 09	900–640	Конгломератобрекчии, гравелиты и мелкогалечные конгломераты с апатитовым цементом, граувакки, железомарганцевые корки (до 1 см) (20 кг)
B7-44	Каньон на восточном склоне	25 50	144 44	4700–4500	Аргиллиты, смектитизированные гва-локластиты, базальты, брекчии, железомарганцевые конкреции и корки (до 6 см), фосфориты (400 кг)
B7-45	Там же	25 53	144 33	3480–3440	Базальты, туфы, туфоалевролиты, железомарганцевые корки (до 9 см), фосфориты, пемза (15 кг)
B7-46	Подножие восточного склона	25 50	144 30	3840	Колонка 245 см. Переслаивание алевролитов, псаммитов и миктитов, известковистых, фораминиферовых

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Центральный массив Огасавара					
B7-47	Седловина между Восточным и Центральным массивами	25° 58'	144° 48'	4420	Колонка 14 см. Пелит плотный, неслоистый
B7-34	Каньон на юго-западном склоне	25 40 25 37	143 25 143 26	4000–3200	Органогенные известняки, фосфориты, пемзы (50 кг), железомарганцевые корки (до 1 см)
Восточный массив Огасавара					
B7-18	Северный склон	26 25	145 25	4140–4100	Осадочные брекчии базальтов, базальты, полукристаллические глины, фосфориты, железомарганцевые корки на глинах и фосфоритах (до 1,5 см) (80 кг)
B7-20	Там же	26 19 26 19	145 23 145 22	3550–3250	Базальты, слабокристаллические глинисто-песчаные брекчии и глинисто-известковые породы, фосфориты, железомарганцевые корки (до 1,5 см) и конкреции (10 кг)
B7-21	"	26 15 26 14	145 20 145 20	2800–2360	Белые мелкокоралловые известняки, глинистые известняки и коричневые слабокристаллические аргиллиты, покрытые железомарганцевой коркой (до 1 см), кислые породы (1 кг)
B7-22	"	26 14 26 14	145 20 145 19	1720–1330	Известково-фосфатные брекчии, фосфориты, мелкокоралловые известняки, железомарганцевые конкреции и корки (до 3 см) (50 кг)
B7-26	"	25 53 25 52	146 00 146 00	3100–?	Базальты, известково-фосфоритовые брекчии, фосфориты, мелоподобные известняки, пемзы, железомарганцевые конкреции и корки (до 1 см) (5–6 кг)
B7-49	Плоская вершина массива	25 58	145 18	1165	Колонка 70 см. 0–20 см – псаммит средне-крупнозернистый; 20–70 см – дресва базальтов
B7-50	Южный склон	25 46 25 45	145 17 145 18	4700–4500	Базальты, граувакки, алевролиты, брекчии, железомарганцевые корки (до 4 см), пемза, фосфориты
B7-51	Там же	25 48 25 50	145 20 145 20	4040–3550	Железомарганцевые корки (до 6 см), базальты, известняки, фосфориты
B7-24	"	25 44 25 46	145 57 145 56	3700–3080	Пиллоу-базальты, базальтовые брекчии с кальцит-апатитовым цементом, фосфориты, известняки, железомарганцевые конкреции и корки (10 кг)
B7-25	"	25 46 25 47	145 50 146 00	2480–2160	Рифогенные органогенно-обломочные известняки, покрытые железомарганцевой коркой (до 3 см), глинисто-известковый ил (3 кг)

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Желоб Волкано					
B7-29	Островодужный склон	24° 21' 24 22	143° 33' 143 22	8200–6400	Лавы и туфы базальтов, габбро, гипербазиты, слаболитифицированные глины, песчаники, брекчии, пемзы, обломки фосфоритов (0,8 кг)
H4-45	Океанический склон	24 19 24 20	143 39 143 39	7800–7600	Базальты, измененные вулканические стекла, фосфориты, апатитовые корки на базальтах, железомарганцевые конкреции, слаболитифицированные красные глины (200 кг)
H4-55	Там же	24 18 24 20	143 40 143 42	8400–7820	Базальты, вулканические стекла, замещенные смектитом, слаболитифицированные красные глины, апатитовые выположения пустот и трещин в базальтах (0,6 кг)
H4-50	Вершина возвышенности Волкано на океаническом борту	24 13 24 15	144 01 144 01	5000–4000	Мелководные органогенно-детритовые известняки, базальты, долериты, туфы базальтов, андезитов-базальтов, андезитов и дацитов, трахиты, железомарганцевые конкреции, фосфориты (500 кг)

(ст. B7-8, -9) породы офиолитовой серии: серпентиниты, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации гарцбургиты, различные пироксениты, троктолиты, габбро-нориты и другие габброиды, а также лавы толеитовых и субщелочных базальтов *KLAEP*. Породы этого комплекса слагают наиболее возвышенную часть (ядро) Западного массива. Наиболее древние осадочные образования, представленные верхнемеловыми рифогенными известняками с остатками нериней, рудистов, двустворок, подняты гипсометрически ниже (с глубин 2,9–4 км) на северном (ст. B7-37-го рейса нис "Академик Александр Виноградов") и восточном (ст. 7 рейса КТ-86-9 японского судна "Тансей Мару") склонах [Васильев и др., 1986a; Preliminary..., 1989].

Здесь же, в окрестностях Западного массива, обеими экспедициями драгированы породы островодужного комплекса: базальтоиды известково-щелочной серии, бониниты, андезиты и их туфы и туфолавы, туфоосадочные породы эоцена—миоцена. Вершина и склоны массива покрыты маломощным и невыдержанным по мощности покровом туфогенных песчаников, алевролитов и глин глинисто-известковых и известковых нанофораминиферовых илов миоцена и плиоцен-четвертичного возраста.

Японские исследователи рассматривают Западный массив как одно из поднятий передовой (внешней) вулканической дуги, протягивающейся вдоль бровки западного борта глубоководных желобов Волкано и Идзу-Бонинского. Считая возраст зарождения Бонинских островных дуг эоценовым, они предположили, что известняки на восточном выступе Западного массива были аккрецированы с подводной горы на океанической плите [Preliminary..., 1989. С. 280]. Морфометрические исследования с помощью многолучевого эхолота и изображения структур в трехмерном пространстве позволили американским исследователям предположить в восточной части Западного массива и в западной части Центрального массива наличие обдуцированных пластин [Smoot, Richardson, 1988]. Эта версия представляется правдоподобной, учитывая, что толеитовые и субщелочные базальты типа *KLAEP*, драгированные на ст. B7-1 в основании островодужного склона и на ст. B7-5 на Западном массиве,

аналогичны базальтам фундамента Центрального массива и могли представлять вместе с меловыми рифовыми известняками фрагменты обдущиванной части океанической плиты. В то же время большая часть базальтов, поднятых с островодужного склона желобов и Западного массива, но петрохимическим данным, принадлежит к островодужным или окраинно-морским толеитовым сериям и генетически родственна габброидам офиолитовой серии, драгированной здесь же [Геология..., 1991].

Альтернативная трактовка предполагает заложение внутренней и внешней вулканических дуг в эоцене на океанической коре. Самые древние (меловые) осадочные породы, представленные как относительно глубоководным пелагическим кремнисто-карбонатным комплексом, так и мелководным комплексом рифовых известняков и брекчий, драгированы с обеих бортов глубоководных желобов Идзу-Бонинского и Волкано и являются характерными фациями океанических котловин и поднятий приэкваториальных областей. В этом случае меловые рифогенные известняки Западного массива представляют собой останец осадочной шапки гайота, разрушенной островодужным вулканизмом в палеогене.

В разрезе осадочной шапки массивов (гайотов) Огасавара и в осадочном покрове подножий гайотов по макро- и микрофауне ранее были выделены несколько фаунистических возрастных ассоциаций: меловая, палеоценовая (переотложенная в плейстоценовых илах), позднемиоцен-раннеплиоценовая, позднеплиоцен-раннесплейстоценовая и четвертичная [Аблаев и др., 1987]. Драгированный со склонов гайотов и с бортов глубоководных желобов материал — фации, формировавшиеся в резко отличных условиях поднятий (вершинных плато и склонов подводных гор) и разделяющих их котловин (плитный океанический осадочный чехол), которым дается характеристика далее. Дополнительные данные по изучению микрофаунистических остатков в фосфоритах (см. главу о фосфоритах) позволяют уточнить стратиграфическую схему осадочной шапки Центрального и Восточного массивов Огасавара и несколько восполнить недостаток данных по палеогену.

В разрезе Центрального и Восточного массивов Огасавара (самых крупных фосфоритоносных структур в районе) на позднеюрско-раннемеловом магматическом фундаменте залегают следующие комплексы.

1. Нижне-верхнемеловой рифовый комплекс. Сложен в различной степени фосфатизированными мелководными известняками, известковыми и известняково-вулканитовыми осадочными брекчиями мощностью от 500 до 1200 м.

Комплекс полого залегает на выровненной поверхности вулканогенной толщи, расчлененной на блоки крутопадающими сбросами, движения по которым проходили после накопления основной части осадочной толщи. Он резко обрывается на краях массивов без заметного конседиментационного утонения слоев, что характерно и для других возвышенностей: Шатского, Обручева и Хесса. Этот комплекс охарактеризован фауной рудистов, других моллюсков, позволяющих датировать его широко (от поздней юры до позднего мела) [Аблаев и др., 1987]. Распространенность поздне-меловых фораминифер в фосфоритах, поднятых с вершинного плато и верхних частей склонов, по-видимому, свидетельствует о том, что в начале позднего мела, в предсенонское время или в начале сенона, рифообразование практически прекратилось, а позже, в значительную часть позднемеловой эпохи, происходило отложение сравнительно мелководных нанофораминиферовых илов, принадлежащих вышележащим слоям, условно названным здесь фосфоритовым горизонтом.

2. Фосфоритовый горизонт. Представлен различными текстурными типами фосфоритов [Волохин и др., 1987, 1988], в первооснове сформировавшихся путем фосфатизации преимущественно нанофораминиферовых илов, по фауне планктонных и бентосных фораминифер и нанопланктона (см. главу "Фосфориты...") охватывает интервал от позднего мела (предположительно от сенона) до позднего миоцена включительно, в котором сконцентрированы по крайней мере три эпохи накоп-

ления карбонатных нанофораминиферовых илов (позднемиоценовая, эоценовая и миоценовая) и эрозии (палеоценовая, олигоценовая и, возможно, в позднем миоцене—плиоцене). Мощность горизонта, по-видимому, изменчива и невелика, учитывая распространенность смешанных эоцен-миоценовых комплексов нанопланктона в образцах фосфоритов (см. главу "Фосфориты..."), предположительно варьирует от сантиметров до первых метров.

3. Верхнемиоцен-четвертичные известковые илы и мел. Это туфогенно-осадочные песчаники, алевролиты, коричневые глины, шлаки и пемзы среднего и кислого состава, железомарганцевые конкреции и корки. Многочисленная фауна и флора планктонных и бентосных фораминифер, кокколитофорид, диатомей позволила А.Г. Аблаеву с соавторами [1987] выделить в отложениях этой толщи верхнемиоцен-плиоценовый, верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовый и четвертичный фаунистические комплексы. Верхнемиоцен-четвертичные известковые и туфогенно-осадочные образования содержат переотложенные обломки и желваки фосфоритов и, по-видимому, фиксируют на гайотах Огасавара постфосфоритовую стадию седиментации, в которую происходило накопление пелагических нанофораминиферовых илов и глин на погруженных глубже 400—500 м вершинных поверхностях, склонах, эпизодически нарушаемое привносом эксплозивного вулканического материала с ближайших островных дуг, локальными подводными размывами, оползнями и суспензионными потоками, при которых часть материала магматического фундамента и осадочной шапки смывалась со склонов гайотов.

Породы (крупные глыбы до 40 см и щебень) рифового ниже-верхнемелового комплекса были драгированы вместе с обломками базальтов с вершин и эскарпов Западного, Центрального и Восточного массивов Огасавара, банки Рамапо и возвышенности Волкано (ст. В7-3, -5, -22, -25, -26, -34, -36, -38, -39, 51; Н4-45, -50, -55, -77) (см. рис. 4, табл. 2). Органогенные известняки и известковые брекчии, поднятые с глубин 1200—4000 м на массивах Огасавара и около 5000 м на возвышенности Волкано, содержат обильные остатки макрофауны кораллов, рудистов, других двустворчатых и брюхоногих моллюсков, известковых водорослей, морских ежей, ракообразных, планктонных и бентосных фораминифер, стеклянных губок и других организмов. Скелеты и их обломки сцементированы спаритовым кальцитом, либо микритом, заполняющим поры и промежутки между органическими остатками. Распространены копрогенные выделения гастропод и других бентосных организмов палочковидной, эллиптической и веретенообразной формы, размером 0,2—0,5 (до 2) мм, иногда слагающие до 30% площади шлифа. Все образцы несут следы сверления моллюсками и губками, игравшими значительную роль в дроблении твердого известнякового субстрата (биофрагментации) и формировании материала известняковых брекчий и песчаников. Породы этой мелководной ассоциации несут следы более поздней метасоматической фосфатизации, и с ними пространственно тесно связаны фосфориты.

В известняках Центрального массива Огасавара (ст. В7-34) В.Д. Худиком были установлены беспозвоночные мелового возраста: *Durania*, *Lopha* ex gr. *Carinata* (Lamark), *Aucella* sp., представители родов *Pseudomesalia*, *Vanikaropsis*. Кроме этого встречаются виды родов *Griphaea*, распространенные в юрско-палеоценовых отложениях, *Entolium* (юра—мел), *Parvamussium* (юра—ныне), *Lithophaga* (карбон—ныне). Крупные рудисты, сходные с *Plagioplichus*, обнаружены на станциях Западного (ст. В7-3), Центрального (ст. В7-39) и Восточного (ст. В7-26) массивов Огасавара. Кроме того, на Западном массиве (ст. В7-3) найдены моллюски *Trochacteon*, близкие к актеонеллидам (род *Ovacteonella* Djal. по современной систематике), существовавшие в течение среднего альба—турона [Аблаев и др., 1987]. Фаунистические остатки свидетельствуют о ранне-позднемиоценовом возрасте рифового комплекса шапки гайотов Огасавара.

Верхнемиоцен-четвертичный туффито-осадочный комплекс гайотов Огасавара,

залегающий на вершинных плато на известняках и фосфоритах, а на склонах на базальтах и туфах, имеет изменчивую мощность. По данным НСП, подошва комплекса устанавливается в значительной мере условно по подошве пачки, ниже которой отражения реверберационного слоя плавно затухают с глубиной. Этот комплекс образован слоями, дающими интенсивные отражения, крайне невыдержанные по простиранию, и включает, по-видимому, ряд фациально изменчивых стратонов, суммарная мощность которых на пологих склонах и седловинах между гайотами варьирует от 100 до 600—700 м. Комплекс сложен брекчиями из обломков базальтов, известняков, фосфоритов, сцементированных алевролит-глинистым и известковистым матриксом. Кроме брекчий, развиты граувакковые песчаники и алевролиты, сложенные зернами базальтов, вулканических базальтовых стекол, пироксенов, плагиоклаза, эпидота, смектита, амфибола и глауконита, реже кварца, сцементированных глинистым, смектитовым и гидрослюда-смектитовым или глинисто-известковым заполнителем. В некоторых образцах встречаются прослои, обогащенные круглыми и овальными железомарганцевыми конкрециями размером 3—8 см, в ядрах которых содержатся обломки базальтов и фосфоритов. Породы биотурбированы. Кроме вулканитовых или смешанных брекчий, песчаников и алевролитов, драгированы также известковистые породы: слаболитифицированный мел, мергели, известковые нанофораминиферовые илы, железомарганцевые корки.

Верхнемиоцен-плиоценовая часть комплекса на Центральном (ст. 38) и Восточном (ст. 21 — на вершине, и ст. 18 — в нижней части Северного склона) массивах охарактеризованы планктонными и бентосными фораминиферами *Spheroidinopsis subdehiscens* Blow, *S. seminulins* (Schw.), *Globigerina nepenthis* Todd, *G. decoraperta* Takayanagi et Saito, *Globoquadrina altispira* (Gushm. et Jarv.), *Pulleniatina primalis* Blow, *Anomalinulla glabrata* Cush., *Dentalina* sp., *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *P. quingeloba* (Reuss.), *Nodosaria* aff. *erbessini* (d'Orb.), *Stilostomella* sp., *Lagena* sp., *Pyrgo serrata* (Brady), *P. depressa* d'Orb.) (определения С.П. Плетнева).

Нанопланктон представлен *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, *D. pseudo-variabilis* Martini et Worsley, *D. bolli* Martini et Bramlette, *D. broweri* Tan, *D. pentaradiatus* Tan, *D. surculus* Martini et Bramlette, *D. quinqueramus* Gartner, *D. exilis* Martini et Bramlette, *D. extensus* Hay, *Ceclococcolithina leptopora* (Murray et Blackman), *Cyclococcolithina macintyreii* (Bukry et Bramlette) Bukry, *Coccolithus pelagicus* (Willich) Shiller, *Ceratolithus tricorniculatus* Gartner, *Fjelicosphaera selii* (Bukry et Bramlette) Jafar et Martini, *Scyphosphaera amphora* Deflandre, *Scyphosphaera conica* Kamptner, *Helicopontosphaera camptneri* Hay et Mochler. (определения М.Г. Бирюлиной). Комплекс фораминифер позволяет говорить о позднемиоцен-раннеплиоценовом, а нанопланктона — о плиоценовом (с переотложенной позднемиоценовой флорой) возрасте содержащих их мела и известковистых алевролитов и песчаников [Аблаев и др., 1987].

Сходные по вещественному типу осадки слагают и верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовую часть осадочного чехла гайотов Огасавара. Планктонные фораминиферы *Globorotalia ronda* Blow, *G. humerosa* Tak. et Saito, *Globigerinoides extremus* Bolli et Berm.; бентосные фораминиферы — *Lagena* sp., *Dentalina notaenella* Saidova, *Gibicoides fumeus* Saidova, *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Bullimina rostrata* Brady, *Heglundina elegans* (d'Orb.), *Anomallinula* sp., *Uvigerina ampullacea* Brady (определения С.П. Плетнева) и нанопланктон — *Discoaster broweri* Tan, *D. pentaradiatus* Tan, *Helicopontosphaera camptneri* Hay et Mochler, *Cyclococcolithus macintyreii* (Bukry et Bramlette), *Umbilicosphaera mirabilis* Lohmann (определения М.Г. Бирюлиной) установлены в этой части разреза чехла на Восточном массиве (ст. В7-22) [Аблаев и др., 1987]. На Центральном массиве в слабосцементированных разнотернистых песчаниках ст. В7-41 обнаружены планктонные фораминиферы *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orb.), *G. tosaensis* Tak. et Saito, *G. humerosa* Tak. et Saito, *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *G. conglobatus* (Brady), *G. trilobus* (Reuss), *G. ruber* (d'Orb.). В алевролитах ст. В7-45, расположенной глубже, на

седловине между Центральным и Восточным массивами, встречены планктонные фораминиферы *Globigerinoides extremus* Bolli et Berm., *Globorotalia tossensis* Tak. et Saito, *G. unguolata*, свидетельствующие о верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовом возрасте охарактеризованных этой фауной и флорой осадков.

Четвертичные осадки — известковые илы и глины с прослоями кислых и средних пеплов — на Западном (трубка В7-52, -53) и Центральном (трубка В7-46), а также в седловине между массивами (трубки В7-54, -55, -56) содержат микрофауну фораминифер *Globorotalia inflata* и бентосные — *Pyrgo*, *Serrata*, *Pullenia bulloides*, *Cibicides* sp. Присутствие фораминифер *Globigerinoides ruber rosseta*, *G. extremus*, *G. fistulosis*, *Globorotalia tossensis* свидетельствует о наличии вместе с плейстоценовыми формами нижнеплейстоценовых видов [Аблаев и др., 1987 а, б]. По колонке В7-54 (глубина 3550 м, длина 168 см), помимо фораминифер, встречены океанические неритические и сублиторальные формы плейстоценовых диатомей, большая часть видов которых (кроме *Coscinodiscus pseudoincertus*, *Nitsschia reinholdii*) распространены и в современном планктоне [Аблаев и др., 1987]. Мощность осадков, вскрытых на вершинной поверхности Западного массива на ст. 52 (горизонт 3,3 м), хотя и охватывает только часть плейстоцена, но позволяет предположить полную мощность плейстоценовых и голоценовых отложений в западных участках вершин гайотов до первых десятков метров. Верхнемиоцен-четвертичный комплекс, который, достигая на отдельных участках мощности в несколько сотен метров, в склоновых глинистых брекчиевых фациях, фациях подножий склонов и местами на вершинах (например на ст. В7-96), содержит переотложенные обломки и желваки фосфоритов, иногда покрытые железомарганцевой коркой.

В фундаменте банки Рамапо распространены подушечные лавы субщелочных базальтов (ст. Н4-75, -76). В верхней части фундамента (ст. Н4-77) установлены титанистые толеиты гавайского типа, нефелиновые фонолиты и трахиты, близкие к распространенным на островах Полинезии [Геология..., 1991]. Шапка осадочных пород банки Рамапо (ст. Н4-78, -79) сложена органогенными и органогенно-детритовыми рифогенными известняками с остатками моллюсков родов *Siphonalia* и *Griphaea*, распространенных в бентосных ассоциациях позднемиоценового—раннепалеогенового времени субтропических районов Западной Пацифики и Средиземноморья [Васильев и др., 1986 а, б]. Кроме угловатых фрагментов известняков, с поверхности банки Рамапо с глубины 120—250 м была драгирована и их хорошо окатанная галька. Поверхность банки Рамапо покрыта пленкой известковых илов, содержащих планктонные фораминиферы *Globigerina neputhes*, *Globigerinita glutinata*, *G. uvula*, *Globigerinoides ruber*, *G. conglobatus*, *Globorotalia margaritae*, *Globobulimina humerosa*, датирующие илы миоцен-ранним плиоценом (определения О.А. Ткалич).

На хребте Уеда драгированы (ст. Н4-86, -88, 89; В7-13, -14, -16) подушечные лавы толеитов и субщелочных базальтов типа KLAEP, аналогичные базальтам плато Огасавара, выше которых залегают вулканомиктовые брекчии, граувакковые песчаники с фосфатным цементом и фосфориты (ст. Н4-86, -88; В7-14 нис "Академик Александр Несмеянов" и "Академик Александр Виноградов" и ст. 5 рейса КН-87-3 японского судна "Хакухо Мару"), а также алевриты, пемзы и шлаки.

На поднятии Волкано, расположенном к югу от Центрального массива Огасавара на западном крае океанической плиты, подушечные лавы субщелочных базальтов, лавы и туфы трахитов, пантеллеритов, трахириолитов перекрыты мелководными органогенными и оолитовыми известняками (ст. Н4-50) с остатками кораллов, брюхоногих и двустворчатых моллюсков, разнообразных водорослей и губок, что свидетельствует о принадлежности известняков к рифовым фациям. Брюхоногие моллюски, по определению В.Д. Худика, представлены родами *Epitonium* и *Terebra*, встречающимися в бентосных сообществах субтропических и тропических зон и обнаруженными с раннего палеогена. Ядра двустворчатых моллюсков *Mastra*, извест-

ных от мела доныне, также типичный элемент прибрежных субтропических зон Западной Пацифики, наряду с другими остатками фауны и флоры свидетельствующий о том, что поднятие Волкана представляло собой в раннем палеогене, а возможно, еще в позднем мелу атолл либо его фрагмент, погруженный позднее до глубин 4,5—5 км [Васильев и др., 19866].

Геологический разрез котловин

В осадочном разрезе межгорных котловин и нижних частей склонов гайотов принимают участие позднеюрско-меловые, палеогеновые и миоцен-четвертичные образования, изученные с разной полнотой как по результатам драгирования и отбора материала трубками непосредственно в районе Огасавара, так и по данным глубоководного бурения на сопредельных территориях советскими и зарубежными исследователями.

Самые древние (нижне-верхнемеловые) осадочные образования межгорных (межгайотных) котловин обнажаются в глубоководных желобах Идзу-Бонинском и Волкане, а также на перемычке между Западным и Центральным массивами Огасавара. Они представлены толщей микрозернистых мелоподобных известняков (мела) с прослоями, плитами и желваками кремней и реже яшм ранне-позднемелового возраста, именуемой в тексте пелагическим кремнево-карбонатным комплексом. На сейсмограммах эта акустически проницаемая толща отличается от распространенных на Центральном, Восточном массивах и банке Рамапо меловых рифовых известняков наличием уверенно прослеживаемых отражающих границ, разделяющих акустически полупрозрачные пакки, и отсутствием четко выраженной поверхности акустического фундамента.

Породы пелагического мелового комплекса драгированы на северном замыкании глубоководного желоба Волкана (ст. В7-30, -32, -59), 100—120 миль южнее, на островодужном склоне этого желоба (ст. В7-28; Н4-54, -56), а также на островодужном склоне на южном замыкании Идзу-Бонинского желоба (ст. Н4-85 и ст. В7-3 и В7-5). В последних двух случаях обломки серых и светло-серых кремней и микритовых мелоподобных известняков подняты вместе с мелководными рифовыми известняками, калькаренидами и фосфоритами с относительно небольших глубин — 2,1—4 км (табл. 3).

Образцы силицитов представлены неправильной формы желваками с гладкими округлыми краями, размером до 27 X 16 X 13 см, линзами и невыдержанными по мощности (0,5—7 см) пластинами, а также щебнем — продуктом разрушения желваков и пластин при драгировании, либо вследствие природных процессов. Кремневые породы несут следы контакта с известковыми (мелом и мелоподобными мягкими известняками), которые в подчиненных количествах присутствуют здесь же, в драгах. Кроме силицитов и мела (мелоподобных известняков и мергелей), встречаются известковистые и известковые кремни, а в известковых породах — участки окремнения. Все это несомненно свидетельствует, что драгированные кремни и яшмы представляют собой конкреционные образования в мелоподобных мягких известняках, значительная часть материала которых была вымыта при подъеме драг.

Карбонатные породы. Карбонатные породы пелагического кремнево-карбонатного комплекса представлены мягкими, но плотными мелоподобными известняками светлых окрасок: белыми, светло-серыми, светло-желтыми. Реже встречаются серые мягкие глинистые известняки и мергели. В породах прослеживается слабо выраженная тонкая (0,2—2 мм) горизонтальная и линзовидная слоистость, но чаще они биотурбированы. В шлифах известняков обычны целые и полурастворенные скелеты мелких (0,1—0,35 мм) планктонных фораминифер, иногда составляющих до 25—30% от площади шлифа, и радиолярий, рассеянных среди основной микрозернистой массы породы, тонкие кальцитовые иглы длиной до 0,08 мм. Сохранность органических ос-

Таблица 3
Станции драгирования пород пелагической кремнисто-карбонатной ассоциации
в районе поднятия Огасавара

№ станции	Координаты		Глубина драгирования, м	Морфоструктурная позиция
	с.ш.	в.д.		
B7-30	25°45'	143°13'	5600—5300	Северное замыкание желоба Волкано Островной склон Океанический склон
	25 46	143 13	5300—4760	
B7-32	25 47	143 19	6940—6600	Желоб Волкано, островной склон Там же
	25 48	143 17		
B7-28	24 18	143 27	8400—7450	"
H4-54	24 19	143 25		
	24 09	143 33	7400—6200	Южное замыкание Идзу-Бонинского желоба, островной склон
H4-56	24 12	143 39		
H4-85	24 12	143 37	2450—2100	Островной склон в зоне сочленения желобов Идзу- Бонинского и Волкано
B7-5	26 54	143 04		
	26 55	143 03		
	26 20	143 11		
	26 18	143 09		

татков различная; иногда порода целиком сложена микритовым кальцитом, содержащим (до 35%) сферы и чечевицы, размером 0,08—0,25 мм, выполненные более крупным, чем в основной массе породы, кальцитом и реже кварцем. Эти сферы и чечевицы являются, по-видимому, преимущественно результатом выполнения полосей скелетов фораминифер и радиолярий. В микритовой массе встречаются остатки астеродискусов и кокколитофорид.

В минеральном составе карбонатных пород главенствует низкомagneзиальный кальцит, встречаются аутигенный кварц (халцедон) и реже неорганический опал. Менее 1% составляет обломочная алевритовая примесь, в которой преобладают таблитчатые, частично корродированные зерна средних и основных плагиоклазов, бурые угловатые обломки вулканических основных стекол и остроугольные обломки кварца с волнистым погасанием. Встречаются комочки (до 0,1 мм), сложенные мелкочешуйчатым агрегатом буровато-желтого и зеленовато-желтого смектита, — предположительно продукта замещения основных вулканических стекол. Кроме того, в шлифах карбонатных пород отмечены алевритовые частицы гетита, гематита, микроконкреции и мелкие фрагменты корок железомарганцевых окислов.

Среди карбонатных пород встречены известняки и кремнистые известняки с обломочной структурой (калькарениды), в которых округлые и угловатые светлые обломки известняков, эллиптические пеллеты, сложенные темным мелкозернистым и коллоидально-зернистым кальцитом (иногда до 30—35% площади шлифов), и раковины фораминифер (до 5%) сцементированы микро- и мелкозернистым кальцитом. Калькарениды варьируют от сортированных до несортированных. В кремнистых калькаренидах аутигенный мелкозернистый кварц выполняет полости редких мелких фораминифер и радиолярий, трещины, а также вместе с кальцитом образует изолированные агрегаты (размером 0,1—0,2 мм) неправильной ("лоскутной") формы. Известняковые обломки иногда представлены фрагментами створок моллюсков, панцирей иглокожих.

Эллиптические и цилиндрические пеллеты размером 0,1—0,3 мм представляют, по-

видимому, копрогенные выделения зоопланктона и мелкого бентоса. Сами обломочные известняки (калькарениты), скорее всего турбидиты или переотложенные биокластиты, свидетельствуют, что часть материала пелагического карбонатно-кремневого комплекса поступала в меловое время с близлежащих подводных гор и гайотов, что приводило к смешению глубоководных и относительно мелководных комплексов фораминифер и других организмов, нередко отмечаемое в породах комплекса.

Кремневые породы. Среди кремневых пород пелагического мелового комплекса преобладают серые кремни. Им подчинены известковистые и известковые кремни, а также коричнево-красные яшмы. Последние подняты в виде мелких (до 10 см) остроугольных обломков и плиток.

Макротекстуры кремней несут следы интенсивной биотурбации первичного осадка: пятнистые, линзовидно-слоистые. Контуры линз и пятен причудливы, размер от первых миллиметров до первых сантиметров. Линзы и пятна фиксируют окремнение, развивавшееся неравномерно в биотурбированном карбонатном или кремнисто-карбонатном осадке. В шлифах кремней наблюдаются остатки фораминифер, как сохранивших известковые скелеты, так и замещенных кремнеземом (халцедоном). Известковистые участки шлифов кремней и известковых кремней часто импрегнированы аморфными гидроокислами железа и глинистым веществом, что обуславливает бурые и буро-желтые цвета этих участков. Породы преимущественно микрозернистые (0,001—0,005 мм), местами коллоидально-зернистые.

По данным рентгеновского дифрактометрического анализа, в минеральном составе кремней преобладает кварц, в подчиненном количестве находится кальцит. Опал-КТ в породах практически отсутствует, что свидетельствует о завершенности диагенетической трансформации кремнезема. Кроме того, встречаются (менее 2—3%) мелкие зерна гематита и хлопьевидные выделения гидроокислов железа (в яшмах), хлопья и микроконкреции железомарганцевых окислов, скопления агрегата смектита, единичные зерна пироксенов.

Органические остатки в кремневых породах представлены целыми и полуразрушенными раковинами фораминифер, радиолярий. Как и в мелоподобных известняках, в кремнях и известковистых кремнях обычны продолговатые и округлые эллиптические темные (буроватые) пеллеты, а также экскретные комки неправильной формы, размером 0,05—0,25 мм, сложенные микрозернистым и аморфным карбонатным и кремневым материалом. Количество пеллет и комков достигает 15% площади шлифов. Кальцит стенок камер фораминифер частично замещен радиально-лучистым халцедоном. Внутренние полости камер и трещин в породе заполнены кальцитом или агрегатом мелких зерен кальцита и кварца, либо только кварцем. В полостях раковин, трещин, ходов илюдов часто развиты мелкие (0,03—0,04 мм) глобулы, с концентрическим сферолитовым строением и корки из сросшихся глобул и полуглобул халцедона, свидетельствующие о стадийном хемогенном отложении кремнезема на стенках пустот и трещин в диагенезе и раннем катагенезе.

Известковистые и известковые кремни по составу промежуточные между кремнями и известняками и содержат 5—25% кальцита в первых, и 25—50% — во вторых. Основной компонент этих пород — кварц (халцедон) составляет более 50% породы. Структурные и минералогические черты, отмеченные выше для яшм и кремней, свойственны также и этим породам. По сравнению с кремнями и яшмами в них наблюдается лучшая сохранность и большее содержание раковин фораминифер с камерами, выполненными микрозернистым и коллоидально-зернистым кальцитом и кварцем, и стенками камер, частично замещенными халцедоном. Внутренняя поверхность камер иногда покрыта глобулами (размером 0,01—0,15 мм) и скоплениями глобул халцедона и опала, напоминающими леписферы. Встречаются известковистые силициты с псаммитовой обломочной структурой, где фрагменты раковин моллюсков, кораллов, известковых водорослей, а также пеллеты, обломки спикул

кремневых губок, раковины планктонных и бентосных фораминифер и радиолярий сцементированы глинисто-кварцевым микрозернистым материалом. Эти обломочные известковистые кремни представляют, по-видимому, окремненные известковые турбидиты.

Большинство силицитов кремнево-карбонатной ассоциации — это продукты диагенетической сегрегации кремнезема, происходившей в первично относительно однородном радиоляриево-наофораминиферовом иле. Достоверно диатомовые паншири в шлифах не обнаружены. Однако наряду с радиоляриями, они могли также играть какую-то роль в последующем окремнении первичного осадка как источники кремнезема кремневых желваков и линз, но не сохраниться вследствие их нестойкости в диагенезе.

Мел, мергели и кремни пелагического комплекса (ст. Н4-54) содержат, по заключению С.В. Точиной, радиолярии четырех возрастных ассоциаций: 1) валанжинготеривской (слои с *Staurosphaera trachyostraca*—*St. septemporata*, включающей кроме вида-индекса *St. septemporata* (Parona), *Tricolocapsa* sp., *Sethocapsa* (?) aff. *orea* Foreman, *Dictyomitra* aff. *carpatica* Losynjak, *D. aff. cosmocanica* Foreman, *Gongylothorax oblongus* Yao, *Ultranapora* sp.; 2) апт-альбской (слои с *Acaeniotyle umbilicata* — *Eucyrtis tenuis*), содержащей *A. umbilicata* (Rust), *A. diaphorogona* Foreman, *Cenellipsis* sp. (доминант), *Holocryptocanium japonicum* Nakaseko, *Dictyomitra albiensis* Aliev, *D. formosa* Squinabol, *D. produsta* Aliev, *Pseudodictyomitra carpatica* Losynjak, *Tripilidium* (?) *dendrocanthos* Squinabol; 3) альб-коньякской (слои с *Holocryptocanium geisersensis*), где кроме единичных экземпляров вида-индекса присутствуют *Dictyomitra* sp., *Cryptamphorella* sp.; 4) кампан-маастрихтской (слои с *Gongylothorax barbui*), где кроме вида-индекса отмечены *Acanthosphaera* sp., *Dictyomitra veneta* *Gongylothorax* sp., *Lithocampae* sp. [Васильев и др., 19866]. Последняя фаунистическая ассоциация, по мнению И.А. Басова и В.С. Вишневецкой [1991], имеет, скорее всего, сеноман-туронский возраст.

В слабо сцементированных известняках этого комплекса, драгированных вместе с кремнями с океанического борта желоба Волкано (ст. В7-32), установлены планктонные фораминиферы *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno, *A. blowi* Pessagno, *Rotalipora greenhornensis* (Morrow), *Dicarinella canaliculata* (Reuss), *Globigerinelloides* sp., *Marginotruncana* cf. *marginata* (Reuss), *Heterohelix reussi* (Cushman), датирующие известняки сеноман-сантоном. Здесь же, в некоторых образцах этой станции присутствуют относительно мелководные бентосные фораминиферы *Astacolus* sp., *Anomalinoidea* sp., *Gyroidea* *primitiva*, *Darbyella* sp.. На северном замыкании желоба Волкано (ст. В7-59) в плитчатых известковистых породах установлены также фораминиферы сеноман-сантона. Однако комплекс бентосных фораминифер, найденных здесь, более глубоководный, чем на ст. В7-32.

В совместном захоронении с фораминиферами присутствует меловой нанопланктон *Arkhangelskiella cimibiformis* Vekshina, *Biscutum constans* (Gorka), *Zigodiscus spiralis* Bramlette et Martine и др. (определения М.Г. Бирюлиной).

В районах, расположенных восточнее, севернее и южнее плато Огасавара и гор Михельсона, отложения пелагического карбонатно-кремневого комплекса вскрыты скважинами глубоководного бурения: скв. 52, 195, 196 в Северо-Западной котловине, скв. 199, 801, 802, 585 — в Восточно-Марианской впадине. В большинстве случаев скважины не достигли акустического фундамента, и разрез мелового (позднеюрско-мелового) карбонатно-кремневого комплекса начинается алевритовыми глинами, кремневыми аргиллитами, железистыми темно-коричневыми аргиллитами с линзами и желваками кремней с обломочной вулканитовой примесью и прослоями пеплов и вулканокластическими турбидитами. Низы комплекса, вскрытые скв. 801 в Восточно-Марианской впадине, датируются келловеем, а севернее рассматриваемого района в скв. 196 — поздней юрой; верхи этого комплекса в южных районах (Восточно-Марианской впадине) включают весь верхний мел вплоть до **Маастрихта**, а в Северо-Западной котловине отмечается значительный перерыв, охватывающий большие

интервалы верхнего мела и палеогена [Басов, Вишневская, 1991]. Возраст низов и верхов пелагического карбонатно-кремневого мелового комплекса варьирует в пределах нескольких веков от региона к региону, а состав зависит от тектонического режима и условий накопления: карбонатно-кремневые илы накапливались выше глубины карбонатной компенсации, а на участках, погруженных глубже ее, отлагались коричневые цеолитовые глины с прослоями, линзами и желваками кремней.

Учитывая данные глубоководного бурения на сопредельных (хотя и удаленных) территориях и имеющийся фаунистический материал по образцам, драгированным в желобах Идзу-Бонинском и Волкано, можно предположить, что карбонатно-кремневый комплекс в районе Огасавара охватывает весь мел от валанжина до Маастрихта, а, возможно, включает также берриас и позднюю юру.

В настоящий момент в желобах Идзу-Бонинском и Волкано породы меловой кремнево-карбонатной ассоциации находятся на глубинах 4,5—8 км. Однако так как западная окраина Тихого океана с мелового периода претерпела погружение на 1,5—3 км и местами больше, можно предположить глубины их отложения около 2—5 км или даже менее. Значительная часть этого осадочного покрова отлагалась ниже поверхности лизоклина и выше критической глубины карбонатонакопления.

Меньшую роль в формировании пелагического карбонатно-кремневого комплекса играл мелководный известковый раковинный детрит, привнесенный турбидными потоками. Осадки подвергались биотурбации, влиявшей на локализацию кремневых стяжений и ход диагенетического кремнеобразования. Количество реакционно-способного органического углерода было достаточным для создания преимущественно восстановительной среды диагенеза. Лишь локально в осадке существовали участки с повышенным окислительным потенциалом среды, и было возможно отложение окисных форм железа и формирование желваков и линз сургучно-красных яшм. Цитологические черты и состав пород свидетельствуют о формировании кремнево-карбонатной ассоциации на достаточном удалении от источников силикатического континентального материала, в открытой части океана. Существенных отличий карбонатно-кремневый меловой комплекс на океанической и островодужной сторонах глубоководных желобов не имеет, что позволяет считать заложение желобов и островных дуг (Бонинской и Марианской) на океаническом фундаменте в эоцене или палеоцене вполне вероятным, особенно если учитывать повсеместное распространение этого комплекса в нижней части островодужных склонов желобов. Это, впрочем, не исключает наличия обдуцированных океанических фрагментов, к которым, может быть, принадлежит часть Западного массива Огасавара.

Вместе с породами кремнево-карбонатной ассоциации не было драгировано ни одного обломка фосфоритов, и сами они не несут никаких следов фосфатизации. Только на ст. В7-3 и В7-5, на Западном массиве Огасавара, где несколько небольших обломков мела и кремней драгированы вместе с мелководными рифогенными известняками, встречены и фосфориты.

Палеогеновые отложения в районе Огасавара почти не изучены. В туффитах ст. В7-6 (интервал драгирования 2850—2750 м) на Западном массиве Огасавара содержатся планктонные фораминиферы *Globorotalia pseudomenardii* Bolli, *Acarina intermedia* Subb.) и бентосные из рода *Reophax*, по всей вероятности, позднепалеоценового возраста. В седловине между Западным и Центральным массивами (ст. В7-59) с глубины 4760—4000 м, подняты слаболифтифицированные карбонатные породы, содержащие фораминиферы *Globorotalia pseudomenardii* [Аблаев и др., 1987]. Можно ожидать, что в межгорных котловинах палеогеновые осадки развиты мало и представлены туфогенными и карбонатными отложениями. Зато более полно охарактеризован фауной и флорой [Аблаев и др., 1987] позднемиоцен-четвертичный интервал, по данным драгирования и кернам, сложенный известковистыми алевролитами и песчаниками, писчим мелом и красными пелагическими глинами, пемзами и шлаками.

В материале глубоководной ст. В7-1 и некоторых других присутствуют практически все виды позднемиоцен-плиоценовых фораминифер и нанофосилий, которыми охарактеризован разрез поднятий (см. выше). Возраст отложений верхнемиоцен-плиоценового интервала трактуется неоднозначно по фораминиферам (поздний миоцен—ранний плиоцен) и по нанофосилиям (плиоцен). Плиоценовые и четвертичные осадки, поднятые на станциях В7-45, -2, -3, -4, -5, -16, -30, -52, -53, -54, -59 и других и хорошо охарактеризованные фораминиферами, нанофосилиями, диатомами [Аблаев и др., 1987; Васильев и др., 1986 а,б], представлены известковистыми илами, алевролитами, глинами, кислыми и средними туфогенными отложениями, различными склоновыми брекчиями с коричневым глинистым или известково-глинистым матриксом и обломками базальтов, известняков, фосфоритов, железомарганцевых корок и железомарганцевыми конкрециями.

Палеоцен-среднемиоценовый интервал наименее освещен в литературе, и существует предположение, что палеогеновому периоду в северо-западной Пацифике отвечал длительный перерыв регионального значения [Басов, Вишневская, 1991]. Действительно, в скв. 303 и 304, пробуренных в глубоководной котловине (глубина океана около 5600 м), на интервал осадков, пройденных без отбора керна, в котором мог быть заключен почти весь верхний мел, палеоген и ранний—средний миоцен, приходится соответственно 28 и 9,5 м, что позволило предположить наличие эрозионной поверхности между меловыми и верхнемиоценовыми отложениями¹.

На более поднятых участках (поднятие Шатского, скв. 305) присутствуют все отделы палеогена, представленные преимущественно карбонатными фораминиферовыми и нанопланктонными илами. Следует отметить, что в скважинах глубоководного бурения, пробуренных в глубоководных котловинах ближе к району Огасавара, значительные мощности осадочного чехла проходились без отбора керна. На неопробованный интервал между миоценовыми (средне-позднемиоценовыми) цеолитовыми красными глинами и нанофосилиевым мелом с кремнями мелового возраста приходится несколько десятков метров (до 76 м в скв. 194). В скв. 199, пробуренной юго-западнее рассматриваемого района, в восточной части Каролинской абиссальной равнины, палеоценовые осадки представлены мелом с кремнями, а средне-позднемиоценовые, залегающие выше 76-метрового неопробованного интервала, — коричневыми глинами².

На подводных горах Огасавара и гайотах Марианской котловины (гора Ита-Майтаи) эоценовые отложения представлены фосфатизированными наноилами. Это позволяет предположить, что в разрезе нижних частей склонов гайотов возможно присутствие мела с кремнями палеоценового и эоценового возраста небольшой (сравнительно с меловыми осадками) мощности. В переуглубленных участках дна, находящихся ниже критической глубины карбонатонакопления, либо на отдельных стратиграфических уровнях, разрезы могут быть маломощными и сложенными цеолитовыми красными глинами с прослоями и желваками кремней, с прослоями пеплов и вулканокластических турбидитов.

Меньшая полнота разреза и меньшая мощность палеогеновых и ранне-среднемиоценовых осадков, по сравнению с меловыми, в котловинах Северо-Западной Пацифики, по-видимому, связаны с их переуглублением по отношению к критической глубине карбонатной компенсации и с меньшей глубиной последней. Причиной переуглубления могло служить остывание литосферной плиты, а причиной уменьшения критической глубины — уменьшение биопродукции вследствие перемещения плиты из экваториальной области, отличающейся высокой биопродуктивностью, в северную аридную область с низкой продукцией кремневого и известкового планктона [Кеппе, 1975].

¹ Initial Rep. 1975. Vol. 32.

² Там же. 1973. Vol. 20.

ХРЕБЕТ МИХЕЛЬСОНА

Подводный хребет Михельсона расположен на западном фланге горной системы Маркус-Уэйк в районе ее сочленения с плато Огасавара. Он включает несколько гайотов (рис. 5), из которых детальными работами покрыты гайоты Поллукс и Кастор.

Гайоты представляют собой плосковершинные изометричные в плане подводные горы, с крутыми расчлененными каньонами. Они возвышаются на 1—2,5 км над общим цоколем по изобате 5000 м, имея ширину 21—68 км. Глубины у подножий хребта превышают 5500 м. Вершины гайотов лежат на глубинах 1500—1300, 1500—1000 м. Конфигурация вершинных поверхностей гайота Кастор приближается к треугольнику, а гайота Поллукс — к ромбу, вытянутых в субширотном направлении, ширина их с севера на юг около 18 км, длина с запад-северо-запада на восток-юго-восток — 52 и 72 км соответственно. Изометричная форма вершин в плане в общем повторяет очертания нижних частей гор.

Изучение гайотов Поллукс и Кастор в 13-м рейсе нис "Академик Александр Несмеянов" производилось нами по профилям, пересекающим структуры, с применением драгирования и отбора проб рыхлых осадков различными пробоотборниками (рис. 5—7, табл. 4). В геологическом строении этих гайотов установлено наличие вулканогенного фундамента и осадочного чехла.

Состав вулканогенного фундамента изучен по результатам драгирования. Вулканические породы базальтового состава слагают подводные склоны от их подножия (около 5000 м) до глубин 2700—2900 м на гайоте Поллукс и 1500—2000 м на гайоте Кастор (см. рис. 7).

Размер обломков базальтоидов, поднятых драгами, варьирует в широких пределах: от глыб диаметром 15—25 см до мелкого щебня размером 3—5 см. Наиболее представительный по объему каменный материал (от 30 до 2000 кг) поднят на гайоте Кастор (ст. Н13-12, -13, -22). На ст. Н13-12 форма обломков соответствует фрагментам пиллоу-лав с подушечной отдельностью.

Установленные на склонах обоих гайотов базальтоиды сходны по составу. Они представлены базальтами и, в меньшей степени, базальтовыми брекчиями.

Базальты имеют преимущественно тонкопористую порфировую структуру, реже массивную. По составу вкрапленников различаются оливиновые и плагиоклазо-оливиновые разности (ст. Н13-1, -7, -12, -14), а также пироксен-плагиоклазовые (ст. Н13-17, -18). В базальтах с долеритовой структурой в гломеропорфировых сростаниях, кроме оливина и плагиоклаза, участвует клинопироксен. В пористых разностях пустоты выполнены карбонатами. Афировые базальты содержат единичные вкрапленники плагиоклаза и оливина. Пироксен-плагиоклазовые базальты имеют порфировую структуру и мелкопористую текстуру. Поры выполнены карбонатом или смектитом.

Базальтовые брекчии на гайотах Поллукс и Кастор развиты только в зоне вершинных поверхностей (ст. Н13-7, -22). По-видимому, они относятся к фациям вулканических конусов вблизи центров излияний. Конусы были сnivelированы при последующих процессах формирования гайотов. На гайоте Кастор (ст. Н13-22) эхолотным промером установлены выступы среди выровненной поверхности, сложенной известняками (см. рис. 6). Обломочная часть брекчий представлена фрагментами пиллоу-лав различной раскристаллизации или измененными пористыми разностями с порфировой структурой, цементирующей массой является гиалокластит.

Видимая мощность вулканогенного комплекса гайотов выше поверхности абиссальной равнины различна. На гайотах Поллукс она, по-видимому, составляет 1500—1700 м. На гайоте Кастор вулканический фундамент более четко фиксируется до самой вершины, и в этом случае видимая мощность от того же уровня подножия может достигать 3100 м.

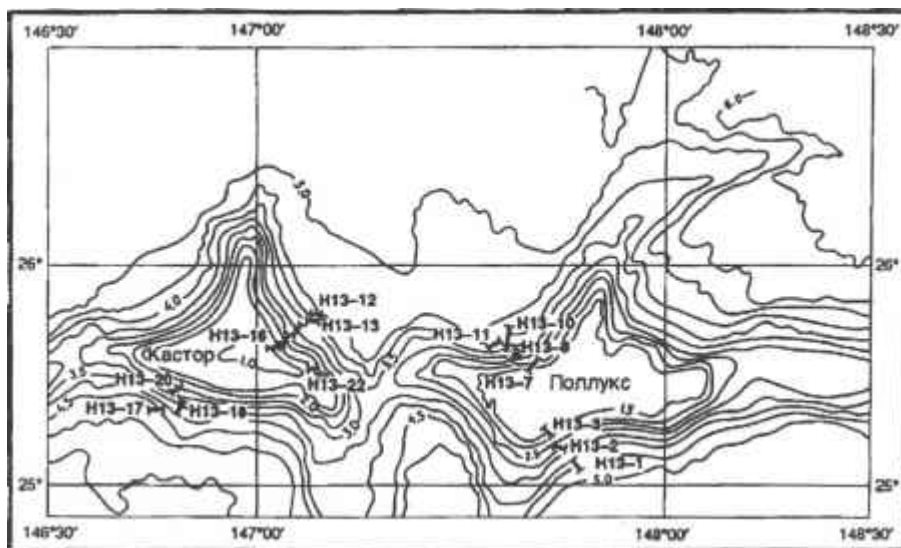


Рис. 5. Станции драгирования на гайотах Поллукс и Кастор
Цифры — см. табл. 4.

Относительный геологический возраст вулканогенной толщи определяется как доверхнемеловой, так как кровлей являются известняки с фораминиферами **Маастрихта**.

В строении осадочного чехла гайотов Поллукс и Кастор установлены отложения верхнего мела, верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена.

Верхнемеловые образования сложены преимущественно органогенными коралловыми известняками светло-серого и розового цвета, частично фосфатизированными. На гайоте Кастор установлены также известняковые брекчии (ст. H13-16). Известняки распространены в верхней части склонов в интервалах 1400—2900 м (Поллукс) и 1100—2500 м (Кастор), а также на привершинных участках. Таким образом, их мощность может составлять приблизительно 1400—1500 м. Верхнемеловой возраст известняков определен по остаткам фораминифер. На ст. H13-16 присутствует, по определению С.П. Плетнева, вид *Globotruncana mayaroensis* Bolli, характерный для маастрихтского яруса.

Верхний миоцен-нижний плиоцен. На гайоте Поллукс в пределах узких террас (ст. H13-8) эти отложения состоят из известковистых глин с остатками фораминифер и известкового нанопланктона. Фораминиферы представлены видами: *Globigerina nepenthes* Todd, *Globigerinoides obliquus* Bolli, *Globorotalia conoidea* Walters.

Комплекс нанопланктона обеднен и содержит, по определению М.Г. Бирюлиной, всего четыре вида: *Discoaster brouweri* Tan, *D. challengerii* Bramlette and Riedel, *Discoaster* sp., *Ceratolithus* sp.

Плиоценовые отложения установлены при драгировании северо-западного склона гайота Поллукс (ст. H13-10). Осадки сложены однородными темно-коричневыми пелитами с примесью вулканического стекла с единичными раковинами фораминифер вида *Globorotalia miozea conoidea* Walters. Верхнеплиоценовые отложения, поднятые дночерпателями (ст. H13-4), включают мелко- и среднезернистые псаммиты, состоящие из раковин фораминифер, обломочков известняка и мелких железомарганцевых конкреций. В комплексе фораминифер присутствуют виды: *Globorotalia inflata* d'Orbigny, *Gl. tosaensis* Takayanagy and Saito, *Gl. humerosa* T. and S.

Плейстоценовые отложения, поднятые дночерпателем на вершине гайота Поллукс (ст. H13-6), состоят из серых пластичных однородных алевритов с примесью псам-

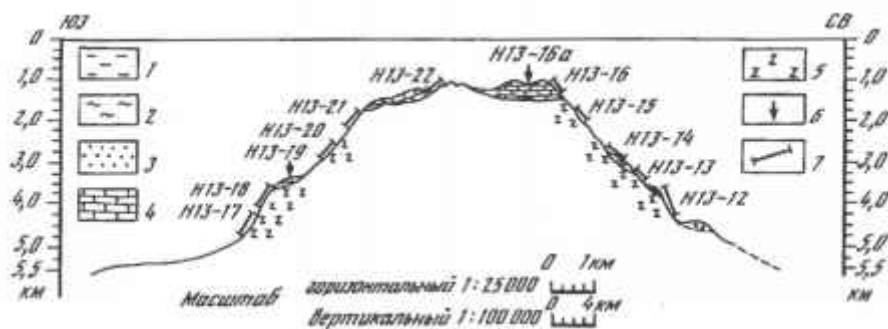


Рис. 6. Геологический разрез через гайот Кастор

1 — четвертичные красные глины с обломками пемз и железомарганцевыми конкрециями; 2 — миоцен-четвертичные известковистые глины с обломками пемз и железомарганцевых корок, с включениями железомарганцевых конкреций; 3 — кайнозойские коллювиальные глинисто-щебенчато-глыбовые отложения подножия гайотов; 4 — меловые рифогенные известняки, известняковые и базальтовые брекчии, фосфориты, калькарениты шапок гайота; 5 — позднеюрско-раннемеловой фундамент гайота, сложенный основными вулканическими породами; 6 — станции опробирования трубками и черпаками; 7 — станции драгирования

Цифры — см. рис. 4.



Рис. 7. Геологический разрез через гайот Поллукс

Условные обозначения см. на рис. 6

мита. По составу органических остатков в них доминируют раковины планктонных фораминифер, в незначительном количестве содержатся фрагменты кремнистого планктона и пирокластики.

Фораминиферы в осадках, по определению С.П. Плетнева, представлены южным субтропическим комплексом: *Globorotalia truncatulinoides* d' Orb, *Globigerina calida*. Присутствует плейстоценовый нанопланктон, который, по определению М.Г. Бирюлиной, включает следующие виды: *Helicopontoshaera camptner* (Wallich) Kamptner, *Ceratolithus cristatus* Kamptner, *Rhabdoshaera clavigera* Murray and Blackman, *Umbilicosphaera mirabilis* Lochmann и др.

Четвертичный комплекс нанопланктона в осадках гайота Кастор установлен на ст. Н13-22: *Rhabdosphaera clavigera* Murray and Blackman, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Umbilicosphaera mirabilis* Lochmann, *Ceratolithus cristatus* Kamptner и др.

Проведенные исследования позволяют сделать некоторые выводы о геологическом строении гайотов Поллукс и Кастор. По морфоструктурным признакам, а также по взаимоотношениям вулканогенного фундамента и осадочного чехла гайоты имеют определенные отличия.

Более выраженными чертами гайотов обладает возвышенность Поллукс. Вершина структуры относительно плоская. При драгировании склонов установлено широкое

Таблица 10
Результаты драгирований на гайотах подводного хребта Михельсона

Станция	Район	Координаты		Интервал драгирования, м	Характеристика материала
		с.ш.	в.д.		
1	2	3	4	5	6
Гайот Поллукс					
Н13-1	Юго-восточный склон	25°34'	147°47'	4120—4660	Единичные обломки пористых базальтов, вулканического шлака, пемзы, фосфатизированных известняков и алевролитов; железомарганцевые конкреции (2 кг)
Н13-2	Там же	25 37	147 45	2560—2900	Несколько обломков кораллового известняка и пемзы
Н13-3	"	25 37	147 43	1500—1940	Железомарганцевые корки, пемза (2 кг)
Н13-7	Северо-западный склон	25 47	147 42	1400—1600	Крупная (40 × 50 см) глыба фосфатизированной осадочной породы, железомарганцевые конкреции с ядрами аналогичных пород, единичные обломки базальтов (40 кг)
Н13-8	Там же	25 48	147 38	2700—2900	Щебень органогенно-обломочных фосфатизированных известняков (10 кг), глина
Н13-10	"	25 51	147 37	4100—4400	Мелкие обломки фосфатизированных известняков
Н13-11	"	25 49	147 37	3400—3900	Мелкие обломки фосфатизированных брекчий известняков (0,5 кг)
Гайот Кастор					
Н13-12	Северо-восточный склон	25 53	147 09	3640—4400	Глыба и обломки базальтов и пикрито-базальтов, плотные алевропелитовые глины и органогенные известняки с остатками раннемеловых фораминифер (200 кг)
Н13-13	Там же	25 52	147 09	3260—3500	Крупные глыбы уплотненной глины (50%), обломки базальтов (30 кг)
Н13-14	"	25 51	147 06	2560—2900	Щебень базальтов, туфопесчаников, известняков и железомарганцевых корок
Н13-15	"	25 50	147 05	1700—2000	Мелкие обломки базальтов, туфов, песчаников, известняков и железомарганцевых корок (15 кг)
Н13-16	"	25 48	147 04	1040—1100	Глыбы и мелкие обломки известняков (350 кг)

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Гайот Кастор					
H13-17	Юго-западный склон	25°41'	146°47'	4200—4700	Обломки и щебень базальтов, туфобрекчий, туфопесчаников, известняков, кремнистых образований и вулканического стекла (3 кг)
H13-18	Там же	25 39	146 49	3500—4000	Глыбы и мелкие обломки базальтов, туфов, фосфатизированных осадочных пород (40 кг)
H13-20	"	25 42	146 53	2500—2800	Обломки органогенных известняков, единичные обломки базальтов, фосфатизированных пород и железомарганцевых образований (5 кг)
H13-22	"	25 41	147 09	1100—1200	Крупная глыба (до 20 см) и щебень известняка, обломок вулканической брекчии базальтового состава (3 кг)

распространение известняков позднего мела, слагающих верхнюю часть гайота. На северо-западном его склоне фосфатизированные рифогенные известняки перекрываются глинистыми осадками плиоцена. Толщу известняков подстилают оливин-пироксеновые базальты, образующие большую часть гайота. Отмечены значительные вторичные изменения вулканических пород. Вершинная часть структуры покрыта фосфатизированными известняками.

Гайот Кастор заметно отличается от гайота Поллукс размером и формой. Это морфоструктура со слабо выраженными чертами гайотов, ее вершинная поверхность осложнена небольшими конусами, придающими поперечным эхометрическим профилям пилообразный характер. По данным драгирования конусы сложены базальтами и базальтовыми брекчиями, фиксирующими, по-видимому, центры вулканической деятельности. Вывороченные участки поверхности гайота образовались в результате разветвления здесь рифогенных известняков позднего мела. В пределах обоих склонов более часто, чем на гайоте Поллукс, поднимались базальты и лавобрекчии. Это свидетельствует о многочисленности выходов вулканических пород и их преобладающей роли в строении гайота. Карбонатные отложения в верхней части склонов развиты спорадически, что может объясняться подавлением рифостроящих организмов активной вулканической деятельностью, интенсивность которой была достаточно высока вплоть до опускания подводной горы. Аналогичное следствие может иметь и быстрое опускание структуры, связанное с региональными блоковыми движениями различной амплитуды.

Сравнительный анализ полученных данных позволяет сделать вывод о различии в истории геологического развития двух гайотов восточной части подводного хребта Михельсона. Причиной этих различий, по-видимому, является нахождение этих структур на разных стадиях становления типичных гайотов.

МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ

Магеллановы горы представляют собой крупную подводную морфоструктуру, которая протягивается от стыка желобов Волкано и Марианского в юго-восточном направлении на 1200 км. Она состоит из отдельных хребтов и поднятий, вытянутых в северной части в северо-восточном и субмеридиональном направлениях, а в южной — в северо-восточном. Длина хребтов 300—450 км, ширина 50—100 км, высота от под-

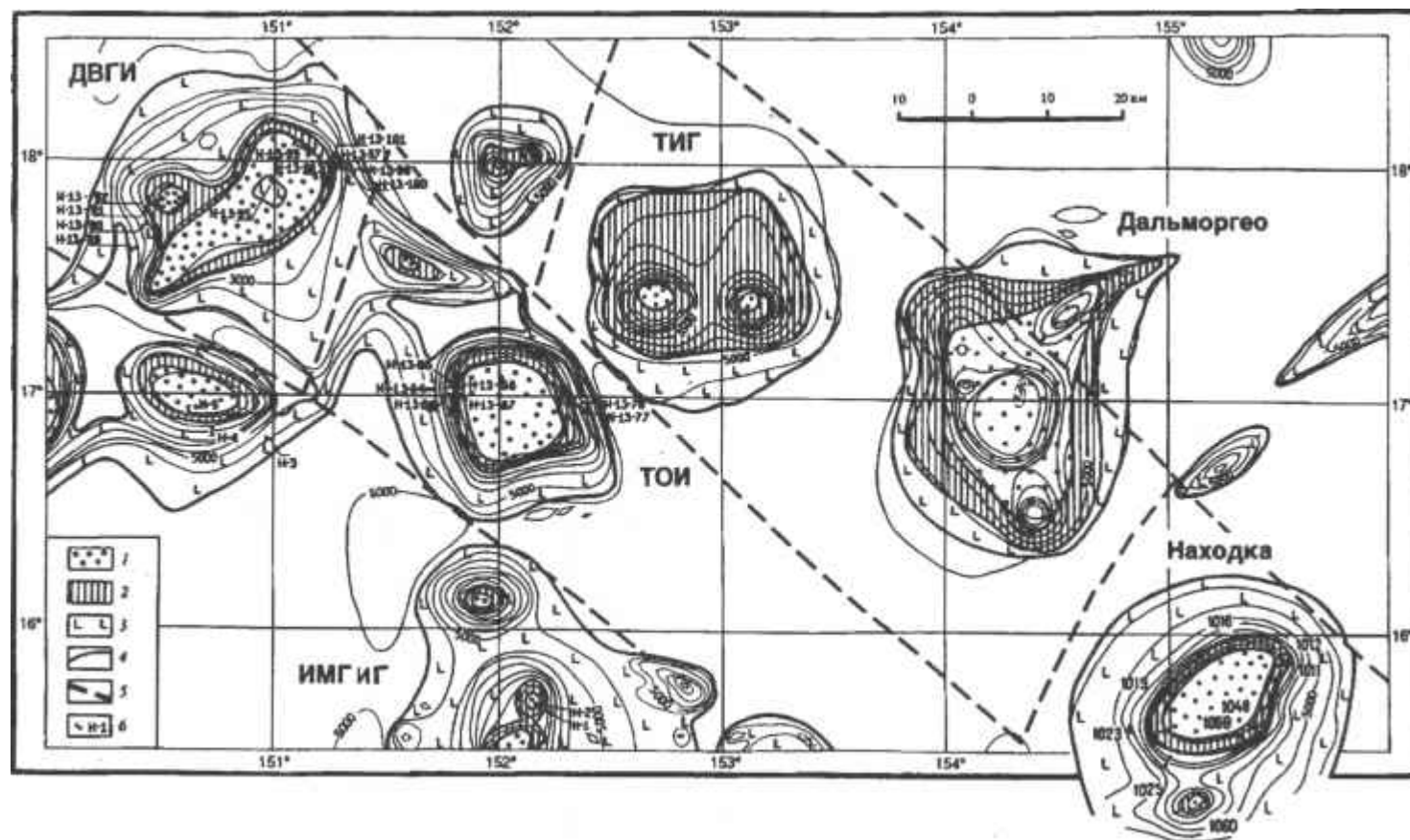


Рис. 8. Схема геологического строения Магеллановых гор

1 — рыхлые осадки; 2 — карбонатные породы; 3 — вулканические породы; 4 — геологические границы типов пород; 5 — разломы; 6 — станции драгирования

подножий составляет 4500—5000 м (минимальные глубины над вершинами гор — 800—1500 м).

Магеллановы горы в современном структурном плане — это крупное сбросово-глыбовое поднятие, общим цоколем которого являются вулканические постройки с длительной историей геологического развития, завершившегося формированием гайотов.

Отдельные структуры подводной системы изучались в разное время с применением драгировок, а также с использованием подводных аппаратов. Наиболее детально изучен гайот Ита-Маитаи на южном фланге Магеллановых гор. По данным, полученным с обитаемых подводных аппаратов [Казьмин и др., 1987], верхняя часть вулканогенного разреза представлена комплексом дифференцированных щелочных базальтов, сходных с породами океанических островов. Отмечена высокая пористость базальтов и наличие гиалотуфов.

На вершине гайота Ита-Маитаи пробурены скв. 200, 201 и 202¹. Скважиной 202 в интервале 115—125 м пересечены коралловые пески, перекрытые оолитовыми косо-слоистыми известняками с остатками губок и гастропод (интервал 74—106 м). Возраст этих отложений не определен. Выше залегают среднеэоценовые фораминиферовые илы (65—74 м) и плиоценовые фораминиферовые пески (0—58 м). В скв. 200-А пройдены раннеэоценовые глобигериновые песчаники (122—132 м), а в скв. 200 разрез наращивается глобигериновыми песками раннего миоцена (85—114 м), позднего миоцена (28—76 м), плиоцена (9,5—18 м) и плейстоцена (0—9,5 м).

Глубоководным бурением, проведенным вблизи гайота Ита-Маитаи на абиссальной равнине (скв. 585), установлена вулканокластическая толща позднеапт-среднеальбского возраста [Moderly et al., 1983]. В 1989 г. к юго-западу от гайота пробурена скв. 802, которая вскрыла разрез мощностью 560 м. Докайнозойские образования представлены окремненными известняками, кремнями и вулканическими брекчиями ниже- и верхнемелового возраста. В основании разреза залегают экструзивные базальты с фрагментами покровов пиллоу-лав. Возраст их не установлен².

Таким образом, наиболее древний возраст известняков, перекрывающих вулканы на склонах гайота и примыкающей абиссальной равнине, определен как нижнемеловой, что может соответствовать этапу формирования абразионной поверхности и началу опускания вулканической постройки. Сходные условия образования вулканических комплексов отмечены и на гайотах поднятия Маркус-Уэйк, где излияние слабодифференцированных щелочных оливиновых базальтов происходило в раннем мелу, но нашло свое продолжение в эоцене [Магвеевков, Марова, 1975; Рудник, Матвеевков, 1978].

В 1-м (1983 г.) и 13-м (1988 г.) рейсах нис "Академик Александр Несмеянов" нами были обследованы отдельные гайоты, расположенные в северной и южной частях Магеллановых гор (рис. 8). Структуры изучались по геолого-геофизическим профилям с производством драгирования, пересекающим гайоты в направлениях, позволяющих выяснить их глубинное строение. Результаты исследований южных гайотов (ст. Н1—Н6), расположенных в полосе, приближенной к международному геотрансверсу, ограниченному полосой 15°39'—17°06' с.ш., были ранее опубликованы [Васильев и др., 1989].

В 13-м рейсе нис "Академик Александр Несмеянов" были изучены гайоты ДВГИ и ТОЙ в северной части Магеллановых гор (см. рис. 8). В этом районе группа плоско-вершинных гор объединена общим цоколем субширотного простираения, который в основании оконтурен изобатой 5500 м и образует единый подводный массив. Он имеет в плане изометричную форму, вытянут с запада на восток на 420 км, а с севера

¹ Initial Rep. 1973. Vol. 20.

² Initial Rep. 1990. Vol. 129.

на юг — на 320 км и состоит из двух крупных, протяженностью 220—250 км (по изобате 4000 м) и нескольких мелких хребтов, ориентированных длинной осью с юго-запада на северо-восток.

Подводные горы, образующие хребты, имеют в плане субширотную направленность, их подножие очерчивается изобатой 2500 м. Плоские вершины гор лежат на глубинах 1500—1600 м. Над выровненным рельефом поверхности гор на 50—200 м возвышаются отдельные гряды холмов, образованные, вероятно, выходами на поверхность морского дна коренных пород.

В геологическом строении изученных гайотов принимают участие породы вулканогенного фундамента и осадочного чехла (табл. 5). Состав вулканогенного фундамента гайотов изучен по результатам драгирования. В геологическом разрезе гайота ТОЙ вулканические породы основного состава выходят на поверхность подводных склонов в интервале глубин 2600—5000 м (ст. Н13-76, -77, -84, -85, -86). На гайоте ДВГИ верхняя граница распространения базальтоидов местами приближается к поверхности структуры (ст. Н13-90—Н13-92, Н13-96—Н13-101). Размер обломков на станциях драгирования варьируют от глыб до мелкого щебня. Наиболее крупные глыбы вулканогенных пород имеют размер от 15 до 50 см в диаметре, более мелкие остроугольные и полуокатанные обломки — от 4 до 9—11 см. По объему в драгах преобладают щебнистые осколки размером от 1 до 3 см. Фрагменты пиллоу-лав базальтов с шаровой отдельностью более характерны для гайота ДВГИ.

Обнаруженные на склонах обоих гайотов базальтоиды сходны по составу. Они представлены различными базальтами, базальтовыми и гиалокластитовыми брекчиями.

Базальты представляют собой пористые породы, реже массивные, с порфировой структурой. Во вкрапленниках наблюдаются плагиоклаз и оливин, отмечаются и плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые разности. Пиллоу-лавы, кроме того, иногда представлены афировыми базальтами с пузыристой основной массой. В миндалекаменных базальтах поры выполнены кальцитом.

Базальтовые брекчии обнаруживаются совместно с базальтами на различных участках склонов гайотов. Обломочная составляющая брекчий представлена обломками пористых порфировых базальтов или гиалобазальтов, цементом является тонкозернистый вулканогенный материал.

Гиалокластитовые брекчии также широко распространены и свидетельствуют о подводном происхождении базальтоидов вулканогенного фундамента. Они состоят из обломков пузыристого стекла и гиалобазальта псаммитовой и псефитовой размерности. Цементирующий массой является смектитизированное стекло.

Возраст вулканогенного комплекса гайотов Магеллановых гор может быть определен приблизительно по отношению к перекрывающим его карбонатным толщам. По данным бурения в районе гайота Ита-Маитаи, наиболее древние известняки, перекрывающие вулканиды, датируются ранним мелом, и потому можно предположить время излияния базальтов в юре и частично в нижнем мелу.

Видимая мощность вулканогенного комплекса выше поверхности абиссальной равнины в пределах гайотов различна. Для гайота ТОЙ и юго-западного склона гайота ДВГИ она составляет 1700—1800 м. На северо-восточном склоне гайота ДВГИ она, видимо, достигает 2800—2900 м.

Осадочные образования изучались в обломках пород, поднятых драгами, и по колонкам осадков, полученных пробоотборниками различной конструкции. Литифицированные осадочные породы часто обнаруживаются совместно с вулканогенными обломками (см. табл. 5). На изученных нами гайотах Магеллановых гор осадочные образования представлены меловыми, палеоценовыми, плиоценовыми и плейстоценовыми комплексами пород.

Меловые отложения состоят из светлоокрашенных фосфатизированных известняков, мергелей и известняковых брекчий. Брекчии содержат в кластической части

Таблица 5

Результаты драгирований на гайтах Магеллановых гор

Станция	Район	Координаты		Интервал драгирования, м	Характеристика материала
		с.ш.	в.д.		
1	2	3	4	5	6
Гайот ТОИ					
H13-76	Восточный склон	16°58'	152°23'	5440—5000	Обломки базальтов, базальтовых брекчий, железомарганцевых конкреций (2 кг)
H13-77	Там же	16 57	152 21	4000—4400	Глыбы и обломки базальтов, брекчий, туфов базальтов; железомарганцевые корки (100 кг)
H13-84	Западный склон	17 01	151 41	4750—5040	Обломки туфов базальтов, железомарганцевые конкреции и корки, фосфатизированные породы (10 кг)
H13-85	Там же	17 02	151 46	3280—3600	Обломки и мелкий щебень базальтов, фосфатизированных пород; железомарганцевые конкреции (20 кг)
H13-86	"	17 01	151 46	2600—2800	Обломки коралловых известняков, базальтов и гналокластитов (5 кг)
H13-87	"	17 01	151 47	1790—2280	Щебнистые обломки фосфатизированных известняков, железомарганцевых конкреций и измененных базальтов (0,3 кг)
H13-88	"	17 02	151 48	1680—2000	Терригенные фосфатизированные осадочные породы с железомарганцевыми корками (0,3 кг)
Гайот ДВГИ					
H13-89	Западный склон	17 38	150 23	3850—4000	Несколько обломков железомарганцевых корок и слаболитифицированных алевролитов
H13-90	Там же	17 50	150 25	3300—3680	Обломки базальтов, гналокластитов, брекчий; железомарганцевые конкреции и корки (25 кг)
H13-91	"	17 45	150 26	2300—2600	Полуокатанные обломки и щебень базальтов, гналокластитов, известняков; железомарганцевые конкреции (0,3 кг)
H13-92	"	17 46	150 26	2000—2400	Обломки базальтов, гналокластитов, известняков, железомарганцевых корок (0,1 кг)
H13-95	Вершинная поверхность	17 55	150 59	1800—1820	Железомарганцевые конкреции (0,3 кг)
H13-96	Восточный склон	17 59	151 23	4200—4600	Обломки литифицированных алевролитов, аргиллитов, конгломератов, базальтов, гналокластитов; железомарганцевые корки, пемза (4 кг)
H13-97	Там же	17 59	151 19	2840—3100	Железомарганцевые корки (преобладают), небольшое количество обломков базальтов, гналокластитов и известняков (220 кг)

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Гайот ДВГИ					
Н13-98	Восточный склон	17° 59'	151° 16'	2440—2750	Мелкие обломки базальтов, базальтовых брекчий, гналокластитов, осадочных пород, железомарганцевых образований (1,5 кг)
Н13-99	"	18 01	151 11	1730—2220	Железомарганцевые корки и конкреции, мелкие обломки (4 кг)
Н13-100	"	17 58	151 21	3000—3600	Крупные глыбы и щебень базальтов, гналокластитов, аргиллитов и железомарганцевых образований (80 кг)
Н13-101	"	18 00	151 16	2600—2800	Щебень базальтов, брекчий, гналобазальтов и туфопесчаников (15 кг)
Н-3	Восточный склон побочного гайота	16 49	150 54	4700—4800	Туфопесчаники и вулканомиктовые песчаники, конкреции (15 кг)
Н-4	Там же	16 50	150 44	3160	Лавы, туфы и туфобрекчии базальтов (50 кг)
Н-5	"	16 55	150 38	1400—1450	Конкреции с обломками базальтов и фосфоритов в ядрах (2 кг)
Н-6	Западный склон	17 06	149 47	4320	Конкреции с обломками базальтов в ядрах (3,5 кг)
Гайот ИМГИГ					
Н-1	Восточный склон	15 34	152 13	4000—4200	Обломки и щебень лавобрекчий базальтов (80 кг)
Н-2	Там же	15 42	152 12	1450—1500	Лавы и туфы базальтов, конкреции (20 кг)

обломочки известняков, базальтов, вулканического стекла, редко аргиллитов. Перечисленные породы иногда слагают ядра железомарганцевых конкреций.

Геологический возраст известняков достоверно определен только на гайоте ДВГИ. В известняках установлены комплексы фораминифер (ст. Н13-97, -98) и кокколитофорид (ст. Н13-93). По определению С.П. Плетнева, фораминиферы представлены: *Hedbergella*, *Rugoglobigerina* и *Globotruncana* в сочетании с широко распространенными в комплексе *Rotalipora brotzeni*, *R. greenhoimensis* и *Heterohelis reussi*. Комплекс датируется сеноман-туронским временем. Среди кокколитофорид М.Г. Бирюлиной определены *Vekshinella stradueri*, *Lygodiscus anthophorus*, *Lygodiscus* sp.

Палеоценовые образования в виде обломков фосфатизированных известняков установлены на западном склоне гайота ТОЙ (ст. Н13-86). В этих породах содержится известковый нанопланктон, включающий, по определению М.Г. Бирюлиной, следующие виды: *Istmolithus recurvus* Deflandre et Fert; родами: *Zygodiscus* sp., *Lygodiscus* sp.

Плиоценовые отложения на гайоте ДВГИ состоят из алевролитов с тонкими (до 1 см) прослоями, обогащенными пирокластикой (ст. Н13-96) и слаболитифицированной карбонатной породой (ст. Н13-98). Эти отложения, по-видимому, перекрывают более древние образования в небольших углублениях как в верхней, так и в нижней частях северо-восточного склона гайота. В обломках пород содержатся в небольшом количестве фораминиферы верхнего плиоцена: *Sphaeroidinella subdehiscens*, *Globigerinoides sacculifer*, *Gl. conglobatus*, *Gl. immaturus*, *Globorotalia menardii* и *Gl. tumida*, а также известковистый нанопланктон с *Discoaster pentaradiatus*.

Плейстоценовые рыхлые осадки наиболее детально изучены на вершинном плато гайота ТОЙ. Они вскрыты четырьмя колонками (ст. НІЗ-78, -79, -81, -82). Наибольшая глубина проникновения пробоотборников составила 498 см на ст. НІЗ-81 и 464 см на ст. НІЗ-79. Разрезы колонок представлены преимущественно кокколито-фораминиферовым псаммоалевритом с высоким содержанием CaCO_3 . Установлено небольшое количество глинистого вещества и вулканического стекла. Кроме того, глинистые осадки обнаружены в драгах на склонах гайота (ст. НІЗ-77, -84, -86). В них С.П. Плетневым определен комплекс фораминифер, включающий следующие виды: *Globorotalia truncatulinoides*, *Globigerinoides conglobatus*, *Gl. rubez*, *Globorotalia menardii* и др.

Наиболее детально фаунистически охарактеризованы плейстоценовые отложения в колонках пробоотборников на ст. НІЗ-81 и НІЗ-82 на вершинной поверхности гайота ТОЙ. Осадки содержат известковый нанопланктон, фораминиферы и диатомовые водоросли. В результате изучения нанопланктона и планктонных фораминифер выделены горизонты, соответствующие пяти биостратиграфическим зонам тропических районов Тихого океана, характеризующие стратиграфические уровни верхнеплиоцен-среднеплейстоценового возраста.

Фактический материал, полученный при изучении геологии отдельных гайотов Магеллановых гор в результате морских экспедиций, и сравнение его с данными глубоководного бурения позволяют в общих чертах представить историю геологического развития подводной горной системы.

Общим основанием для подводных возвышенностей является вулканический фундамент домелового возраста, а в пределах примыкающей к гайоту Ита-Маитаи абиссальной равнины (скв. 585) вулканические процессы продолжались в поздне-аптское и среднеальбское время. В подводных условиях происходило излияние пиллоу-лав слабо дифференцированных щелочных оливиновых базальтов. О значительной вулканической активности в пределах подводных поднятий свидетельствует накопление наряду с базальтами базальтовых и гиадокластитовых брекчий на гайотах ТОЙ, ДВГИ и др.

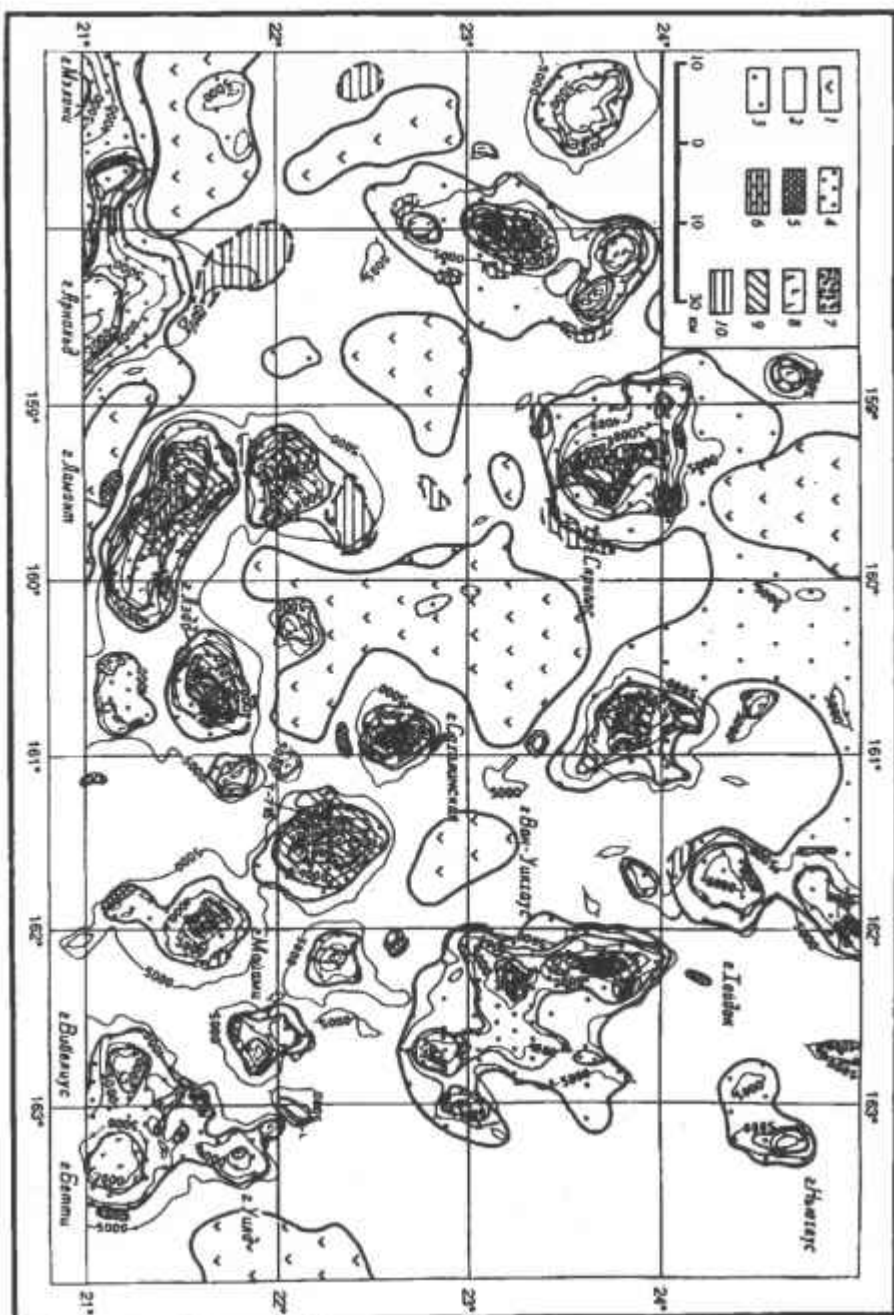
Осадочный разрез на изученных нами гайотах Магеллановых гор отличается наличием значительных перерывов по сравнению с прилегающими участками абиссальной равнины. К юго-западу от гайота Ита-Маитаи (скв. 202) внизу разреза установлены нижне- и верхнемеловые известняки, кремни и вулканические брекчии, залегающие на базальтовом фундаменте; верхнемеловой возраст имеют и известняки на гайотах ТОЙ и ДВГИ. Вероятнее всего, начало опускания вулканической постройки и формирование абразионной поверхности гайотов относится к раннему мелу. Карбонатное осадкообразование на гайотах продолжалось незначительно и в палеогене.

Скорость сидементации в кайнозой, по-видимому, была незначительной. В скв. 200-А на гайоте Ита-Маитаи суммарная мощность осадков эоцена, миоцена, плиоцена и плейстоцена составляет всего 132 м. В плиоцене и плейстоцене на плосковершинных плато гайотов и на выположенных участках их склонов карбонатная седиментация сменяется терригенной. В плейстоценовое время отмечались незначительные пере-рывы в осадконакоплении.

ГОРЫ МАРКУС-УЭЙК

Рельеф дна и морфоструктурное районирование

Подводные горы Маркус-Уэйк разделяют Северо-Западную и Восточно-Марианскую котловины Тихого океана. В пределах изученной территории в контурах изобат 5000 и 5200 м выделено десять вулканотектонических массивов и ряд изолированных вулканических построек. Вулканотектонические массивы представляют собой группы подводных гор и гайотов, концентрирующихся, как правило, вокруг одной или



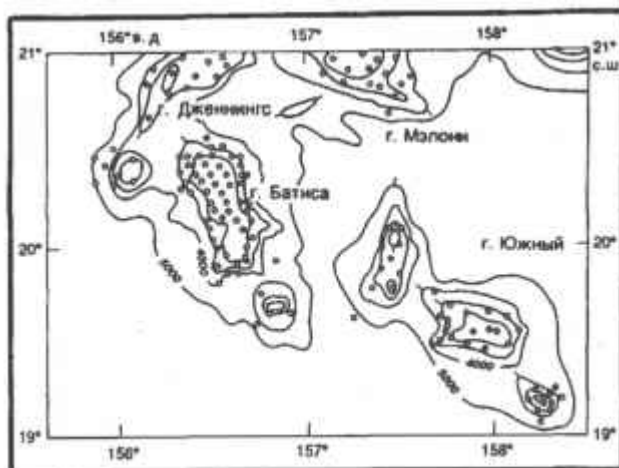


Рис. 10. Батиметрическая схема с расположением станций драгирования района гайота Батиса

нескольких наиболее крупных построек, покоящихся на едином основании. Рельеф поднятий контрастный: вулканотектонические массивы разделены межгорными абиссальными равнинами, что обуславливает колебание абсолютных отметок глубин от 938 м над вершиной до 5700 м в южной части межгорной котловины. Поверхность межгорной равнины слабоволнистая,

редкие холмы высотой более 250 м, а вулканические постройки единичны (см. рис. 9, 10).

Детальные описания гайотов Скриппс, Ламонт, Бетти, Вибелиус, Уилд, Макдоннелл, Самсон, Арнольд, Мэлони, Дженнингс и Батиса сделаны Н.К. Смутом [Smoot, 1989]. Результаты детальных геоморфологических исследований гайота Ламонт изложены в статье Г.Л. Кирилловой с соавторами [Кириллова и др., 1987]. Подробная характеристика гайота Ван-Уикхауз и некоторых других горных сооружений приведена в книге "Описание подводных гор и поднятий промысловых районов Мирового океана" [1989].

Массив Скриппс состоит из трех крупных сложнорасчлененных многовершинных вулканических построек. Наиболее крупное сооружение — гайот Скриппс, который имеет изометричную форму основания размером 105 x 95 км, высоту около 3500 м, с сильно расчлененной склоновой поверхностью. Его выположенная вершинная поверхность располагается на глубине 1300 м и имеет размеры 30 x 20 км. Форму гайота осложняют вулканические конусы на северо-западном и северо-восточном склонах высотой более 1500 м, в пределах которых уклоны достигают 12—20° в привершинной части и до 3° — у подножия.

Массив Хайдок включает два многовершинных горных сооружения и ряд мелких вулканических построек конусовидной формы высотой от 600 до 2000 м. Южным звеном субмеридионально ориентированной горной цепи является гайот Хайдок. Размеры его изометричного основания (в контурах изобаты 5000 м) составляют 52 x 45 км, высота чуть более 2000 м. Бровка плоской вершинной поверхности отбивается по изобате 3000 м, в контурах которой ее размеры составляют около 23 x 15 км. Преобладающие углы наклона склоновых поверхностей 6—12°.

Рис. 9. Схема геологического строения подводных гор Маркус-Уэйк с данными по распространению рудных образований. Составлена Т.В. Синьковой и М.Е. Мельником (с изменениями Э.Л. Школьника и И.Н. Говорова)

1—5 — рыхлые осадки: 1 — кремнисто-глинистые (10—20% аморфного SiO_2), 2 — глины монтмориллонит-гидрослюдистые однородные, 3 — глины монтмориллонит-гидрослюдистые слабопятнистые, отчасти цеолитсодержащие (5—20% цеолитов), 4 — глины слабокарбонатные (1—15% CaCO_3) и карбонатно-глинистые осадки (15—40% CaCO_3), 5 — реликтовые цеолит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые (15—40% цеолитов); 6—8 — коренные породы: 6 — карбонатные органогенные, 7 — вулканогенно-осадочные, 8 — вулканические; 9, 10 — площади преимущественного распространения: 9 — фосфоритов и железомарганцевых корок, 10 — железомарганцевых корок

Массив Ваи-Уикхауз состоит из семи плоско- и островершинных горных построек, которые ориентированы преимущественно субмеридионально и покоятся на едином основании, приподнятом на 500 м над поверхностью сводового поднятия. Одноименный гайот в массиве имеет типичную для гор Маркус-Уэйк морфологию. Основание гайота неправильной формы размером 55 x 40 км (по изобате 4500 м), высота около 3000 м. Вершина (размером 10 x 10 км) находится в интервале глубин 1100—1500 м. Склоновые поверхности в привершинной и средней частях сильно расчленены. Для гайота характерно плавное уменьшение уклонов от вершины к поднятию.

Массив Майами объединяет семь обособленных вулканических построек центрального типа, типичными представителями которых являются гора Сахалинская и гайот Майами. Гора Сахалинская высотой более 4000 м имеет конусовидную вершину, округлое основание размером 60 x 60 км с уклонами 12—20°. Гайот Майами в контурах изобаты 4500 м достигает в основании размеров 55 x 50 км, в высоту — 3500 м. Вершинная поверхность размером 10 x 5 км расположена на глубине 1300 м. Крутизна склонов гайота в среднем составляет 6—12°.

Массив Уилд-Бетти — сложнопостроенное горное сооружение, включающее три крупных горы (Уилд, Вибелиус, Бетти) и пять меньших (относительное превышение 500—1700 м). Из крупных гор горы Вибелиус и Бетти имеют характерные столообразные вершинные поверхности, постепенно выполаживающиеся склоны и принадлежат к гайотам. Гора Уилд высотой около 2000 м имеет удлиненную форму основания размером 45 x 30 км. Слабонаклоненная вершинная поверхность ее осложнена останцом высотой свыше 200 м. Наиболее крутые склоны (6—12° уклона) развиты в привершинной части.

Массив Макдоннелл-Самсон включает два гайота (Макдоннелл и Самсон) и ряд вулканических построек центрального типа, расположенных по периферии. Наиболее крупное сооружение из названных — гайот Макдоннелл, имеющий в плане изометрическую форму основания с размерами 72 x 54 км (в контурах изобаты 4000 м). Выположенная вершина размером 20 x 20 км располагается на глубине 1500 м. Очертания гайота осложняют два отрога юго-восточного и юго-западного простираний, а также вулканические конусы, располагающиеся на склонах в интервале глубин 2500—3000 м. Наиболее крутые западные, северные и восточные склоны гайота достигают уклонов 12° и более, но выполаживаются к подножию до 6°. Склоны южной экспозиции более пологие (3—6°).

Массив Ханк-Пот составляют два гайота — Ханк и Пот, имеющие в контурах изобаты 4000 м размеры основания 95 x 77 км и 108 x 72 км соответственно. Вершинная поверхность гайота Ханк располагается на глубине 2000 м и имеет размеры 47 x 26 км, а гайота Пот — на глубине 1500 м с размерами 39 x 22 км. Высота гайотов 2000 и 2500 м соответственно. Гайот Ханк имеет склоновые поверхности с уклонами 3—9°, наиболее крутые склоны (9° и более) отмечены в юго-западной части. На гайоте Пот развиты более крутые склоны — от 9—12° в привершинной части, до 6—9° у подножия.

Массив Ламонт-Лэдд — вытянутая в северо-западном направлении цепь плосковершинных горных построек, наиболее крупные из которых гайоты Ламонт и Лэдд. Гайот Ламонт, рельеф которого детально описан [Кириллова и др., 1987], обладает рядом отличительных черт. Его основание в контурах изобаты 4000 м вытянуто с северо-запада на юго-восток на 125 км при ширине 55 км. Высота чуть более 3000 м. Выположенная вершинная поверхность (90 x 20 км), осложненная при этом несколькими останцами, в основных очертаниях повторяет форму основания и располагается в широком диапазоне глубин — от 1300 м в северо-западной части гайота до 2000 м в юго-восточной. Склоны гайота имеют уклоны 12—20°, достигающие в отдельных случаях 45°. Отмечаются субгоризонтальные террасы и ступени на разных батиметрических уровнях. Морфология гайота Лэдд типична для района подводных гор Маркус-Уэйк.

В юго-западной части описываемого района изобатой 5000 м оконтуривается обширный вулканотектонический массив, который по ряду структурных признаков разделен на два — Арнольд и Дженнингс-Батиса. В состав массива Арнольд, расположенного в центральной части сводового поднятия, входят два гайота — Арнольд и Мэлони. Гайот Арнольд выделяется среди прочих горных сооружений сложным строением и представляет собой фактически две постройки высотой около 2400 м, соединенные перемычкой длиной 30 км при ширине 20 км, которая осложнена пиками. Сооружение ориентировано субширотно. На западном фланге расположена постройка центрального типа с округлой в плане формой основания (по изобате 3800 м) размером 29 x 26 км. Слабонаклонная вершина находится в интервале глубин 1800—2000 м. На восточном фланге находится гайот, ориентированный с северо-запада на юго-восток, имеющий в контурах изобаты 4200 м поперечные размеры 63 x 45 км и высоту около 2600 м. Бровка выположенной вершинной поверхности расположена на глубине 1600 м. Восточная часть вершины всхолмлена. Для всего сооружения характерны углы наклона склонов 12—15° и более.

Гайот Мэлони — сильнорасчлененное, сложнопостроенное горное сооружение, длинной осью ориентированное с северо-запада на юго-восток. Его размеры в контурах изобаты 4000 м достигают 87 x 43 км. Обширная выположенная вершинная поверхность (30 x 17 км) находится на глубине 2000 м. Крутизна склонов увеличивается от 3—6° в привершинной части до 12—15° вблизи подножия. На склонах гайота отмечены ступени, террасы, холмы и гряды высотой до 2000 м.

Массив Южный состоит из трех разнотипных вулканических построек, основания которых оконтуриваются изобатой 4200 м. Северо-западную часть массива занимает подводная гора, которая образована двумя вулканическими постройками, расположенными на общем основании высотой около 1800 м. Поперечные размеры горного сооружения составляют 60 x 29 км, высота 2800—3000 м. Преимущественно развиты склоны с углами наклона 12—15° и более. Центральное положение в массиве занимает гайот с неправильной формой основания размерами 53 x 45 км. Гайот с платообразной вершиной (размерами 23 x 8 км), расположенной на глубине 1400 м, ориентирован длинной осью с северо-запада на юго-восток. Северо-западный склон гайота осложнен конусом высотой до 450 м. Крутые, обрывистые в верхних и средних частях гайота склоны выполаживаются к основанию до 3—6°. В юго-восточной части массива расположена островершинная вулканическая постройка неправильной овальной формы, размерами 28 x 19 км, высотой около 2800 м, с крутыми склонами (15° и более).

Массив Дженнингс-Батиса находится в юго-западной части подводных гор Маркус-Уэйк и включает в себя два гайота (Дженнингс и Батиса) и две вулканические постройки центрального типа. Подножия этих горных построек оконтуриваются изобатой 3400 м. Гайот Дженнингс имеет ориентированное с северо-востока на юго-запад основание неправильной формы с размерами 76 x 22 км и пологонаклонную вершинную поверхность, расположенную в интервале глубин 2000—2400 м. В привершинной части гайота уклоны поверхности составляют 3—6°, увеличиваясь в средней части до 15° и более. Гайот Батиса имеет ориентированное субмеридионально основание с размерами около 85 x 40 км. Вершинная поверхность располагается в интервале глубин 1600—2200 м и представляет собой в северной части обширное плато, переходящее на юге в валообразную возвышенность. Морфологию гайота осложняют оперяющие его отроги западного, юго-западного и восточного простираний. Вершинная поверхность по всему периметру ограничена крутыми, обрывистыми склонами (20—25° и более), в средней части преобладают поверхности с уклонами 10—15°, а с глубины 3800—3600 м склоны устойчиво выполаживаются.

Две другие вулканические постройки имеют размеры, не превышающие 36 x 22 км, высотой около 2000 м. В верхних и средних частях гор склоны достигают уклонов 12—15°, а вблизи подошвы — 6—9°

Литогенез в пределах подводных поднятий происходит, как правило, в весьма контрастных условиях, что объясняется сложностью их строения. Разрезы в пределах горных сооружений и межгорных впадин значительно отличаются не только составом пород, но нередко и возрастом выделяемых подразделений. Поэтому ниже эти разрезы будут рассмотрены отдельно.

Геологический разрез межгорных впадин

Данный разрез изучен крайне неравномерно. Если о его кровле имеются достаточно подробные сведения, то о подошве можем судить лишь по результатам глубоководного бурения, проводившегося на определенном удалении от описываемого района, по различным разрозненным находкам, в ряде случаев привлекая геофизические данные.

Основание разреза (рис. 11) предположительно сложено толеитовыми базальтами, вскрытыми к северу от исследуемой площади скв. 307 *DSDP*. Эти породы также были драгированы на южном склоне гайота Ламонт [Коновалов и др., 1988]. По ряду косвенных признаков, в том числе по возрасту перекрывающей толщи, предшествующими исследователями толеитовые базальты датированы поздней юрой—ранним мелом [Геофизические..., 1990].

На толеитовых базальтах, по-видимому, залегают литифицированные глины. Эти отложения окрашены преимущественно в коричневые цвета с охристым, желтым оттенками, в серые, сиреневые тона. Текстура преимущественно массивная, реже параллельнослоистая, косослоистая. Некоторые из драгированных образцов обладают сланцеватостью. Нередко глины характеризуются раковистым или ступенчатым сколом. В строении породы преобладают частицы пелитовой размерности. Концентрация песчано-алевритовой фракции не превышает 5% массы. Однако на склонах горных сооружений содержание последней возрастает вплоть до перехода к алевропелитам или песчанистым глинам. Иногда здесь отмечается и примесь гравийного материала.

Глины преимущественно некарбонатные, на склонах, выше глубин 3500 м, обнаружены слабокарбонатные разновидности, в которых иногда отмечаются раковины фораминифер. В целом в отложениях наблюдается повышенное содержание P_2O_5 (в среднем около 2,3%), в отдельных образцах оно может достигать 6%.

Предположительно литифицированные глины залегают на базальтах основания в большей части межгорных впадин и перекрываются более молодыми осадками, поэтому на поверхности дна их обнажения крайне редки. Отложения данной толщи были вскрыты скв. 307 *DSDP*, где они, правда, подстилаются более древними осадочными отложениями и к югу от района скв. 803 *ODP*, где они залегают непосредственно на базальтах. В пределах района литифицированные глины встречаются на склонах горных сооружений, предположительно в эрозионных окнах. Наиболее детально они изучены на гайоте Батиса, где их обнажения встречаются практически непрерывно по периметру гайота, ниже батиметрического интервала 3000—3500 м. По данным фотопрофилирования выходы глин предполагаются до глубин 4000—4200 м.

Литифицированные глины были отмечены также на гайотах Ханк, Дженнингс, Майами и склонах массива Южный, в том же батиметрическом диапазоне, что и на гайоте Батиса. Сколь широко их распространение на этих гайотах и отсутствуют ли их выходы на других постройках, сказать невозможно из-за редкой сети наблюдений.

Литифицированные глины бедны органическими остатками. В некоторых случаях в слабокарбонатных разновидностях присутствуют раковины фораминифер, однако определения удалось провести только по образцу со ст. 1008Др (гора Батиса). Согласно заключению Л.В. Васильченко, в пробе обнаружен смешанный комплекс кайнозойских и меловых фораминифер. Среди последних преобладают планктонные фор-

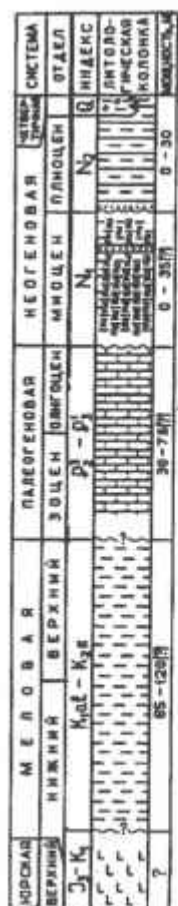


Рис. П. Стратиграфическая колонка межгорных впадин зоны Маркус-Уэйк

1 — кремнисто-глинистые осадки; 2 — цеолитсодержащие монтмориллонит-гидрослюдистые глины; 3 — глины цеолитовые гидрослюдистомонтмориллонитовые; 4 — пелитоморфный мелоподобный известняк, фосфатизированный в верхней части разреза; 5 — глины монтмориллонитовые цеолитсодержащие, фосфатизированные; 6 — основные вулканические породы

мы, присутствуют также бентосные. Сохранность раковин невысокая — их поверхность преимущественно корродирована. Большинство видов характерно для альбских и сеноманских отложений. Среди планктонных фораминифер особо важно преобладание вида-индекса нижнего сеномана *Thalmaninella appenninica* (Renz), число раковин которого составляет почти половину от найденных. Бентосные виды *Brotzenella djaffarovi*, *Gavelinella plana*, *G. ex gr. agalarovae* характерны для альбских отложений Кавказа. На севере Атлантики они были встречены в альб-сеноманских отложениях в скв. 367, 369, 137, 398 DSDP совместно с видами *Gyroidinoides mauritanicus* и *Eggerella trochoides*.

На фоне преобладания альб-сеноманских форм отмечены единичные находки таких видов, как *Rugoglobigerina* (?) sp., *Globotruncana* of. *lapparenti*, *Globorotalites multiseptus*, повсеместно появляющихся не ранее позднего турона. Присутствие этих видов в пробе подчеркивает смешанный характер комплекса.

В глинах, поднятых со склона гайота Ханк на ст. 559Др, обнаружена несколько деформированная раковина аммонита, возраст которого предположительно определен А.А. Атабекином как позднемеловой.

По совокупности имеющихся данных возраст толщи литифицированных глин определен как альб-сеноманский (Kial—K_{2s}). По керну скв. 307 мощность описываемых отложений составила около 65 м. Сейсмоакустические данные позволяют выделить над акустическим фундаментом, отождествляемым с кровлей базальтов, ряд толщ. Мощность нижней толщи, которую, согласно принятой концепции, мы соотносим с литифицированными глинами, в центральных частях впадин достигает ориентировочно 100—120 м.

Выше по разрезу были опробованы мелоподобные фосфатизированные карбонаты. Отложения представлены слаболитифицированным осадком белого цвета с серовато-коричневыми, зеленоватыми разводами. Текстура массивная. Осадок твердый, хрупкий, очень плотный, с низкой естественной влажностью. Основная масса сложена частицами пелитовой размерности; содержание песчано-алевритовой фракции, состоящей из мелких цеолитовых стяжений и микроконкреций, незначительно. Содержание P2O5 составляет около 27%. Эти отложения были опробованы на единственной станции — 718Т в интервале 6—20 см в пределах склонов массива Майами (на батиметрическом уровне 3500 м). Взаимоотношения с подстилающими осадками неизвестны. Возможно, что между отложениями альба-сеномана и описываемыми заключены подразделения верхнего мела и нижнего палеогена, как это отмечено в скв. 45, 198, 199, 313¹. На основании изучения нанопланктона, содер-

¹ Initial Rep. 1971. Vol. 6; 1974. Vol. 20; 1975. Vol. 32.

жащегося в пробе 718Т, М.Г. Ушакова определила возраст отложений как поздне-эоценовый—раннеолигоценовый.

По данным глубоководного бурения, осадки сходного состава данного возрастного интервала имеют мощность около 30 м и могут достигать 75 м (скв. 313).

Выше описанных отложений с размывом залегают миоценовые цеолитовые глины. Эти образования окрашены в темно-коричневый цвет, нередко с шоколадным оттенком. Текстура преимущественно пятнистая, реже однородная. Глины плотные, тугопластичные, до твердопластичных, редко мягкие пластичные. Характерной особенностью глин является повышенная липкость, вязкость. В составе глин преобладает пелитовая фракция, однако песчано-алевритовая составляет не менее 10% массы осадка, иногда достигая 40—50%. Последняя состоит преимущественно из сферолитов или кристаллов филлипсита и железомарганцевых микроконкреций, ядрами которых являются те же цеолитовые образования. Для пелитовой фракции характерно преобладание монтмориллонита над гидрослюдами либо нахождение их в сопоставимых количествах. Особенностью химического состава цеолитовых глин является повышенное содержание P_2O_5 (в среднем около 1%, редко до 3—4%). В целом в цеолитовых глинах несколько повышена и карбонатность (около 1% $CaCO_3$, в единичных случаях до 9%), связываемая как с наложенными процессами на батиметрических отрезках выше лизоклина, так и с присутствием реликтовых частиц подстилающего осадка, что может объяснять и повышенные концентрации оксида фосфора.

Цеолитовые глины, по-видимому, залегают в межгорных впадинах повсеместно и слагают кровлю доплиоцен-четвертичных отложений. Их выходы на поверхность дна отмечаются на нижних участках склонов горных сооружений, в седловинах, в зонах повышенной гидродинамической активности, в эрозионных окнах в плаще новейших осадков. Данные отложения отмечены на склонах гайота Мэлони, склонах массивов Макдоннелл, Ханк-Пот, Ламонт-Лэдд, Скриппс, Майами, Хайдок и Ван-Уикхаус.

На ст. 718Т цеолитовые глины залегают непосредственно на верхнеэоценовых—нижнеолигоценовых фосфатизированных карбонатах. В зоне контакта отмечены гравий и мелкая галька измененных эффузивов, что свидетельствует о существовании эрозионного несогласия. В зонах выклинивания толщ, в пределах нижних склонов возможно наличие и угловых несогласий.

Цеолитовые глины фактически являются немymi. Очень редко в них обнаруживаются спикулы и обломки скелетов радиолярий, среди которых В.В. Шиловым были определены *Eucoronis* sp. aff. *E. perspicillum*, *Actinomma* sp. group aff. *Hexaconthium arachnoidale*. На основании этих определений, а также результатов палеомагнитных исследований колонок осадков 717Т и 788Т, проведенных Г.Ю. Малаховой, возраст отложений считается миоценовым. Мощность сходных отложений по данным бурения скв. 307 составляет около 35 м.

На цеолитовых глинах залегают плиоцен-четвертичные монтмориллонит-гидрослюдистые глины. Эти отложения окрашены в различные оттенки коричневого цвета. Установлены две текстурные разновидности — однородные и пятнистые. Глины мягкие, пластичные, иногда встречаются тугопластичные комковатые разновидности.

Основная масса осадка сложена пелитовыми частицами. Содержание песчано-алевритовой фракции около 10%, в составе фракции преобладают глинистые агрегаты, в подчиненном количестве находятся кристаллы и сферолиты филлипсита, микрофаунистические и остеологические остатки, микроконкреции. Существуют разновидности глин с содержанием песчано-алевритовой фракции до 20—25%, представленной преимущественно цеолитами и измененными обломками вулканогенных пород. Последние могут достигать и более крупных размеров.

Для пелитовой фракции осадка характерно преобладание гидрослюды над монтмориллонитом. Выделяются некарбонатные и слабокарбонатные фациальные разновидности

ности, содержание карбоната кальция в которых изменяется от 1 до 15% и является функцией батиметрического уровня. Карбонатность обусловлена устойчивыми примесями остатков планктонных фораминифер и кокколитофорид. Реже присутствуют остатки раковин остракод и бентосных фораминифер.

Монтмориллонит-гидроослюдистые глины слагают поверхность дна на большей части площадей межгорных впадин и широко распространены в пределах поднятия. Слабокарбонатные разновидности покрывают нижние и средние части склонов, предгорные шлейфы. Батиметрический интервал существования этой фациальной разновидности — от 3900 до 4500 м. Ниже располагаются миоценовые цеолитовые глины. В ряде случаев отмечается согласное залегание с постепенными контактами. В других случаях указанные толщи залегают с эрозионным несогласием, подчеркиваемым присутствием гравия и гальки вулканогенных пород на контакте. Иногда на контактах отмечаются прослои цеолитовых и вулканических песков.

Монтмориллонит-гидроослюдистые глины бедны остатками кремнистых микроорганизмов, однако на отдельных станциях удается установить относительно обильный комплекс, позволяющий произвести микропалеонтологическую датировку. Определенные В.В. Шиловым комплексы (*Collosphaera* gen. et sp. indet, *Rhopaiastrum profunda* gr. *Fannartus tetrathalamus*, *Spongaster tetras* *Euchitonia mulleri*, *Artostrobium auritum-australis*) позволяют говорить о плиоцен-плейстоценовом возрасте. Палеомагнитные данные, а также постоянное присутствие в слабокарбонатных разновидностях раковин фораминифер вида *Globorotalia tumida*, а в некоторых случаях и *G. tosaensis* (согласно данным А.В. Гуляева) позволяют утверждать, что начало формирования данной толщи приурочено к плиоцену.

Присутствие обильных комплексов радиолярий с наличием видов-индексов в ряде проб позволили выделить нижнеплейстоценовую зону *Arthocyrtidium angulare* и верхнеплейстоценовую—голоценовую *Buccinosphaera invaginata*. По совокупности данных возраст толщи монтмориллонит-гидроослюдистых глин определен как плиоцен-четвертичный.

Максимальная вскрытая мощность данных отложений составляет 418 см (386Т). Скважинами 307 и 313 по подобным отложениям пройдено 9 и 8 м соответственно¹. По геофизическим данным, мощность этих отложений в центральных частях межгорных впадин предположительно может достигать 25—30 м.

Кремнисто-глинистые четвертичные отложения окрашены в коричневые и светло-коричневые цвета. Текстура однородная либо пятнистая. Осадки полужидкие, текучие, с низкой плотностью и высокой естественной влажностью. В составе преобладают частицы пелитовой размерности, содержание песчано-алевритовой фракции 10—15%, она сложена преимущественно (иногда на 100%) створками диатомовой водоросли *Ethmodiscus rex*, в качестве устойчивой примеси присутствуют скелеты и спикулы радиолярий, глинистые агрегаты, единичные микроконкреции, цеолиты. Отличительной особенностью состава является относительно повышенные содержания аморфного кремнезема и органического углерода. Осадки некарбонатны.

Кремнисто-глинистые осадки венчают разрез межгорных впадин. Они слагают поверхность дна базисных частей межгорных впадин и покрывают значительные площади. Наиболее крупные поля развития данных отложений в пределах исследуемого района находятся к северу от массивов Ламонт-Лэдд, Арнольд, Макдоннелл, а также к юго-востоку от гайотов Мэлони и Ламонт. Данные осадки имеют относительно сложные пространственно-временные взаимоотношения с плиоцен-четвертичными отложениями. Крайними случаями являются согласное залегание кремнисто-глинистых отложений на монтмориллонит-гидроослюдистых глинах и их фациальные латеральные переходы.

Комплексы радиолярий, содержащиеся в описываемых отложениях, весьма пред-

¹ Initial Rep. 1975. Vol. 32.

ставительны, и практически всегда удастся выделить определенную радиоляриевую зону. Так, за период работ в пределах поднятия Маркус-Уэйк В.В. Шиловым описан весь разрез плейстоцен-голоцена и выделены зоны — нижнего плейстоцена *Anthocytidium angulare*, нижнего—верхнего плейстоцена *Atnphirropalum upsilon*, верхнего плейстоцена *Collosphaera tuberosa* и верхнего плейстоцена—голоцена *Buccinosphaera invaginata*. В то же время осадки более узких возрастных диапазонов не имеют отличительных признаков и образуют, по-видимому, единую толщу, возраст которой определен как четвертичный.

Максимальная мощность этих осадков, вскрытая трубкой 307Т, составляла 0,5 м.

Геологический разрез поднятий

Основной объем любого горного сооружения поднятия Маркус-Уэйк сложен комплексом вулканогенных пород раннего мела, представленным анкарамитовыми базальтами и долеритами, океанитами, трахибазальтами, а также туфами, туфобрекчиями и туффитами соответствующих составов. Анкарамиты — породы серого до черного цвета, часто с зеленым, коричневатым или голубоватым оттенками. Текстура преимущественно массивная, иногда миндалекаменная, пористая до шлаковой. Редко отмечались флюидалные текстуры. Трахибазальты — породы грязно-зеленого, зеленовато-серого, серого цвета. Текстура массивная, либо пористая до шлаковой. Поры часто заполнены кальцитом.

Туфы, туфобрекчии и туффиты окрашены в самые различные цвета: преобладают пестроцветные и желтовато-зеленые. Текстура пород обломочная, как правило, неравномерно зернистая. Редко встречаются мелкозернистые разновидности. Разнозернистые туфы сложены частицами алевроитовой, псаммитовой и псефитовой размерностей. Обломки изометричной, удлиненной, неправильной формы с угловатыми, "рваными", иногда сглаженными (оплавленными?) очертаниями. Обломки, как правило, не сортированы, за исключением мелкозернистых разновидностей. В составе обломков преобладают эффузивные породы часто пористой или шлаковой текстуры. Цемент поровый или контактовый, глинистого цеолитового или глинисто-цеолитового состава. В туффитах отмечен фосфатный, карбонатно-фосфатный цемент. Последние разновидности хорошо отличимы по белому и бежевому цвету.

Вулканокластические породы сильно изменены, что часто сказывается на их физических свойствах — низкой прочности, ломкости, низкой плотности и повышенной по отношению к эффузивам естественной влажности. Основными вторичными процессами, изменяющими первичные породы, являются, очевидно, смектитизация и цеолитизация. Некоторые образцы эффузивных и вулканокластических пород затронуты красноцветными изменениями. Отмечены также неизменные или слабо измененные разновидности, имеющие повышенную относительно измененных вулканитов прочность и плотность. Эффузивные породы, за исключением измененных образцов, прочные, плотные, слабовлажные.

Эффузивные и вулканокластические породы обнажаются на крутых склонах горных сооружений ниже выходов комплексов обломочных и органогенных пород. На гайоте Батиса, постройках массивов Южного, Скриппс выходы вулканогенных пород обнаружены в пределах вершинной поверхности, где они предположительно приурочены к эрозионным окнам. Из эффузивов наиболее широко распространены анкарамиты. Океаниты отмечены на северном склоне гайота Дженнингс, восточном склоне гайота Мэлони, южном и восточном склонах гайота Батиса. Трахибазальты ограниченно распространены практически на каждом массиве. Красноцветные изменения отмечены на вершинной поверхности гайотов массива Южного, в привершинных частях восточного склона гайота Мэлони, северного — гайота Дженнингс, на западном и юго-западном склонах гайота Батиса.

Наиболее древняя из осадочных толщ, перекрывающих комплекс вулканогенных

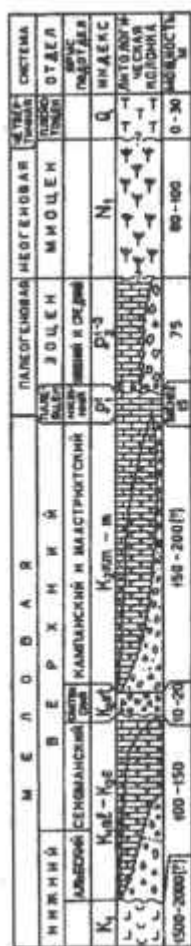


Рис. 12. Стратиграфическая колонка горных поднятий зоны Маркус-Уэйк

1 — карбонатно-глинистые осадки; 2 — туфы и туффиты; 3 — фораминиферо-наннофоссилиевые фосфатизированные известняки, брекчии с обломками базальтоидов и фосфатно-карбонатным цементом; 4 — фосфатизированные известняки; 5 — известняки типа 3, отложения аванрифов и лагун, брекчии и конгломератобрекчии; 6 — брекчии с карбонатно-фосфатным цементом; 7 — основные вулканические породы

пород, согласно микропалеонтологическим исследованиям, имеет альб-сеноманский возраст. Поэтому вулканические породы не могут быть моложе раннемеловых. В то же время методы абсолютной геохронологии позволяют датировать породы не древнее 100 млн лет [Коновалов и др., 1988], что не дает возможности "опустить" нижнюю границу в юрскую систему. В целом возраст данных базальтов принят предположительно как раннемеловой.

Протяженность выходов пород вулканогенного комплекса вкрест простирания (видимая мощность) достигает 7—10 км. Разница в батиметрических отметках предполагаемой кровли данной толщи и наиболее глубоких установленных выходов позволяет утверждать, что ее истинная мощность не менее 1,5—2 км.

Отложения, перекрывающие комплекс вулканогенных образований, включают терригенные и биогенные породы (рис. 12). Среди терригенных пород описаны конгломераты, брекчии, конгломератобрекчии, дресвяники, гравелиты, песчаники, алевропесчаники, алевролиты. Эти породы окрашены в коричневые, зеленые, серые, красновато-коричневые цвета. Нередки пестроцветные породы. Мелкообломочные породы имеют более светлые тона, крупнообломочные — темные. Для грубообломочных пород характерна неравномерно-

зернистая, несортированная текстура. Степень окатанности, по шкале А.В. Хабакова, оценивается в 2—3 балла. В тех случаях, когда в грубообломочных породах присутствует заполняющая масса, она песчано-гравийная или песчаная.

В песчаных и алевроитовых породах текстура массивная или слоистая. Слои выделяются по размерности частиц или по цветовой гамме. Породы плохо сортированные или несортированные, часто с примесью гравийного материала. Кластический материал, как в грубо-, так и в мелкообломочных разновидностях, представлен вулканогенными породами. Степень измененности обломков возрастает с уменьшением размерности. Цемент цеолитовый, глинисто-цеолитовый, глинистый; в брекчиях и дресвяниках иногда встречается кальцитовый. Наблюдаются как базальный, так и контактовый типы цемента. Породы с глинистым цементом рыхлые, непрочные, более влажные, с цеолитовым и кальцитовым — наоборот, плотные, прочные.

Биогенные породы — органогенно-датритовые известняки рифовой фации и планктоногенные фораминиферо-наннофоссилиевые известняки. Органогенно-детритовые известняки — породы желтого цвета, состоящие из обломков кораллов, раковин и скелетов рифожителей, сцементированных фораминиферо-наннофоссилиевым материалом. Планктоногенные известняки — пелитовые породы желтовато-белого цвета с массивной текстурой. В качестве примеси присутствуют раковины планктонных фораминифер относительно плохой сохранности и примесь ба-

тиальных бентосных форм. Породы станции 1008Др (гайота Батиса) интенсивно пронизаны ходами роющих организмов.

Терригенные породы описываемого комплекса отмечены в верхних и средних частях склонов. Грубообломочные разновидности драгированы в привершинных частях склонов гайотов Мэлони и Батиса, гайотах массива Хайдок. Песчаники, алевропесчаники и алевролиты, кроме указанных построек, встречаются также на гайотах Дженнингс, Ламонт, Майами и некоторых других. Мелкообломочные породы тяготеют к средним частям склонов. Ниже глубин 3200 м алевропесчаники и алевролиты, по-видимому, фациально переходят в алевроглины и глины, описанные в разрезе межгорных впадин.

Различные виды терригенных пород, по-видимому, взаимно фациально замещают друг друга с тенденцией уменьшения размера обломков вниз по склону. Биогенные породы также могут иметь между собой фациальные границы.

Проведенные С.П. Плетневым исследования раковин планктонных фораминифер позволили датировать описываемые отложения. Присутствие в ряде образцов с гайотов 372 и Батиса комплексов фораминифер, включающих *Planomalina buxtorfi*, *Hedbergella simplex*, *Globigerinelloides ferreolensis*, *Biticinella roberti*, *Rotalipora appenninica*, *Praeglobotruncana stephani*, дают возможность отнести отложения к позднему альбу—раннему сеноману. Виды бентосных фораминифер, идентифицированные в известняках, свидетельствуют о батических (чаще верхнебатических) условиях формирования.

В цементе брекчий ст. 926Др (гайот Батиса) выделена бедная ассоциация планктонных фораминифер плохой сохранности, в которой участвуют *Hedbergella sp.*, *Dicarinella sp.*, *Praeglobotruncana sp.* В целом, учитывая условия залегания и предполагаемые взаимоотношения пород, возраст толщи определен как альб-сеноманский. По керну скв. 463ДСДР мощность сходных по составу отложений данного возрастного диапазона можно оценить в 100—150 м.

Сантонские отложения представлены фосфатизированными пестроцветными брекчиями, обломки в которых изометричной и удлиненной формы. Их поперечные размеры достигают 3 см. В составе обломков Преобладают пористые афировые базальты, встречаются также рудные включения. Белый с коричневым оттенком цемент базальный, занимает до 30—40% объема породы. Порода плотная, прочная, маловлажная. Характерная особенность — повышенное содержание P_2O_5 (около 20%).

Отложения опробованы единственной станцией — 532Др, находящейся в привершинной части западной постройки массива Южного. Были подняты образцы, в которых брекчии контактировали с зеленовато-серым литокластическим туфом. Зона контакта подчеркивалась прослоем гидроокислов марганца мощностью 1—2 мм. Можно предположить, что сантонские брекчии залегают на породах раннемелового вулканогенного комплекса со стратиграфическим, эрозионным несогласием. Взаимоотношения с перекрывающими породами неизвестны, но предположительно они ; являются базальным слоем кампан-маастрихтского комплекса.

В цементе брекчий М.Г. Бирюлиной в составе известкового нанопланктона были | определены *Corollithion sp.* и *Marthasterites furcatus*. Наличие последнего вида позволяет отнести брекчии к одноименной зоне сантонского яруса.

По данным глубоководного бурения (скв. 171, 463) мощность сантонских отложений не превышает 10—20 м.

Отложения кампана и **Маастрихта** представлены терригенными и биогенными породами. Среди терригенных пород описаны брекчии и конгломератобрекчии, песчаники и алевропесчаники. Брекчии и конгломератобрекчии — пестроокрашенные плотные, прочные, маловлажные породы. Обломки в **них** как изометричные, **так** и удлиненные, степень окатанности от 0 до 3 баллов (по шкале А.В. Хабакова). В составе обломков преобладающую роль играют эффузивные породы, меньшую —

туфы, известняки, макрофаунистические остатки двустворок, зубы рыб. Цемент фораминиферово-нанофоссилиевый, базальный, белого, желтовато-белого цветов, иногда фосфатизированный.

Песчаники и алевропесчаники серые, зеленовато-желтые, красновато-коричневые, пестроокрашенные, массивные, изредка слоистые. Обломочный материал несортирован. Иногда присутствуют обломки макрофауны размером до 3—5, редко 10 мм. Песчаники преимущественно вулканомиктовые, в основной массе могут встречаться оолиты карбонатного или карбонатно-фосфатного состава. Цемент базальный, поровый и контактовый, преимущественно глинистый, реже карбонатный, карбонатно-фосфатный. В зависимости от типа цемента наблюдаются породы от прочных, плотных, маловлажных до рыхлых, непрочных, с относительно повышенной влажностью.

Органогенные породы представлены биогермными, органогенно-детритовыми, оолитовыми известняками рифовой фации.

Биогермные известняки имеют белую, желтовато-белую и светло-коричневую окраску, биоморфную текстуру. Породы построены различными организмами, сохранившимися в прижизненном состоянии, среди них выделяются октокораллы семейства *Isidae*, одиночные кораллы родов *Elasmophyllia* и *Smilotroohus*. В единичных случаях отмечаются водорослевые (?) биогермные известняки. Породы плотные, прочные, нередко кальцитизированные и хрупкие.

Органогенно-детритовые известняки окрашены в светло-коричневый, желтовато-белый, бежевый цвета. Текстура органогенно-детритовая. Обломки преимущественно гравийной размерности, иногда до 3—5 см в поперечнике. Биоморфные отложения представлены фрагментами кораллов, склерактиний, брюхоногих и двустворчатых моллюсков, морских ежей, зубами рыб. Отмечались редкие обломки туфов и базальтов. Нанофоссилиево-фораминиферовая цементирующая масса нередко фосфатизирована. Помимо планктонных и бентосных фораминифер, отмечались обломки раковин остракод. Породы плотные, крепкие, маловлажные. Описаны перекристаллизованные разновидности. Предположительно, органогенно-детритовые известняки следует относить к серии аванрифа.

Оолитовые известняки, желтые, желтовато-белые, иногда с коричневыми пятнами, имеют массивную и пористую текстуру. Сложены оолитами от 0,5 до 1,5 мм в диаметре, карбонатного, карбонатно-фосфатного, иногда фосфатного состава. Среди оолитов изредка наблюдаются раковины бентосных фораминифер. Цемент контактовый, реже базальный, карбонатно-фосфатного состава, пелитоморфного строения. Образцы — от рыхлых, непрочных, хрупких до плотных, прочных.

Породы терригенного комплекса отмечены в привершинных частях гайотов, входящих в вулканотектонические массивы Ханк-Пот, Макдоннелл-Самсон, Дженнингс-Батиса, Ламонт-Лэдд, Скриппс. Известняки рифовой фации обнаружены на горных сооружениях массивов Дженнингс-Батиса, Арнольд, Южного, Ламонт-Лэдд, Скриппс, Хайдок, Ван-Уикхаус. Следует отметить, что оолитовые известняки были отмечены не в пределах вершинных поверхностей, а на склонах в ассоциациях с органогенно-детритовыми известняками, что дает основание предполагать, что они формировались не в лагунах, а на внешнем склоне атолла.

Взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами точно не установлены. Предположительно, кампан-маастрихтские породы могут согласно залегать на сантонских брекчиях, но чаще, вероятно, залегают с несогласием на породах альба—сеномана или нижнемелового вулканогенного комплекса.

Палеонтологические исследования проведены по различным фаунистическим группам. В.Д. Худиком исследована ассоциация двустворчатых моллюсков на ст. 870Др-1. Идентифицированы *Nanonayvis* ex dr. *turgida*, Lima ex gr. *marrotiana*, L. ex gr. *zushensis*, *Cardium* Linne, *Exogyra* sp., *Axinulus* sp. Также в данной ассоциации отмечен одиночный коралл *Smilotroohus* (%) sp. и внешнее ядро брюхоногого моллюска рода *Turbo* Linne. Эта ассоциация свидетельствует о весьма мелководных условиях

формирования, а также позволяет определить интервал формирования пород как меловой—палеогеновый (Маастрихт—эоцен). По заключению Ю.А. Латыпова, здесь присутствуют также октокораллы семейства *Isidae*, одиночные кораллы *Elasmophullia* sp., колонии склерактиний *Thamnastevia* sp. Следует заметить, однако, что в этих же отложениях на ст. 515Др (гайот Мэлони) идентифицирован палеоцен-эоценовый брюхоногий моллюск *Bittium bongissimum*.

Более точно возраст пород позволяют определить микропалентологические исследования. Относительно частая встречаемость раковин планктонных фораминифер *Hedbergella* sp., *Rugoglobigerina* sp., по данным С.П. Плетнева, указывает на формирование известняков не ранее кампана—Маастрихта. На ряде станций присутствие *Hedbergella Holmdelensis*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Globigerinellides asper* отражает кампанский возраст отложений (зона *Globotruncana ventricosta*). Состав бентосных фораминифер свидетельствует о батимальных, реже шельфовых—верхнебатимальных условиях, т.е. образование самого тела рифа происходило в мелководных условиях, а заплывающая масса отлагалась, по-видимому, несколько позже, при погружении до батимальных глубин.

В описываемых отложениях содержатся меловые нанофоссилии *Tetralithus muris*, *T. Obscurus*, *Corollithion* sp., *Zigodiscus erectus*, *Z. sp.* и другие (определения М.Г. Бирюлиной). По совокупности всех имеющихся данных, отложения датированы кампаном—Маастрихтом.

По данным глубоководного бурения, их мощность изменяется от 150—200 м (скв. 171, 463DSDP) до 350 м и более (скв. 313 DSDP).

Отложения палеоцена представлены фосфатизированными известняками белого, желтовато-белого цвета, массивной текстуры. Состоят преимущественно из раковин фораминифер. Породы прочные, пористые, с высокой естественной влажностью. В них отмечены ходы илоедов, инкрустированные гидроксидами марганца и железа. Взаимоотношения пород с подстилающими толщами не установлены. Предположительно, они согласно залегают на известняках кампана—Маастрихта и, вероятно, сформированы в завершающую стадию маастрихтской трансгрессии.

Отложения ст. 1000Др, расположенной в южной привершинной части гайота Батиса, по данным С.П. Плетнева, сложены смешанным комплексом планктонных фораминифер палеоценового и плейстоценового времени. Древние раковины выделяются желтой окраской. Вероятно, формирование известняков происходило с переотложением более древних видов. Присутствие раковин вида *Globorotalia pseudobulloides* позволяет предположить раннепалеоценовый возраст данных отложений.

Палеоценовые толщи в скважинах DSDP, пробуренных на гайотах и межгорных равнинах сопредельных территорий, не встречены. Ряд авторов считает, что донные отложения были практически полностью эродированы в период эоценовой трансгрессии. Поэтому единичные находки данных отложений, по-видимому, следует относить к эрозионным останцам, а мощность их оценивать первыми метрами.

Отложения эоцена представлены фосфатизированными брекчиями и фосфатизированными планктоногенными известняками. Фосфатизированные пестроокрашенные брекчии содержат обломки размером до 3—4 см в поперечнике как изометричной, так и удлиненной формы, но преимущественно угловатых очертаний. Состав обломков в отличие от более древних брекчий разнообразный: отмечены базальты, древние фосфатизированные известняки, туфы, отличительной особенностью которых является практически постоянное присутствие обломков рудных корок, имеющих как пластинчатый, так и изометричный облик. Фосфатизированный нанофоссилиево-фораминиферовый цемент базальный, желтовато-белого, грязно-белого, бежевого цвета, часто пористый. Иногда присутствует примесь вулканического песчаного материала. Породы плотные, прочные, слабовлажные.

Белые, желтовато-белые, серые иногда с разводами более темных оттенков планктоногенные известняки с массивной и пористой текстурой имеют сахаровидный

облик. Состоят преимущественно из раковин планктонных фораминифер и их детрита, сцементированных нанофоссилиевой массой. Цемент преимущественно поровый и контактовый. Известняки от плотных, прочных до хрупких, сильно-пористых, влажных.

Отложения данного возрастного подразделения распространены весьма широко и отмечены в пределах всех вулканотектонических массивов поднятия. Планктоногенные известняки распространены преимущественно на вершинных поверхностях гайотов и в самых верхних частях склонов. Наиболее крупные выходы этих пород отмечены на горах Скриппс, Сахалинская, Мэлони, Дженнингс, Батиса и центральной постройке массива Южного. Брекчии расположены, как правило, на более низком батиметрическом уровне и слагают верхние части склонов. Наиболее широко эти породы распространены на гайотах Батиса, Ван-Уикхуаз, постройках массива Южный.

С.П. Плетнев выделил в исследуемых отложениях два комплекса планктонных фораминифер. На гайоте Батиса комплекс, характеризующийся наличием видов *Morosovella aragonensis*, *M. formosa*, *M. crater-crater*, *M. subbotinae*, *Acarinina pentacamerata*, *A. triplex*, отражает завершающий этап раннего эоцена. Отличительной особенностью его является практически полное отсутствие бентосных фораминифер, что может свидетельствовать о пелагических условиях формирования. На горных постройках массива Южного комплекс состоит из раковин фораминифер: *Morosovella spinulosa*, *M. rex*, *Globigerapsis index*, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Acarinina bulbrooki*, *Globigerina pseudoeocaena*, *G. senni*, *Truncorotaloides rochri*, *T. pseudotopilensis*, *Globorotaloides suteri*. Такой состав комплекса свидетельствует о среднеэоценовом времени его формирования. Состав бентосных фораминифер, которыми обогащены отдельные пробы, указывает на батимальные условия осадкообразования.

В образце ст. 520Др (гайот Мэлони) М.Г. Бирюлиной установлен следующий комплекс кокколитофорид: *Discoaster saipanensis*, *Orthoqygus aureus*, *Reticulofenestra* sp., *Coccolithus (pelagicus)* sp., *C. sp.*, *Zigodiscus* sp. Данный комплекс характеризует среднеэоценовую подзону *D. saipanensis*, входящую в зону *Reticulofenestra umbilica*. Отсутствие диагностических отличий между породами обоих комплексов, а также весьма близкий временной интервал формирования заставляют на данном этапе исследований выделить единое стратиграфическое подразделение ранне-среднеэоценового возраста. Скважинами 171 и 202 *DSDP* на гайотах вскрыты сходные отложения, мощность которых составляет 60—75 м.

К образованиям миоцена с определенной степенью условности отнесены фонолиты, образующие валообразное вулканическое тело на южной оконечности вершинной поверхности гайота Батиса. Это породы темно-серого, зеленовато-серого цвета, массивной, порфировой текстуры. Породы свежие, практически не измененные, плотные, прочные. Фонолиты, по-видимому, залегают на эродированной поверхности нижнемеловых вулканитов, а также частично перекрывают эоценовые известняки. Никаких признаков горячих контактов нами однако не обнаружено.

Датировка произведена по аналогии с возрастом подобного тела, исследованного в рейсе 13 нис "Морской геолог" и расположенного на вершинной поверхности гайота МА-15 Магеллановых гор. В этом теле в тонких прослоях нанофоссилиево-фораминиферовых известняков среди лав, лавобрекчий, спекшихся туфов и ортотуффитов определены раковины планктонных фораминифер *Globigerinella insueta*, *Praeorbulina glomerosa*, *Sphaeroidinella seminulina* и кокколиты *Discoaster exilis*, *D. variabilis*, *D. kugleri*. Последний вид является видом-индексом одноименной зоны среднего миоцена. В целом, по заключению И.А. Пуляевой, такой состав комплексов позволяет датировать данные образования миоценом. Исходя из покровного залегания пород в описываемом теле, учитывая батиметрический интервал встречаемости фонолитов, их мощность оценивают в 80—100 м.

Отложения плейстоцена представлены карбонатными, глинисто-карбонатными

и карбонатно-глинистыми осадками. Цвет осадков в зависимости от содержания карбонатного вещества изменяется от серовато-белого до коричневого. Текстура однородная либо пятнистая. Содержание песчано-алевритовой фракции возрастает от карбонатно-глинистых к карбонатным осадкам. Карбонатно-глинистые и глинисто-карбонатные осадки преимущественно относятся к пелитам алевритистым, часто с песком. Среди карбонатных осадков выделяются пески пелитово-алевритовые и пелиты алевритисто-песчаные, что связано как с составом слагающих микроорганизмов, так и со степенью их сохранности. Песчано-алевритовая фракция представлена преимущественно раковинами фораминифер и их детритом, встречаются раковины остракод, В качестве незначительной примеси часто присутствуют сферолиты филлипсита, микроконкреции. В составе пелитовой фракции среди глинистых минералов преобладает гидрослюда, в подчиненных количествах находятся монтмориллонит, каолинит и хлорит. От карбонатных к карбонатно-глинистым отложениям уменьшается плотность и возрастает естественная влажность, а также пластичность. Среди наиболее карбонатных разновидностей отмечаются хрупкие, рассыпчатые отложения.

В карбонатно-глинистых осадках содержится 15—30% CaCO_3 , в глинисто-карбонатных — 30—70%, в карбонатных — более 70%. Особенностью состава данной группы осадков является разбавляющий эффект карбонатного материала, вследствие которого отмечается резкое уменьшение концентраций металлов, фосфатов, алюмосиликатных компонентов в сравнении с другими типами донных осадков.

Описываемые отложения распространены практически повсеместно в верхних частях горных построек. Они покрывают вершинные поверхности, ступени на склонах, пологонаклоненные участки склонов. Вершинные поверхности покрыты карбонатными отложениями, последние также встречаются и на ступенях верхних участков склонов преимущественно не ниже 2500 м, глинисто-карбонатные отложения — до 3700, карбонатно-глинистые — до 4200 м. Наиболее крупные поля карбонатных осадков установлены в северной части вершинной поверхности гайота Батиса, на вершинных поверхностях гайотов Мэлони, Арнольд, Дженнингс, Ханк, Макдоннелл. Наиболее крупные поля распространения карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных осадков опробованы в области смыкания предгорных шлейфов на массивах Дженнингс-Батиса, Арнольд, Ван-Уикхаус. В то же время на вершинах горных построек других массивов распространение карбонатных осадков ограничено.

Описываемые отложения со стратиграфическим несогласием перекрывают литифицированные породы. Карбонатно-глинистые и глинисто-карбонатные осадки в нижних частях склонов имеют сложные пространственно-временные отношения со слабокарбонатными и некарбонатными глинами плиоцен-четвертичного возраста. В верхней части разреза, по-видимому, преобладает резко фациальный характер взаимоотношений осадков.

А.В. Гуляевым проведены детальные исследования комплексов планктонных фораминифер описываемых осадков. Всего изучено 148 проб. В подавляющей части преобладают плейстоценовые виды *Globorotalis menardi*, *Gr. tumida*, *Gr. inflata*, *Gr. truncatulinoides*, *Gr. crassoformis*, *Globigerinoides ruber*, *Gs. sacculifer*, *Gs. conglobatus*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Globigerina calida*, *G. digitata*, *Orbulina universa*, *Globoquadrina pachyderma*, *Gq. conglomerata*, *Pulleniatina obliquiloculata*. Кроме того, в ряде проб отмечены миоцен-плиоценовые виды *Globorotalia tosaensis*, *Gr. multicamerata*, *Gr. perteniusexilis*, *Orbulina suturalis* и др. Во многих образцах встречаются и более древние, палеогеновые виды: *Truncorotaloides topilensis*, *Globorotalia velascoensis*, *Gr. marginodentata*, *Gr. querta*, *Gr. subbotinae*, *Gr. praecursoria*. В нескольких пробах обнаружены представители рода глоботрункан, обитавшие в меловой период.

Отмечается устойчивое преобладание плейстоценовых видов, более древние не превышают трех-четырёх в пробе. Прямых подтверждений наличия или отсутствия голоцена в разрезе не обнаружено. Зональное расчленение плейстоцена из-за сильной

перемешанности комплекса было бы некорректно, хотя основная часть видов планктонных фораминифер относится к зоне *Globigerina calida calida* раннего—позднего плейстоцена. В целом можно предполагать, что формирование осадков происходило в течение плейстоцена в условиях активного гидродинамического режима. Существование последнего подтверждается наличием на поверхности осадков знаков ряби, зафиксированных донным фототелевизионным профилированием и дискретным фотографированием. Крупные поля развития знаков ряби отмечены на вершинной поверхности гайота Батиса и центральной постройки массива Южного. Единичные кадры отмечают рифели и в пределах массивов Макдоннелл, Ван-Уикхаус.

Некоторые сомнения в датировке данных осадков плейстоценом возникают при изучении разреза колонки 585Т, где с горизонта 242 см отмечается весьма плохая сохранность раковин, и определены в массовом количестве лишь два вида *Sph. dehiscens*, *Gr. tumida*, а все остальные встречаются в единичных экземплярах. Важно, что здесь обнаружены раковины, близкие к переходному виду *Gr. truncatulinoidea-tasaensis*. Все это дает основание предположить, что формирование этих отложений происходило в пограничный (плиоцен—плейстоцен) отрезок времени, т.е. возможно, что самые низы данных осадков образованы в плиоцене. Здесь по совокупности данных, отложения датированы как четвертичные.

Особенности тектонического строения

Поднятие Маркус-Уэйк является западным крылом системы подводных гор Маркус—Неккер, разграничивающей Северо-Западную, Восточно-Марианскую и Центральную котловины.

Магнитное поле в пределах полигона работ характеризуется высокоградиентными отрицательными, преимущественно линейными аномалиями интенсивностью до -1500 нТл в пределах горных сооружений. В межгорных депрессиях в ряде случаев фиксируются низкоградиентные, удлиненные, в основном положительные аномалии T_a интенсивностью до 500 нТл. В целом межгорные равнины характеризуются низкими положительными значениями T_a (до 100 нТл). Оси линейных магнитных аномалий имеют субширотное простираение, что, вероятно, связано с субширотным простираением дизъюнктивных нарушений. По осям линейных аномалий магнитного поля выделены зоны разломов.

В строении поднятия Маркус-Уэйк участвуют четыре комплекса: 1) фундамент; 2) наложенные вулканические постройки; 3) литифицированный осадочный слой; 4) рыхлые осадочные отложения.

Фундаментом, по-видимому, служит абиссальная плита, сложенная преимущественно толеитовыми базальтами и сформировавшаяся в процессе спрединга океанического дна.

Вулканические постройки представляют собой щитовые вулканы, возникшие в результате наложенного вулканизма в тектонически ослабленных зонах плиты, связанных предположительно с крупными трансформными разломами. Основным объемом этих построек сложены породами анкарамитовой ассоциации, в целом не характерной для Тихого океана. По материалам дражных проб были определены океаниты, анкарамиты, ферроанкарамиты, трахибазальты, фонолиты.

Данные по возрасту магматических пород поднятия охватывают обширный период от раннего мела до миоцена, что свидетельствует в пользу предположения о неоднократной тектономагматической активизации, последний этап которой имел место в миоцене.

К сходным выводам приходит Н. Смут [Smoot, 1989] на основании анализа вершинных поверхностей гайотов, расположенных на едином цоколе на разных батиметрических уровнях. Он связывает данное явление с многоэтапностью вулканической деятельности. После образования островершинных вулканических гор сле-

довала абразия их вершин. Последующая вспышка вулканизма приводила к возникновению вулканических конусов более высокого уровня, также срезанных впоследствии волновой абразией.

Литифицированный осадочный слой в пределах межгорных котловин и на гайотах характеризуется существенными различиями. В межгорных котловинах он, вероятно, представлен относительно выдержанными по мощности и простираению стратифицированными пластовыми либо линзообразными телами, выклинивающимися обычно на склонах горных сооружений и имеющими максимальную мощность в пределах базисных впадин, в разломных зонах. Предположительно, в основании данного слоя залегают литифицированные глины альба—сеномана. Породы, слагающие разрез, слабо литифицированы, поэтому на сейсмоакустических разрезах их трудно отделить от рыхлых отложений. Мощность осадочного чехла в целом в межгорных котловинах может достигнуть 600 м и более.

На гайотах литифицированный осадочный слой имеет, видимо, более сложное строение. В его составе преобладают терригенные породы, рифовые и планктоногенные известняки. Разрез сложен биогенно-терригенными комплексами альба—сеномана, кампана—Маастрихта, эоцена. Рифтовые известняки, возможно, образуют не выдержанные по мощности и простираению тела, приуроченные скорее всего к бровкам и верхним частям склонов гайотов. Однако рифовые известняки могли существовать и на вершинных поверхностях гайотов.

Планктоногенные известняки образуют, по-видимому, не выдержанные по мощности пластообразные, чаще линзообразные тела, на выровненных поверхностях вершинных и привершинных частей горных построек. Эти тела могут иметь слоистое строение и примыкать к склонам, эрозионным останцам, сложенным ранее сформировавшимися породами. Терригенные породы преимущественно образуют плащеобразные покровы на пологих склонах горных сооружений, достигая максимальной мощности у их подножий и слагая аккумулятивные шлейфы. Общая мощность консолидированных осадочных пород на гайотах может превышать 600—800 м (скв. 463, 311).

Рыхлые осадочные отложения на горных сооружениях встречаются во впадинах, на выровненных вершинных поверхностях, ступенях на склонах, преимущественно в участках с низкой гидродинамической активностью. Их мощность, по данным сейсмоакустического профилирования, на гайоте Батиса достигает 160 м. Осадочный чехол в целом на горных постройках характеризуется крайней невыдержанностью по мощности вплоть до его полного отсутствия на крутых склонах и острых вершинах.

В пределах поднятия преобладает субширотное простираение разрывных нарушений, очевидно, образующих единую систему. Проявлены также разломы северо-западного и северо-восточного простираений, отмеченные повышенной мощностью осадочного покрова и ориентацией магнитных аномалий. Взаимоотношения субширотной системы разломов с разломами иных простираений неясны.

Описываемая территория не охвачена геофизическими работами полностью, поэтому приведенная здесь информация нуждается в уточнении и дополнении.

Индикатором существования контроля в строении земной коры служит также ориентированность структурных элементов океанического дна—горных сооружений, депрессий. Для многих гайотов исследованной области (Дженнингс, Мэлони, Арнольд, Пот, Макдоннелл, Ламонт) характерно субширотное простираение их наибольших осей. Н. Смут [Smoot, 1989] связывает данную картину с наличием трансформного разлома субширотного простираения, образовавшегося при движении к западу от рифтовой зоны участка Тихоокеанской плиты в течение мелового периода. Субширотная система разломов, выделенных по данным магнитометрии, вероятно, также связана с влиянием данного фактора и, возможно, имела трансформную природу и аналогичный возраст заложения.

Территория поднятия Маркус-Уэйк находилась также в зоне влияния транс-

формных разломов Мендосино и Сервейер, простирающие которых в данной области северо-восточное, с чем, связано простирающие наибольших осей гайотов Дикси-Джейн, Ханк (а также и массива Ханк-Пот в целом), массивов Макдоннелл-Самсон, Ван-Уикхаус, Хайдок [Smoot, 1989].

Таким образом, вулканотектоническое поднятие Маркус-Уэйк возникло в результате сложного сочетания тектонических дислокаций, как сдвиговых, так и вертикальных, и процессов наложенного вулканизма. Вертикальные движения являлись не однонаправленными, а колебательными, о чем свидетельствуют особенности геологического разреза. Фаза острова-атолла или мелководного рифа фиксируется по крайней мере дважды — в альб-сеноманское и кампан-маастрихтское время. Оба раза отмечается и постепенное погружение сооружений, что отражается в смене рифогенных известняков более глубоководными фациями в сеномане и раннем палеоцене. Отсутствие турон-коньякских палеоценовых и осадочных олигоцен-миоценовых образований на горных сооружениях может быть связано не только с глобальными трансгрессивно-регрессивными циклами, но и с колебательными вертикальными движениями самих построек, которые создают активный гидродинамический режим, препятствующий образованию осадочных толщ. Повышенная гидродинамическая активность отмечается в пределах поднятия до настоящего времени.

Глава 3

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

ИМПЕРАТОРСКИЙ ХРЕБЕТ

Императорский хребет представляет собой уникальную вулканическую цепь, протягивающуюся на расстояние около 3 тыс. км и включающую более 40 гайотов и подводных гор. По степени изученности вулканогенного фундамента гайотов данная структура условно подразделяется на три части: 1) центральную, наиболее хорошо изученную, включающую гайоты Суйко, Нинтоку и Оджин, опробованные скважинами глубоководного бурения (скв. 433, 432, 430); 2) северную, представленную гайотом Мейдзи (скв. 192) и горой Детройт в поднятии Обручева; 3) южную, охватывающую группу гайотов Милуоки (Канму, Юриаку и др.), охарактеризованную лишь данными драгировочных работ.

Центральная часть Императорского хребта

Наиболее представительные материалы по строению и составу вулканогенного фундамента получены при проходке скв. 433С на гайоте Суйко, вскрывшей толщу базальтов мощностью около 350 м. Документация скважины, проведенная на борту судна с учетом признаков перерыва в излиянии лав (наличие стекловатых разностей в основании потоков, окисленных, брекчиевидных, сильно пористых разностей в их кровле и др.), позволила подразделить пробуренную толщу базальтов на 67 потоков с мощностью от 2 до 20 м, которые в свою очередь включают до 114 отдельных слоев (от одного до шести слоев в каждом потоке). Три верхних потока представлены щелочными базальтами кальдерной стадии, все другие — толеитами и более редкими субщелочными и пикритовыми базальтами главной стадии формирования вулканической постройки.

При камеральной обработке материалов и получении дополнительных минералогических и петрохимических данных многие из потоков толеитовой толщи были объединены, в результате чего выделено 25 стратифицированных вулканических групп, получивших буквенные обозначения¹. В петрогеохимическом отношении эти группы подразделяются на два типа: 1) высокоциркониевый, характеризующийся повышенными содержаниями титана, циркония и легких редкоземельных элементов в породах; 2) низкоциркониевый, характеризующийся повышенными содержаниями магния и никеля. В том и другом типе могут присутствовать различные петрографические разновидности толеитов от пикритовых до кварц-нормативных. Петрогенетический механизм возникновения указанных двух типов (по признанию авторов этого тома²) остается неясным.

Нами дополнительно проанализировано около 100 проб по образцам керна скв. 433, присланным Скриппсовским океанографическим институтом США. Обобщение полученных и опубликованных результатов, составивших объединенную выборку из 177 анализов относительно свежих пород, позволило выявить некоторые общие особенности толеитового вулканизма Суйко, не отмечавшиеся ранее. Как

¹ Initial Rep. 1980. Vol. 55.

² Там же.

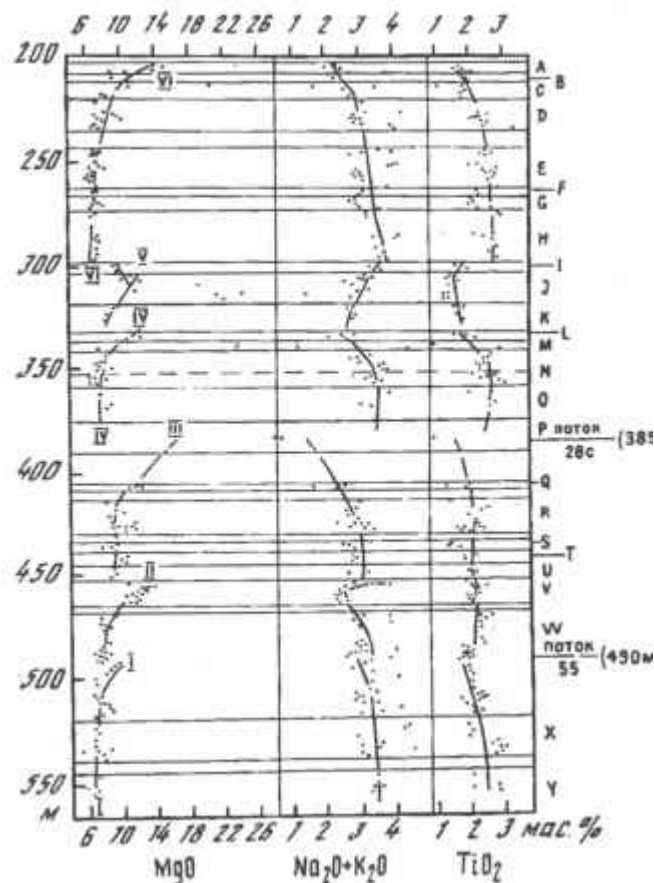


Рис. 13. Петрохимический разрез по скв. 433С гайота Суйко, Императорский хребет (по И.Н. Говорову, Э.Д. Голубевой)

видно из рис. 13, на котором показаны стратифицированные вулканические группы скв. 433С и точки содержаний MgO , $Na_2O + K_2O$, TiO_2 в породах по разрезу скважины, в процессе формирования толеитовой толщи намечается шесть ритмов (или циклов) с антидромной направленностью, т.е. начинающихся с излияния кварц-нормативных толеитов с повышенными содержаниями щелочей, титана и пониженным содержанием магния и заканчивающихся излиянием высокомагниевого оливиновых толеитов и пикробазальтов.

Первый ритм (потоки 66—55, группы **Y, X**, нижняя часть группы IO с общей мощностью свыше 60 м. В основании его находятся преимущественно кварц-нормативные ферротолеиты с повышенным содержанием железа (FeO — 12%), щелочей ($Na_2O + K_2O$ — 3%) и титана (TiO_2 — 2—3%). В средней части преобладают плагиоклазовые и оливиновые толеиты, в верхней части — оливиновые толеиты с содержанием MgO до 10%, суммы щелочей около 3% и TiO_2 менее 2%.

Второй ритм (потоки 54—48, верхняя часть группы **W**, группа V) с общей мощностью около 40 м. В большей своей части ритм построен аналогично предыдущему; отличается от него нормальной железистостью и большей контрастностью, выражающейся развитием в верхней части высокомагниевого оливиновых толеитов и пикротолеитов. Спецификой последних является повышенное содержание железа, титана и иногда щелочей.

Третий ритм (потоки 47—28с, группы *H, T, S, R, Q*, нижняя часть группы *P*) с общей мощностью свыше 60 м, отличается довольно однообразным оливин-толеитовым составом при отсутствии подщелоченных разностей в основании, но наличии пикротолитов в кровле.

Четвертый ритм (потоки 27—22, группы *O—L*) общей мощностью свыше 40 м близок по составу к третьему ритму. Особенность его состоит в присутствии разностей оливиновых толеитов с повышенным содержанием щелочей.

Пятый ритм (потоки 21—19, группы *K—/*) мощностью около 30 м, в общем сходен с третьим и четвертым, т.е. характеризуется однообразным оливин-толеитовым составом повышенной магнезиальности. Сохраняется здесь и специфика четвертого ритма, выражающаяся в данном случае появлением в кровле разностей оливиновых толеитов с повышенным содержанием калия.

Шестой ритм (потоки 18—4, группа *H—A*) общей мощностью около 100 м, сходен по составу с первым ритмом: он начинается с кварц-нормативных толеитов повышенной щелочности и титанистости, в средней части сложен преимущественно оливиновыми толитами, в верхней части — пикротолитами с низким содержанием щелочей и титана. Довольно отчетливо проявлена также особенность первого ритма, не характерная для других ритмов, заключающаяся в повышенной железистости вулканитов. Однако если в первом ритме ферротолиты распространены по всему разрезу, то в шестом — только в верхней части, начиная с потока 7 (группа *C*). Специфика шестого ритма заключается в присутствии подщелоченных разностей толеитов внутри разреза. Большей частью они располагаются в подошве различных потоков (например, 12, 11, 8, 4) или групп (например, *E, D*), т.е. соответствуют общему тренду данного и других ритмов вулканической постройки Суйко.

Группировка проб разреза скв. 433С по петрохимическим, геохимическим и минералогическим признакам позволяет выделить следующие виды и разновидности пород: пикриты (океаниты), пикротолиты, оливиновые толеиты, толеиты, ферротолиты, толеиты переходные (*HT-mnn*), субщелочные базальты, щелочные и субщелочные базальты послекальдерной стадии. Как видно из рис. 13 и табл. 6, где приведены средние составы пород, граница между составами оливиновых толеитов и пикротолитов проводится примерно по содержанию 13,5% MgO, а максимальное содержание MgO в них около 15,5%. В то же время пикриты в данном разрезе составляют обособленную группу с содержанием 19—29% MgO. Это обстоятельство связано, вероятно, с недостаточно представительным опробованием, так как в гавайских вулканах установлен почти непрерывный ряд переходов между высокомагнезиальными оливиновыми толитами и пикритами [Wilkinson, Hensel, 1988].

Характерно сходство указанного ряда пород по минеральному составу, представленному высокомагнезиальным оливином, клинопироксеном, основным плагиоклазом, высокохромистой шпинелью, титаномагнетитом, ильменитом и отличающемуся главным образом согласующимися с химизмом пород количественными соотношениями минералов. Последнее обуславливает различия пород в отношении совместимых микроэлементов — Ni, Co, Cr, отчасти Zr, тогда как содержания крупноионных литофилов — Rb, Sr, Ba находятся в прямой корреляции, с содержаниями щелочей и мало зависят от концентраций Mg.

Вопрос о генетических взаимоотношениях пикритов и толеитов обсуждается в работе Уилкинсона и Хенселя по материалам о вулканах Мауна Лоа и Килауэ [Wilkinson, Hensel, 1988]. Обстоятельно рассмотрев особенности минералогии, петрохимии и геохимии пикритов, авторы отклоняют механизм первичного пикритового расплава и принимают механизм кристаллизационной дифференциации исходной оливин-толеитовой магмы (12—14% MgO), давшей всю серию пород от пикритов до кварц-нормативных толеитов. Указанные авторы считают, что этот процесс мог происходить непосредственно при внедрении и излиянии лав — в субвулканических телах и потоках, где при накоплении оливина и хромовой шпинели возникали пикри-

Таблица 10

Химический состав вулканических пород скважин глубоководного бурения по гайотам
Императорского хребта

Компонент	1(7)	2(4)	3(85)	4(20)	5(17)	6(26)
SiO ₂	43,72	45,25	46,55	48,06	45,84	45,89
TiO ₂	1,17	1,71	2,12	2,51	2,34	2,26
Al ₂ O ₃	8,29	12,57	13,96	14,59	14,65	14,24
Fe ₂ O ₃	2,28	4,80	4,94	3,84	7,18	8,79
FeO	10,14	8,48	7,34	8,36	6,35	4,53
MnO	0,17	0,16	0,16	0,15	0,18	0,17
MgO	23,00	14,68	9,45	6,69	7,11	7,86
CaO	5,14	6,55	8,88	10,14	9,68	7,68
Na ₂ O	1,43	1,77	2,49	2,68	2,60	2,82
K ₂ O	0,45	0,35	0,35	0,39	0,49	1,04
P ₂ O ₅	0,12	0,22	0,31	0,29	0,33	0,35
H ₂ O ⁺	4,50	4,17	3,71	1,87	2,53	2,75
H ₂ O ⁻	—	—	—	1,24	0,77	1,16
CO ₂	0,21	—	—	—	—	—
Сумма	100,20	100,61	100,26	100,81	100,05	99,54
f	22,9	32,9	41,2	49,8	50,3	47,0
Rb	7	6	4	5	9	9
Sr	105	163	276	311	330	312
Ba	49	118	66	73	63	62
Zr	58	96	127	159	140	142
Nb	6	11	12	14	13	13
Y	17	23	25	31	29	28
Ni	875	385	208	63	87	69
Co	71	53	48	42	39	33
Cr	550	453	281	130	126	114
V	116	189	216	282	187	184

Примечание 1-8 скв. 433С: 1 - гжкрит, 2 - пикротолейт, 3 - оливиновый толейт, 4 - кварц-нормативный толейт, 5 - ферротолейт, 6 - оливиновый толейт переходный НТ, 7 - субщелочной базальт, 8 - щелочной базальт посткальдерный; 9, 10 - скв. 430: 9 - толейт, 10 - гавайит; 11, 12 - скв. 432: 11 - субщелочной базальт, 12 - щелочной базальт посткальдерный (объединенные выборки по данным авторов).

Здесь и в других таблицах главы 3 приняты следующие единицы измерения: окислы - в мас.%, элементы - в г/т, в скобках после номера графы - количество анализов, величина суммы - с учетом поправки $O = 2 F$, прочерк - содержание компонентов не определялось, / = 100 Fe/ (Mg + Fe), ат.%.
* См. также: Jnitial Rep. 1980.Vol. 55.

товые фракции, остаточные расплавы, обогащаясь пироксенами и полевыми шпатами, давали более железистую и лейкократовую часть серии.

Весьма вероятно, по нашему мнению, и роль флюидной фазы, накопление которой приводило к образованию подщелоченных расплавов. С ними связаны две разновидности пород. Одна из них близка по составу к бедным оливином и безоливиновым толейтам и отличается от них только слегка повышенным содержанием щелочей, главным образом калия. Мы называем эту разновидность толейтами НТ-типа, т.е. гавайскими переходными (Hawaiian transitional) в отличие от толейтов Г-типа *МОИ*. Другая разновидность, которая именуется субщелочными базальтами, имеет более выраженный щелочной характер, проявляющийся в обогащении пород не только щелочами, но и элементами группы титана, а также крупноионными литофильными микроэлементами. Как отмечалось, эти разновидности пород приурочены в основном к основанию потоков и групп потоков, но иногда встречаются в средних и верхних частях их.

Субщелочные базальты, встречающиеся внутри разреза толейтов скв. 433С, по составу мало чем отличаются от субщелочных (transitional — переходных) базальтов,

7(14)	8(4)	9(2)	10(22)	11(4)	12(16)
45,83	46,91	48,27	49,09	47,00	47,20
2,74	2,97	2,77	2,94	2,72	2,90
15,15	13,82	15,36	15,67	16,24	16,64
6,78	2,92	3,24	3,26	2,86	3,90
6,22	11,12	8,96	8,48	9,45	7,85
0,15	0,19	0,18	0,11	0,15	0,16
6,86	7,13	5,52	4,41	6,01	4,36
9,12	9,40	11,01	7,10	9,30	8,40
2,99	3,22	2,90	4,11	3,06	3,43
0,88	0,84	0,36	1,62	1,02	1,24
0,37	0,32	0,29	1,10	0,56	0,54
1,96	1,19	—	2,01	2,13	1,07
0,90	—	1,43	1,02		1,90
0,17	—	—	0,07		
99,95	100,03	100,29	100,99	100,50	100,59
50,2	52,0	54,7	59,2	52,8	59,4
7	—	2,2	27	14	16
344	350	392	587	529	658
117	258	116	365	326	329
180	200	171	414	182	248
17	27	—	43	32	47
32	32	16	62	26	30
98	94	59	19	68	58
42	45	—	30	45	37
159	104	97	21	100	98
270	340	305	188	248	211

присутствующих в кальдерном комплексе. Но преобладают здесь и в аналогичном комплексе, вскрытом скв. 433А, 433В, 432, 430, породы, более богатые титаном, щелочами и изоморфными с ними микроэлементами, которые можно отнести к щелочным базальтам и гавайитам (скв. 430). Для тех и других характерна субтрахитовая структура, варьирующая от интергранулярной вблизи краев потоков до субофитовой в их центральных частях. Щелочные базальты скв. 433С содержат 5—15% фенокристов измененного оливина (Fo_{50}Jjs), зонального плагиоклаза ($^{\wedge}55\text{—}70$ край, $\text{Di}_{70}\text{—}40$ центр), клинопироксена ($\text{Wo}^{\wedge}\text{En}^{\wedge}\text{Fs}_{\text{if}}$, — $\text{Wo}_{45}\text{En}_{\text{if}}\text{Fs}_{\text{n}}$), ильменита, титаномагнетита и хромшпинели. Основная масса содержит полевые шпаты ($\text{An}_{\text{m}}\text{Or}\text{—}\text{An}_{50}\text{Gr}_{15}$), ильменит ($\text{Ti}_{9}\text{—}95$), титаномагнетит ($\text{Mt}_{2}\text{—}5\text{i}$) и апатит. В незначительных количествах присутствуют пирит и халькопирит, появление которых отмечено в основании потоков. Примерно такой же минеральный состав имеют щелочные базальты скв. 433А, 433В, а также скв. 432, где, кроме того, отмечаются следы биотита в буром измененном стекле.

Скважина 430, пробуренная в зоне атолла Оджин, достигла базальтового фундамента на глубине 59—118 м под дном океана (1540—1600 м ниже уровня моря).

Скважина прошла пять лавовых потоков, где четыре верхние представлены гавайитами, а нижний — толеитами. Гавайиты афировые и порфиновые, содержат вкрапленники оливина и зонального плагиоклаза, варьирующего от андезина $\text{Ap}_{40}\text{Or}_{20}$ до щелочного олигоклаза $\text{Ap}_{10}\text{Or}_{20}$. Микрофенокристы клинопироксена ($\text{Wo}_{42}\text{En}_{58}$). В основной массе пород содержится интерстициальный клинопироксен ($\text{Wo}_{43}\text{En}_{57}$), ильменит (Il_{92-94}), титаномагнетит (Mt_{52-54}), апатит и глинистые минералы, развитые по стеклу основной массы.

Как видно из приведенного описания, щелочные базальты не содержат таких минералов, как нефелин, щелочные пироксены и амфиболы, которые характерны для типичных представителей этого вида пород. Расчет нормативного состава показывает присутствие нефелина, но в большинстве анализов количество его варьирует в пределах 0,5—1,5%. На диаграмме $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ сгруппированные точки базальтов кальдерного комплекса в большинстве своем располагаются вдоль границы субщелочного и щелочного полей, и только точки гавайитов распространяются внутрь последнего. В кислой части гавайского кальдерного дифференцированного комплекса присутствуют породы также двух серий — субщелочной (трахиты, трахириодациты, трахириолиты) и щелочной (щелочные трахиты, фонолиты, пантеллериты), причем последние встречаются значительно реже, чем первые. Таким образом, если рассматривать гавайский кальдерный комплекс в целом, то он в петрографическом отношении имеет субщелочной характер. Типично щелочным является послезерозионный комплекс, представленный большей частью нефелиновыми базальтами и нефелинитами.

Концентрация легких редкоземельных элементов, как и титана, является наиболее характерным геохимическим признаком толеитов гавайского типа, четко отличающим их от толеитов срединно-океанических хребтов и абиссальных впадин. Эта особенность данного типа толеитов была отмечена еще в ранней работе Шиллинга [1973]. Таким образом, толеиты гавайского типа могут быть названы редкоземельно-титанистыми.

Изложенные материалы показывают, что главным механизмом формирования толеитовой иостройки Суйко, как вероятно и многих других вулканов Императорских гор, являлась внутрикамерная кристаллизационно-эманационная дифференциация исходной оливин-толеитовой магмы (12—14% MgO) с накоплением пикротолеитовых и пикритовых расплавов на дне камеры, а подщелочных и подкисленных расплавов — в ее прикровельной части. Вскрытие камеры и извержение порций магмы происходило сверху вниз, причем одновременно камера подпитывалась снизу исходным расплавом за счет его селективного выплавления из подстилавшего камеру субстрата. При подъеме расплавов по жерлу и боковым каналам, а также в лавовых потоках, куполах и экструзиях могла происходить дополнительная кристаллизационно-эманационная дифференциация, но она играла второстепенную роль. При формировании вулкана Суйко, выходящего на поверхность, описанный ритм (цикл) извержений повторялся не менее, чем шестикратно, с определенными перерывами во времени, необходимыми для повторного заполнения камеры расплавов и его вертикальной кристаллизационно-эманационной дифференциации. Затем последовал дополнительный перерыв, вызванный прекращением подпитки камеры, проседанием ее свода и образованием кальдеры. Еще позднее она заполнялась щелочнобазальтовыми расплавами, генерированными, вероятно, самим подлитосферным диапиром — источником тепла и флюидов.

Таким образом, процесс формирования вулканических построек типа Суйко представляется весьма длительным, продолжавшимся, вероятно, в течение нескольких миллионов лет. Конкретно для вулкана Суйко продолжительность эруптивной деятельности можно оценить в 4—5 млн лет. Так, по данным Дж. Далримпла с соавторами¹, абсолютный возраст (К—Аг метод) толеитов докальдерного комплекса

¹ Initial Rep. 1980. Vol. 55.

варьирует в пределах 69,9—65,3 млн лет, щелочных базальтов кальдерного комплекса — в пределах 64,3—59,4 млн лет; наиболее надежными датами для этих пород в целом принимается 64,7 млн лет, а для послекальдерного комплекса — 59,6 млн лет (драгированный образец муджиерита).

Лучшими датами для кальдерных комплексов других гайотов Императорского хребта принимаются: Нинтоку — 56,2 млн лет (щелочные базальты скв. 432), Джингу — 55,4 млн лет (драгированные образцы гавайита и муджиерита), Оджин — 55,2 млн лет (гавайиты и толеиты скв. 430). Калий-аргоновый возраст драгированных толеитов гайота Мейдзи, имеющих в отличие от базальтов скв. 192 свежий облик, близок к последним цифрам. Следовательно можно считать, что главные вулканы Императорской зоны формировались примерно в неодинаковое время, но каждый, возможно, в течение продолжительного периода, т.е. эта структура возникла под воздействием серии пространственно разобщенных диапиров, занимавших фиксированное положение относительно литосферной плиты.

Обсуждая описанную модель, необходимо коснуться вопроса о составе субстратов плавящейся части литосферной плиты, прикровельной части астеносферного слоя и самого диапира (плюма), о котором в опубликованной литературе высказываются различные предположения, а нами получены новые факты, позволяющие сформулировать наиболее обоснованную концепцию. Чен и Фрей [Chen, Frey, 1985] в своей модели исходят из деплетированного субстрата литосферной плиты и астеносферы, составляющего основу оливин-толеитовой магмы, обогащенного несовместимыми элементами субстрата плюма, дающего материал для образования субщелочной и щелочной магм. В противоположность этому Уилкинсон и Хенселл [Wilkinson, Hensel, 1988] связывают происхождение материнских оливиновых толеитов Гавайских островов с селективным плавлением шпинель-лерцолитового субстрата, первично обогащенного такими аксессуориями, как керсутитовый амфибол, апатит, титанистый флогопит, что обеспечивает концентрацию в породах легких редкоземельных элементов — главную специфическую черту толеитов гавайского типа, отличающую их от деплетированных толеитов срединно-океанических хребтов. Следует заметить, что, по данным Райта [Wright, 1984], развитие перечисленных малых и аксессуарных минералов в субстрате мантии связано с наложением на первичный парагенезис метасоматического процесса.

В своей ранней работе Райт совместно с Джексоном [Jackson, Wright, 1970] предложил модель глубинного строения острова Оаху, основанную на изучении глубинных ксенолитов в щелочнобазальтовых лавах, в которой образование толеитовых расплавов связывается с селективным плавлением слоя гранатовых лерцолитов на глубине 60—100 км. Позднее Сен [Sen, 1983] опубликовал другой вариант модели Оаху, где образование выплавов оливиновых толеитов относится к слою шпинелевых лерцолитов (30—60 км), щелочнобазальтовых расплавов (более 60 км) — к слою гранатовых лерцолитов. В то же время в ряде работ последних лет [Hofmann et al., 1984; Budahn, Schmitt, 1985] снова поддерживается первоначальная концепция Джексона и Райта о гранатовой фации субстрата толеитовых расплавов.

Поскольку главной петрохимической чертой гавайских толеитов является повышенное содержание титана при относительно низком содержании натрия и особенно калия, мы при объяснении их генезиса полагали, что исходным субстратом в данном случае должен служить достаточно примитивный в отношении щелочных минералов мантийный перидотит, скорее лерцолит или вебстерит, чем верлит или клинопироксенит, но с первично повышенным содержанием ильменита. Такие породы известны среди ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутии. По мнению А.И. Пономаренко [Владимиров и др., 1976], А.Д. Харькина и И.Н. Говорова [Геохимическая модель..., 1984], они относятся к одному из наиболее глубинных слоев разреза Якутской провинции — катаклазированным гранатовым лерцолитам коэситовой субфации. Исходя из этого, мы пришли к выводу, что в Тихом океане, где толеиты гавайского форма-

Таблица 7

Коэффициенты парной корреляции общей выборки базальтов ска. 433С ($n = 74$)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	La	Ce	Zr
$\bar{x}$	45,52	2,15	14,03	12,11	0,18	8,34	8,76	2,67	0,57	0,40	15,0	26,3	140
SiO ₂	1,00												
TiO ₂	0,17	1,00											
Al ₂ O ₃	-0,17	0,14	1,00										
FeO	-0,19	0,48	-0,07	1,00									
MnO	-0,18	0,04	-0,13	0,16	1,00								
MgO	-0,22	-0,56	-0,56	-0,39	0,09	1,00							
CaO	0,09	0,18	0,27	-0,03	-0,02	-0,23	1,00						
Na ₂ O	0,12	0,49	0,49	0,15	-0,09	-0,61	0,00	1,00					
K ₂ O	-0,22	0,20	0,08	0,40	0,11	-0,42	-0,21	0,46	1,00				
P ₂ O ₅	-0,48	-0,15	0,04	-0,13	0,19	0,20	-0,02	0,06	0,17	1,00			
La	-0,29	0,23	0,11	0,36	0,32	-0,23	-0,11	0,17	0,25	0,34			
Ce	0,09	0,71	0,14	0,35	0,25	-0,39	0,16	0,49	0,19	-0,03	0,32	1,00	
Zr	0,04	0,83	0,21	0,55	0,19	-0,63	0,19	0,54	0,40	-0,03	0,27	0,74	1,00

ционно-геохимического типа имеют широкое распространение, нижние части литосферных плит и астеносферный слой скорее всего сложены ильменит-гранатовыми перидотитами и вебстеритами, определяющими особенности химизма толеитов гавайского типа в отличие их от толеитов *МОИ*, связанных с плавлением менее глубинного слоя шпинелевых низкотитанистых перидотитов [Говоров, 1988].

Подтверждение этого вывода мы находим при расчете коэффициентов парной корреляции петрогенных и микролитофильных компонентов в наиболее представительной выборке базальтов скв. 433С (табл. 7). Как видно из таблицы, характерной чертой данной ассоциации является положительная корреляция титана с железом (при отрицательной связи с магнием), натрием и калием, что указывает на нахождение титана преимущественно в форме ильменита, количество которого увеличивается с ростом щелочности пород. Церий и цирконий обнаруживают сильные положительные связи с титаном и железом, т.е. концентрируются в ильмените, изоморфно замещая титан и коррелируя, как и последний, с содержанием щелочей. В отличие от церия лантан почти в равной степени связан с фосфором, железом и титаном, т.е. присутствует в двух формах — фосфатах и ильмените. Следствием этого является и понижение силы его связи с щелочными элементами, поскольку и фосфор относительно слабо связан с последними.

Северная часть Императорского хребта

Наиболее изученной структурой северной части хребта является возвышенность Обручева, расположенная в зоне сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов. Она представляет собой крупное сводово-глыбовое поднятие, вытянутое вдоль западной оконечности Алеутского желоба и состоящее из двух блоков — северо-западного и юго-восточного, разделенных седловиной [Удинцев, 1972]. Поднятие, которое можно оконтурить по изобате 5000 м, по очертаниям близко к параллелограмму, имеет размеры 600 x 300 км и возвышается над окружающим абиссальным дном на 1,5—2 км. Гора Детройт, являющаяся, по-видимому, наложенной на юго-восточный блок вулканической постройкой, возвышается над абиссальным дном на 4,5 км. Торцовые части возвышенности Обручева оконтурены сбросами, следящимися в виде нескольких уступов на различных глубинах. Самый нижний из них находится на глубине порядка 4,3—5 км. Свод структуры весьма плоский и лежит на глубинах 3—3,2 км.

Фундамент возвышенности изучался геофизическими и геологическими методами. Первые сведения о строении земной коры получены по северной части возвышенности [Строение..., 1964]. Установлен океанический характер коры при мощности 9—11 км, включая до 2 км осадочных образований. Отмечено пологое погружение поверхности Мохо к центру возвышенности. Работами ГСЗ, проведенными в пределах северо-западного блока [Карп и др., 1988], установлено, что земная кора имеет мощность около 13 км (без водного слоя). В составе фундамента выделены четыре скоростных горизонта [Прокудин, 1990]: слой 2А мощностью около 1 км (V_p — 4,4—4,6 км/с); градиентный слой мощностью около 2,2 км (V_p — 5,1—6,7; V_s — 3,2—3,6 км/с); слой 3А мощностью около 4,5 км (V_p — 6,7—7,0; V_s — 3,6—3,8 км/с); градиентный слой мощностью около 3 км (V_s — 3,8—4,3 км/с).

Фундамент возвышенности Обручева перекрыт мощным осадочным чехлом. Мощность его изменчива. Сокращение ее происходит в пределах склонов, где обнажаются породы акустического фундамента. Средние мощности осадочной толщи, приуроченные к сводовым частям возвышенности, составляют 600—1000 м. Отмечается увеличение мощности осадочного чехла к северо-восточной части возвышенности, где он достигает 2 км [Sholl et al., 1977; Карп и др., 1983; Прокудин, 1990]. Это значительно превышает типичные для примыкающих пространств океанического ложа мощности чехла, составляющие 200—300 м.

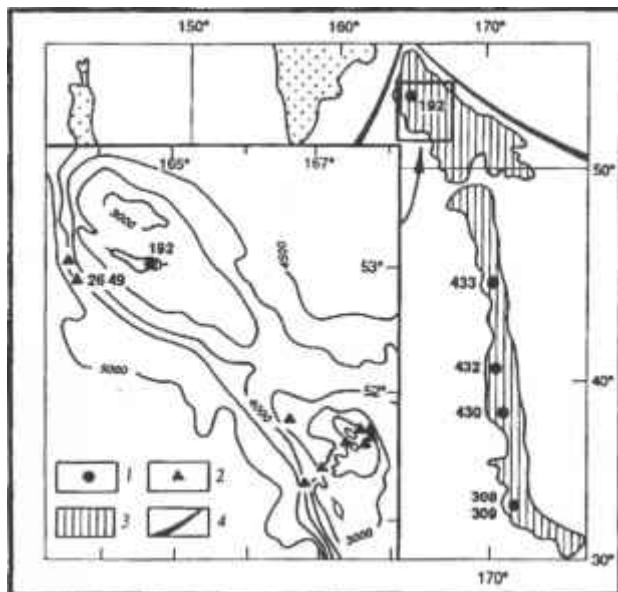


Рис. 14. Схема расположения скважин глубоководного бурения в Императорском хребте и станций драгирования на поднятии Обручева

1 — буровые скважины; 2 — станции драгирования; 3 — океанические поднятия; 4 — глубоководные желоба

Сведения о вещественном составе акустического фундамента возвышенности Обручева ограничивались данными, полученными по скважине глубоководного бурения (скв. 192)¹. Породы, драгированные со склонов горы Детройт и описанные первоначально как породы фундамента [Васильев и др., 1972, 1984; Васильев, 1982], впоследствии Б.И. Васильевым [1988] справедливо были отнесены к про-

дуктам ледового разноса. Отмечено, что выделение среди них пород местного происхождения затруднительно.

Скважина глубоководного бурения пробурена в сводовой части северо-западного блока в пределах гайота Мейдзи. Она вскрыла 1044 м осадочных пород морского генезиса. Возраст их изменяется от Маастрихта до голоцена. Наиболее древние слои из-за отсутствия других форм датированы только по нанофоссилиям, которые имеют плохую сохранность вследствие накопления осадков в мелководных условиях. В забое скважины (1044—1057 м) на интервале в 13 м было вскрыто шесть отдельных базальтовых потоков, представленных иллоу-лавами со стекловатой корочкой закаливания. Базальты имеют пироксен-плагиоклазовую основную массу, вкрапленники зонального плагиоклаза, в меньшем количестве оливина. Интенсивные вторичные изменения пород доходят до образования калиевого полевого шпата по **плагиокла**-зовым вкрапленникам. Первоначально породы были описаны как измененные щелочные базальты², но при более детальном рассмотрении отнесены к толеитам. Абсолютный возраст пород и минералов, определенный калий-аргоновым и аргон-аргоновым методами, варьирует в широких пределах (61,9—22,3 млн лет), однако, исходя из палеонтологического возраста перекрывающих их осадков, им приписывается возраст 70 млн лет³.

В 1986 г. (22-й рейс нис "Профессор Богоров") была предпринята попытка изучить наиболее глубинные части структуры. Драгировался западный склон северо-западного блока возвышенности — уступ сейсмоакустического фундамента, следящийся на глубинах 4900—4300 м. Выполнено четыре станции драгирования на двух участках, отстоящих друг от друга на 10 миль (рис. 14). Материал трех станций, выполненных на первом (северном) участке, включает в себя гальку (до 8 см) и щебень (до 5 см) различных пород, а также рыхлые современные осадки. Галька представлена вулканическими породами среднего и кислого состава, их туфами (60—70%), литифицированными осадочными образованиями и, редко, гранитоидами. Степень окатанности и петрографическое разнообразие галечного материала, а также его сходство с поро-

¹ Initial Rep. 1973. Vol. 19.

² Там же.

³ Там же. 1980. Vol. 55.

Таблица II

Химический состав базальтов возвышенности Обручева

Компонент	Ст. 2649 (52°56' с.ш., 163°39' в.д.; интервал 4800—4400 м)							
	6-1	6-1-1	6-2	6-3	6-5	6-4	10-1	5-1 119—121
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
SiO ₂	49,10	47,58	49,24	47,76	46,88	47,76	48,02	44,80
TiO ₂	1,81	1,70	1,76	1,55	1,76	1,90	1,74	2,00
Al ₂ O ₃	16,18	17,51	17,48	14,97	16,62	17,96	16,56	13,81
Fe ₂ O ₃	6,59	6,66	7,14	8,30	7,47	8,04	6,16	—
FeO	4,51	5,28	4,56	5,80	5,22	4,39	5,25	12,01
MnO	0,14	0,17	0,18	0,18	0,16	0,09	0,13	0,12
MgO	4,74	4,93	4,81	5,52	5,87	4,09	6,09	2,53
CaO	11,02	10,75	10,50	11,00	10,50	9,00	9,25	10,45
Na ₂ O	2,89	2,67	2,86	2,63	2,63	3,00	3,18	1,50
K ₂ O	0,61	0,76	0,68	0,75	0,58	1,00	1,21	0,61
P ₂ O ₅	0,20	0,50	0,19	0,14	0,23	0,26	0,69	0,17
H ₂ O ⁻	0,68	0,57	0,83	0,59	0,77	0,91	0,71	—
П.п.п.	1,04	1,23	1,19	1,23	1,67	2,18	1,73	—
Сумма	99,51	99,68	100,59	99,83	99,59	99,67	100,01	88,00
f	55,2	56,2	56,1	57,4	53,3	61,4	49,8	72,7
Rb	—	33	16	21	19	20	11	15
Sr	—	179	182	176	175	186	953	188
Ba	—	46	48	43	42	45	533	70
Zr	—	125	109	120	106	129	209	155
Nb	—	10	13	15	10	9	17	10
Y	—	23	28	35	25	25	27	30
Ni	—	91	100	64	67	69	130	—
Co	—	30	56	41	38	22	41	—
Cr	—	160	130	120	170	140	110	—
V	—	240	260	250	240	240	190	—

Примечание. 1—6 — толеиты гавайского типа, свежие; 7 — субщелочной базальт гавайского типа, свежий; 8 — толеит гидротермально измененный. Ст. 2649 (1—7) — нис "Профессор Богоров"; скв. 192(8)*.

* Initial Rep. 1980. Vol.55.

дами близлежащей суши (п-ов Камчатка, Командорские острова) позволяют считать гальку результатом ледового разноса. Об этом же свидетельствует наличие гальки в верхней части (0—120 м) керна скважины глубоководного бурения 192¹ и в литологических колонках.

Коренные породы — базальты получены на втором южном участке (ст. 2649). Крупные размеры глыб (до 75 см), наличие на них свежих сколов и однообразие состава пород этой станции позволяет считать поднятые базальты местными образованиями. Наряду с базальтами здесь подняты железомарганцевые конкреции, глыбы и мелкие обломки туфов, незначительное количество гальки. Базальты, впервые драгированные с основания западного блока возвышенности Обручева, представлены глыбами и обломками с четко выраженной подушечной отдельностью и стекловатой коркой закалывания. Стекло корок замещается смектитом, филлипситом и гидроокислами железа. Внешне это серые, малопористые (количество пор не превышает 5%; размеры до 2 мм), редко- и разнотпорфировые породы. Они образуют один минералогический тип оливин-плаггиоклазовых базальтов с незначительными вариациями в них оливина и плаггиоклаза. Крупнопорфировые (до 1 см) выделе-

¹ Initial Rep. 1973. Vol. 19.

ния, составляющие 3—5% объема породы, представлены в основном плагиоклазом (Лабрадор), реже оливином и крайне редко — клинопироксеном (титанистый авгит?); микропорфировые кристаллы (до 1,5 мм) образованы преимущественно аналогичными плагиоклазом и пироксеном. Оливин полностью замещен. Основная масса состоит из плагиоклаза (60—70%), клинопироксена (20—30%) и небольшого количества стекла.

Абсолютный возраст базальтов, определенный калий-аргоновым методом (ПГО "Приморгеология", аналитик А.А. Грачева) для трех проб, составил 52 и 47 млн лет (обр. 2649/6-1) и 40 млн лет (обр. 2649/6-2). Первые, наиболее надежные цифры близки к данным по абсолютному возрасту базальтов средней и южной частей Императорского хребта (гайоты Джингу, Оджин, Коко).

Количественные вариации минералов, слагающих базальты, определяют и незначительные вариации химического состава пород (табл. 8). Для них характерны: высокий уровень содержания железа (11—14%), повышенные концентрации титана, калия, сидерофильных и крупноионных литофильных элементов, что определяет их принадлежность к гавайскому типу базальтов.

Базальты скв. 192 резко отличаются от относительно свежих толеитов станции драгирования 2649 своими глубокими вторичными изменениями, искажающими истинный химизм пород. Принимая во внимание их маастрихтский возраст, следует согласиться с представлениями Е.Н. Меланхолиной [1988] о принадлежности базальтов скв. 192 к комплексу основания мелового поднятия Обручева, а не к наложенному вулканизму Императорского хребта.

Южная часть Императорского хребта

Район смыкания Императорского и Гавайского хребтов, до сих пор наименее изученный в Императорско-Гавайской геоструктуре, имеет ключевое значение для расшифровки геодинамического режима как самой геоструктуры, так и всего окружающего региона. С этой целью здесь проводились геолого-геофизические исследования в 13-м рейсе нис "Академик Александр Виноградов" (1988 г.), которые дали дополнительные материалы в пользу представления о независимом и разнородном происхождении Императорской и Гавайской вулканических цепей [Васильев и др., 1990].

Использование всей совокупности полученных данных (гипсометрическое положение станций драгирования, мега- и макроструктурные признаки пород, особенности их ассоциаций, петрохимии и геохимии) позволяет наметить в изученном районе смыкания Императорского и Гавайского хребтов три участка, характеризующиеся различными формационно-петрохимическими чертами:

А. Горы Милуоки-Камму, Юриаку, Дякауджи (ст. В13-1 — 7), представляющие южное окончание Императорского хребта со свойственной ему ассоциацией титанистых толеитов и субщелочных базальтов;

Б. Гора Дженкинс (на перемычке между окончаниями Императорского и Гавайского хребтов, ст. В13-9, -13, -14), характеризующаяся развитием субщелочных дифференцированных базальтов по всему разрезу;

В. Гора Колахан (находящаяся на северо-западном подводном окончании Гавайского хребта, ст. В13-18, -19), сложенная ассоциацией анкарамитов и трахитов, которая не характерна как для Императорского, так и Гавайского хребтов и потому в данной работе не описывается.

При обобщении материалов по горам Милуоки прежде всего выявляется, что ассоциация магматических пород представлена здесь двумя комплексами: 1) пиллоулав основания гор; 2) лав и субвулканических тел средних—верхних частей гор. В каждом из них выделяется по два субкомплекса (а) титанистых толеитов; (б) дифференцированных субщелочных и щелочных базальтов — с отличительными петрохимическими чертами для того и другого магматического комплекса (табл. 9).

Для комплекса основания гор (ст. В13-5 — 7) характерно преобладание пиллоу-лав массивных и пористых вплоть до миндалекаменных, с порфировой, реже афировой микроструктурами, часто стекловатым базисом (гиалопилитовая, гиалиновая, вариолитовая структуры). Эти структурные особенности указывают на то, что породы формировались преимущественно при затвердевании лав, изливавшихся непосредственно на дно океанического бассейна. По минеральному и химическому составу в данном комплексе выделяются: 1) оливиновые, оливин-клинопироксеновые, оливин-плагиоклазовые и оливин-двупироксен-плагиоклазовые базальты, объединяемые в субкомплекс титанистых толеитов; 2) оливиновые, оливин-плагиоклазовые и оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты, а также редкие долериты, составляющие субкомплекс субщелочных и щелочных базальтов.

Комплекс средних—верхних частей гор Милуоки (ст. В13-2, -3, -4) характеризуется распространением пород большей частью с массивной текстурой, порфировой структурой, пилотакситовой, интерсертальной и долеритовой микроструктурами, т.е. пород, относительно хорошо раскристаллизованных, причем во многих случаях в условиях субвулканических интрузий. В подчиненном количестве встречаются пористые и миндалекаменные породы слабоскристаллизованные — афировые с гиалопилитовой и гиалиновой микроструктурами. По минеральному и химическому составу в комплексе выделяются: 1) оливиновые, оливин-клинопироксеновые, оливин-плагиоклазовые, оливин-двупироксен-плагиоклазовые базальты и долериты, составляющие субкомплекс высокомагнезиальных толеитов, обогащенных литофильными микроэлементами (толеиты #£-типа), и 2) оливиновые, оливин-плагиоклазовые, оливин-клинопироксен-плагиоклазовые и щелочные базальты.

Следует подчеркнуть, что в отличие от Императорских подводных гор и Гавайских островов, где комплекс дифференцированных субщелочных базальтов резко подчинен в своем развитии комплексу титанистых толеитов, изученная часть гор Милуоки отличается несравнимо более широким распространением пород дифференцированного субщелочного ряда — примерно 15—20% от общего объема вулканитов. По этому показателю горы Милуоки представляют собой, скорее всего, переходное звено к расположенному восточнее Императорского хребта поднятию Хесса, где субщелочной дифференцированный комплекс явно преобладает над толеитами.

Существенные различия между горами Милуоки и главной частью Императорского хребта выявляются также при сравнении химических составов пород. Как видно из табл. 9, толеитовые базальты обоих комплексов гор Милуоки относятся к железистому типу, в то время как толеиты Императорского хребта принадлежат к магнезиально-железистому типу. Еще более высокой железистостью характеризуются субщелочные и щелочные базальты I и II комплексов. Вторая отличительная черта отображается содержанием титана и литофильных микроэлементов (Zr, Rb, Sr, Ba), более высокими в толеитовых базальтах гор Милуоки по сравнению с толеитами главной части Императорского хребта. В то же время по щелочности базальтов эти структуры достаточно близки; повышенные же содержания К в толеитах Милуоки связаны, очевидно, с сильными вторичными изменениями пород.

Весьма примечательны петрохимические различия толеитов нижних и средне-верхних частей драгированных гор Милуоки, которые собственно послужили основанием для выделения здесь двух структурно-магматических комплексов. Толеитовые базальты средних—верхних частей гор представлены только высокомагнезиальными разновидностями, тогда как в нижнем комплексе в равной степени распространены оливиновые и кварц-нормативные разновидности. Оливиновые толеиты средневерхнего комплекса заметно отличаются от однотипных пород нижнего комплекса более высоким содержанием Na, K, Rb, Sr, Ba, Zr, легких РЗЭ. По содержанию перечисленных микроэлементов толеиты основания Милуоки близки к толеитам главной части Императорского хребта.

Таблица 9

Химический состав вулканических пород южной части Императорского хребта

Компонент	1(4)	2(4)	3(11)	4(5)	5(1)	6(9)	7(2)
SiO ₂	44,64	44,92	42,92	42,26	43(54)	43,45	46,26
TiO ₂	2,66	2,39	3,12	3,47	2,04	2,68	3,73
Al ₂ O ₃	12,36	13,73	13,75	14,53	10,89	13,61	16,80
Fe ₂ O ₃	8,19	7,93	10,11	9,60	6,90	10,61	8,43
FeO	6,12	5,73	4,29	3,73	5,93	3,45	4,33
MnO	0,22	0,21	0,19	0,17	0,21	0,23	0,14
MgO	10,20	6,19	5,60	4,90	14,23	8,32	4,19
CaO	7,44	10,12	9,58	9,80	8,00	7,92	7,86
Na ₂ O	1,50	2,06	2,36	2,59	1,82	2,22	3,22
K ₂ O	0,71	0,60	0,91	1,00	0,82	0,97	1,07
P ₂ O ₅	0,57	1,50	1,62	2,35	0,50	0,82	0,71
H ₂ O ⁺	5,19	4,10	5,26	5,25	5,00	5,42	3,24
F	0,06	0,20	0,19	0,29	0,06	0,10	0,08
Сумма	99,84	99,60	99,82	99,91	99,92	99,76	100,03
f	42,50	55,60	57,20	58,60	32,20	46,70	61,50
Rb	33	41	42	34	28	40	52
Sr	153	266	408	490	352	352	550
Ba	44	28	137	155	194	190	207
Zr	160	145	219	262	141	172	243
Nb	18	18	28	35	22	26	34
Y	30	48	72	94	89	37	56
Ni	270	165	158	87	390	234	61
Co	53	39	33	28	45	53	38
Cr	412	480	288	120	550	408	79
V	176	160	170	155	120	135	170

Примечание. 1—4 — нижний комплекс гор Милуоки: оливиновые толеиты (1), толеиты кварц-нормативные (2), субщелочные базальты (3), щелочные базальты (4); 5—7 — средне-верхний комплекс гор Милуоки: пикротолитовый долерит (5), оливиновый толеит (6), щелочной базальт (7); 8—10 — гора Дженкинс: субщелочной базальт (8), щелочной базальт (9), бенморит (10). В скобках указано количество анализов.

Выявленные петрохимические особенности гор Милуоки можно удовлетворительно объяснить, если предположить различную степень деплетированности мантийных субстратов, различные физико-химические условия и стадийность процесса их плавления при формировании системы Императорского хребта. Так, высокая железистость и повышенная тиганитность всех базальтов Милуоки обусловлена, вероятно, положением этого участка на выклинивании тектонической структуры, где вследствие общего падения температуры уменьшилась степень плавления субстрата и менялись соотношения железа и магния в расплавах. Одновременно происходило и некоторое возрастание концентраций в расплавах некогерентных микроэлементов. В этом отношении вулканы Милуоки сходны с нижним ритмом толеитов Суйко. Однако главные различия в распределении щелочей и литофильных микроэлементов были связаны, вероятно, с геохимическими различиями субстратов, подвергавшихся плавлению на разных стадиях формирования вулканического хребта. В начальную стадию (формирования комплекса основания) предположительно плавился субстрат кровли астеносферы, относительно бедный щелочами и некогерентными микроэлементами; во вторую стадию (формирование комплекса средних—верхних частей гор) происходило, по-видимому, погружение очагов плавления к основанию астеносферного слоя,

8(5)	9(7)	10(1)
44,02	44,52	53,92
2,68	3,62	2,10
6,55	15,32	16,37
11,30	10,17	7,26
1,72	1,54	0,42
0,20	0,23	0,21
3,30	2,84	1,73
6,97	6,78	4,80
2,62	2,91	3,83
1,82	1,94	2,86
1,64	2,61	1,53
6,80	6,98	4,59
0,29	0,30	0,22
99,79	99,64	99,75
66,90	67,60	69,00
59	45	51
339	287	237
197	261	534
220	345	516
27	49	75
64	119	88
88	65	110
27	16	7
148	42	19
192	147	180

где субстрат имел повышенное содержание щелочей и некогерентных микроэлементов. Как в первую, так и во вторую стадию имела место дифференциация толеитовых магм в промежуточных очагах с образованием остаточных субщелочных расплавов, давших комплексы субщелочных и щелочных ферробазальтов с повышенными концентрациями литофильных элементов.

Существование таких промежуточных очагов фракционирования магм возможно лишь в условиях спокойной тектонической обстановки. Это согласуется с предположением о приуроченности гор Милуоки к участку выклинивания тектонической зоны Императорского хребта и позволяет в свою очередь считать, что Императорский и Гавайский хребты представляют собой независимые тектономагматические системы, формировавшиеся с определенным разрывом во времени.

Гора Дженкинс, находящаяся на перемычке между окончаниями Императорского и Гавайского хребтов, отличается от гор Милуоки тем, что здесь по всему драгированному разрезу встречены только субщелочные и щелочные базальты. Коренное залегание их не вызывает сомнения, так как наиболее глубокая ст. В13-9 (4100 м) была представлена фунтовой трубкой, захватившей обломки базальта из верхней(с коркой закалки) части лавового потока. В ассоциации горы Дженкинс преобладают плагиофировые и оливин-плагиофировые базальты, в подчиненном количестве встречаются афировые базальты, долериты, бенморейты. По химическому составу (см. табл. 9) породы в общем близки к субщелочным и щелочным

базальтам гор Милуоки, отличаясь от них гораздо более низким содержанием Fe, повышенными содержаниями K, Ti и Zr. Низкие содержания в породах Mg и Ca обусловлены сильными вторичными изменениями (развитие смешанослойных силикатов и цеолитов), сопровождающимися нередко отложением франколита в порах и частично за счет замещения плагиоклаза и стекловатого базиса пород.

В целом повышенная щелочность и дифференцированность пород (присутствие бенморейтов, их принадлежность к нормальному по содержанию железа магнетиально-железистому типу) позволяют относить комплекс горы Дженкинс к самостоятельной субщелочной дифференцированной серии, не связанной с толеитовой магмой. На Гавайских островах породы дифференцированной серии резко подчинены толеитам, хотя и не связаны с ними генетически. Самостоятельное проявление дифференцированной субщелочной серии, подобное горе Дженкинс, характерно для поднятия Хесса и ряда других провинций Западной Пацифики [Говоров и др., 1984; Строев..., 1984].

РАЙОН ОГАСАВАРА

В район Огасавара нами включаются: собственно подводное плато Огасавара, состоящее из гайотов Центрального, Восточного, Западного; поднятия Уэда и Волкано; банка Рамапо (рис. 15).

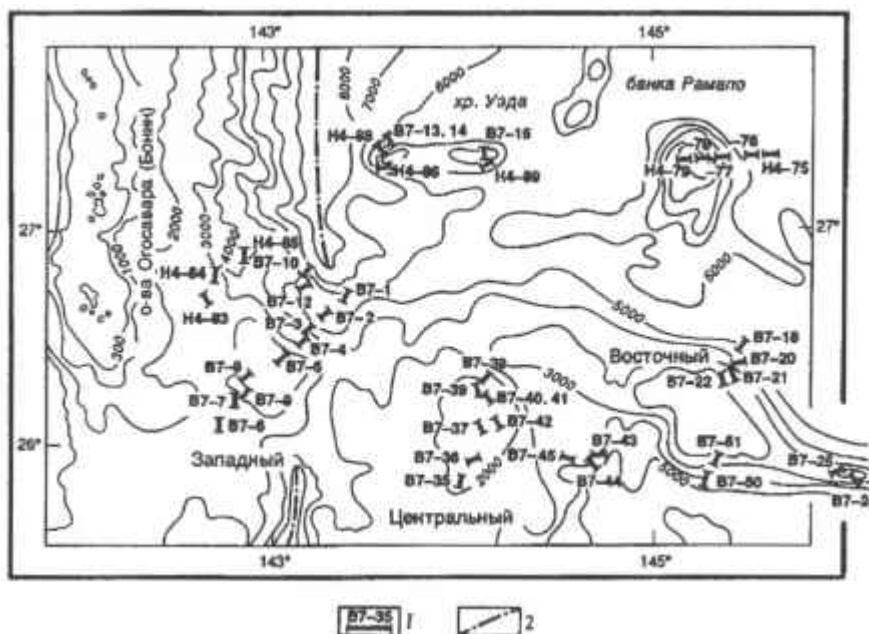


Рис. 15. Расположение станций драгирования в районе Огасавара
1 — станции драгирования; 2 — оси глубоководных желобов

Центральный и Восточный гайоты

Фундамент главной части плато Огасавара изучен драгированием на семи станциях. Наиболее детально охарактеризована его глубоководная часть (шесть станций), опробованная по северному (ст. В7-18, -20, -26) и южному (ст. В7-50, -51, -24) склонам Восточного гайота, а также в каньоне на южном склоне цоколя плато Огасавара между Восточным и Центральным гайотами (ст. В7-44, -45). Верхняя часть вулканогенного фундамента охарактеризована ст. В7-36, расположенной на южном склоне Центрального гайота. Для всех перечисленных станций, охватывающих значительный интервал глубин (от 4700 до 1440 м), характерны подушечные лавы базальтов со стекловатыми корками, причем только на одной, самой верхней, ст. В7-36 закалочные корки окрашены в серые тона, тогда как на всех других станциях они имеют бурую окраску. Высокая степень окисления железа в подушечных базальтах, за исключением стекловатых разностей ст. В7-36, позволяет предполагать, что излияния базальтовой лавы происходили на небольшой глубине при свободном доступе кислорода атмосферы и только в случае участка ст. В7-36 имели место, вероятно, относительно глубоководные условия вулканизма.

Детальные исследования каменного материала, поднятого драгами, показали, что вулканогенный комплекс плато Огасавара существенно отличается от комплексов Императорского хребта. Толеиты и субщелочные дифференцированные базальты гавайского типа распространены здесь только в пределах банки Рамапо, тогда как Центральный и Восточный гайоты сложены комплексом толеитов и субщелочных

базальтов, заметно отличающимся от гавайского. Черты различия четко выявились благодаря расширению исследований и получению новых материалов по соседним районам хребта Михельсона и Магеллановых гор (рейс 13 нис "Академик Александр Несмеянов", 1988 г.), тогда как ранее мы относили комплекс плато Огасавара в значительной части к гавайскому типу. Комплекс Огасавара в петрогеохимическом отношении сходен с базальтовыми ассоциациями возвышенности Шатского, краевого вала Хоккайдо-Зенкевича и других аналогичных структур Западной Пацифики, формирование которых связывается с процессами тектонического скупивания океанической коры [Пушаровский, Меланхолина, 1992]. Эти базальты составляют особый, не выделявшийся ранее формационно-геохимический тип, который мы обозначаем латинской аббревиатурой *KLAEP*, указывающей на обогащенность пород калием, литофильными аксессуарными элементами, фосфором.

Для комплекса Центрального и Восточного гайотов Огасавара характерна примерно равная распространенность толеитов и субщелочных базальтов с постепенными переходами между ними и отсутствием явной закономерности в распределении тех и других видов пород по разрезу. В драгах базальты представлены крупными глыбами (до 35x15 см) и обломками различных размеров часто клиновидной формы, образовавшимися при дезинтеграции шаровых и подушечных форм. Породы мелкозернистые и стекловатые темного зеленовато-серого цвета, иногда с бурыми корками закалки на шаровых поверхностях, с умеренным или небольшим количеством вкрапленников и пор. Наряду с типичными толеитовыми базальтами в нижней части разреза (ст. 44, 50) широко представлены долерито-базальты, слагающие, вероятно, дайковые тела.

Среди толеитовых базальтов ст. 26, 44, 50 преобладают плагиоклазовые разности, реже встречаются породы, в которых наряду с плагиоклазом наблюдаются фенокристы клинопироксена. Толеиты ст. 18, 24, 36 большей частью представлены меланократовыми оливиновыми, реже оливин-клинопироксеновыми (ст. 51) разностями. Субщелочные базальты, встреченные на всех станциях, кроме ст. 45, вместе с толеитами, отличаются от них отсутствием долеритовой структуры и более разнообразным парагенезисом вкрапленников. Здесь выделяются плагиоклазовые, оливновые, оливин-плагиоклазовые, клинопироксен-оливин-плагиоклазовые разности.

Толеитовые базальты с долеритовой микроструктурой состоят из лейст и длинно-призматических кристаллов зонального плагиоклаза Pl_{15} -жк (30—45%) длиной до 1—1,5 мм, псевдоморфоз (до 0,4—0,8 мм) бурого смектита по оливину (10—15%), призматических кристаллов титанавгита размером до 1 мм (25—40%), рудных минералов (3—5%) и бурого смектитизированного стекла (до 10%). На этом фоне выделяются редкие, но обычно крупные (до 5—6 мм) фенокристы плагиоклаза, основность ядер которых составляет 60—70% An . Центральные части вкрапленников и лейст плагиоклаза содержат включения стекла, замещенного смектитом. Смектит один или с апатитом выполняет также поры и микропоры в породе.

Плагиоклазовые разности толеитовых и субщелочных базальтов имеют интерсертальную (с участками микродолеритовой), реже гиалопилитовую структуры основной массы, которая состоит из лейст (0,1—0,5 мм) зонального плагиоклаза C_{55-40} замещенных в ядрах калиевым полевым шпатом и смектитом (10—40%), призматических кристаллов титанавгита, частично замещенных зеленым смектитом (30—40%), ромбовидных бурых псевдоморфоз смектита по оливину (до 10%), рудных минералов (до 5%) и бурого смектитизированного стекла часто с микроперлитовой отдельностью (20—50%). Рудные минералы образуют цепочковидные скопления вокруг кристаллов темноцветных силикатов и скелетные кристаллы в стекле. Вкрапленники плагиоклаза представлены таблитчатыми кристаллами (0,8—2,5 мм) зонального строения с основностью до 55% An в ядрах и до 35% An в краевых частях. Ядра вкрапленников, нередко содержащие вроски вулканического стекла, как правило, подвергаются замещению смектитом и калиевым полевым шпатом, причем

Таблица 10

Химический состав вулканических пород плато Огасавара

Компонент	1(7)	2(6)	3(15)	4(4)	5(2)	6(6)	7(7)
SiO ₂	45,50	44,00	46,88	48,05	42,06	44,99	44,71
TiO ₂	1,32	1,98	2,02	0,75	1,35	1,75	1,16
Al ₂ O ₃	17,03	15,85	15,99	14,14	14,44	17,52	17,78
Fe ₂ O ₃	11,16	9,43	10,18	3,52	8,51	8,60	13,11
FeO	2,50	3,13	2,10	8,69	2,71	2,93	1,45
MnO	0,16	0,15	0,15	0,30	0,13	0,12	0,20
MgO	5,46	7,17	4,30	9,15	7,99	3,88	4,11
CaO	8,25	9,45	7,84	10,07	10,12	9,34	6,47
Na ₂ O	2,32	2,06	3,19	1,91	2,04	2,97	2,71
K ₂ O	1,34	0,92	1,85	0,16	2,01	1,70	1,31
P ₂ O ₅	0,38	0,34	0,74	0,23	0,28	0,57	0,46
H ₂ O	4,74	5,36	4,62	3,10	7,42	4,50	6,32
F	0,06	0,05	0,12	0,01	0,06	0,09	0,05
Сумма	100,12	99,98	99,98	100,28	100,21*	99,82**	99,84
f	56,3	47,6	59,5	42,1	42,1	60,5	65,1
Rb	17	12	32	5	40	23	33
Sr	198	207	317	165	164	278	200
Ba	54	61	116	12	54	68	70
Zr	63	100	111	24	30	138	61
Nb	8	16	18	4	7	7	10
Y	21	19	27	21	25	52	31
Ni	254	182	133	125	155	98	239
Co	58	42	42	46	49	44	66
Cr	457	298	288	195	340	198	376
V	151	190	158	156	145	170	150

В значение суммы входит также CO₂:*CO₂ — 1,14;**CO₂ — 0,89;***CO₂ — 5,73.

Примечание. 1—3 — Центральный и Восточный гайоты плато Огасавара: ферротоленты *KLAEP* с нормальным содержанием титана (1), толенты и ферротоленты *KLAEP* с повышенным содержанием титана (2), субщелочные базальты *KLAEP* (3); 4—6 — Западный гайот плато Огасавара: толенты офиолитовой ассоциации (4), толенты *KLAEP* (5), субщелочные базальты *KLAEP* (6); 7, 8 — поднятие Уэда: ферротоленты *KLAEP* (7), субщелочные базальты *KLAEP* (8); 9, 10 — гайот Волкано: туфы толентов измененные (9), переходный базальт *MOR* (10); 11—14 — банка Рамапо: титанистые толенты гавайского типа (11), субщелочные базальты (12), феолиты (13), щелочные трахиты (14).

количество последнего значительно выше в субщелочных базальтах. Поры составляют 5—20% объема пор породы, имеют округлую форму, размер 2—4 мм и выполнены нарастающими друг на друга зонами смектита или смектита в ассоциации с апатитом. Нередко вокруг пор на расстоянии до 0,2—0,4 мм базальт обладает стекловатым строением и насыщен скелетными кристаллами рудных минералов.

Оливиновые и оливин-плагиоклазовые разновидности, наиболее распространенные среди субщелочных базальтов, имеют вкрапленники оливина (в ассоциации с фенокристаллами плагиоклаза или без них, полностью замещенные бурым смектитом). Форма их ромбовидная или таблитчатая, размеры от 0,5 до 4 мм. Вкрапленники плагиоклаза зональные, сильно корродированные в ядрах калиевым полевым шпатом и смектитом. Количество вкрапленников оливина и плагиоклаза колеблется от 2—3% до 15—17% от объема породы. Основная масса обладает интерсерпентиновой, редко гиалопидитовой структурой и состоит из лейст зонального ($Pl < 30$) плагиоклаза (20—30%), призматических кристаллов титанавгита (30—60%), бурых псевдоморфоз смектита по оливину (до 5%), рудных минералов (3—5%), смектитизированного стекла (10—30%). Лейсты и фенокристы плагиоклаза замещены калиевым полевым

8(16)	9(2)	10(1)	11(2)	12(1)	13(2)	14(2)
46,33	40,83	48,61	41,63	46,75	54,88	56,80
1,97	1,58	2,74	196	2,63	0,21	0,73
16,59	11,53	13,81	18,85	17,46	22,03	15,98
12,18	11,19	4,34	7,49	9,39	2,84	6,90
0,81	1,34	9,14	5,09	2,86	1,77	3,57
0,12	0,15	0,05	0,17	0,11	0,08	0,19
2,43	4,11	4,39	5,01	2,40	2,17	1,27
5,59	8,09	9,98	9,05	5,58	1,39	1,27
2,96	2,16	3,50	1,71	3,00	4,41	5,87
3,23	1,73	0,41	1,17	2,39	3,52	2,35
1,53	0,10	0,46	1,11	1,56	0,16	0,20
5,94	11,46	2,46	6,76	5,93	6,73	3,11
0,24						
99,92	99,94***	99,89	100,00	100,06	100,19	100,01
73,1	64,6	62,5	52,2	62,4	52,9	77,0
42	5	18	14	31	21	16
375	52	301	702	476	299	211
184	14	136	434	261	1237	615
153	107	177	173	157	214	664
21	10	29	92	35	150	127
46	18	37	24	26	12	55
98	25	18	24	62	18	5
28	25	46	14	24	2	2
157	15	8	8	158	5	5
127	100	260	96	230	36	33

шпатом и смектитом. Вокруг округлых пор отмечаются стекловатые участки закалки с дендритовыми агрегатами и скелетными кристаллами рудных минералов в количестве до 10—15%. Поры зонально заполнены смектитом, нередко в ассоциации с апатитом.

Клинопироксен-оливин-плагиоклазовые разности толеитов и субщелочных базальтов сходны с оливин-плагиоклазовыми, отличаясь от них только присутствием небольшого количества (до 2%) вкрапленников титанавгита.

Для выяснения взаимоотношений толеитовых и субщелочных базальтов большой интерес представляет строение шаровых лав ст. 36, которые, как уже отмечалось, и внешним своим видом отличаются от базальтов других станций. Обычно в сечении шаровых отдельностей выделяются три зоны: 1) внешняя зона до 5 см темно-серого стекловатого базальта с редкими вкрапленниками оливина; 2) промежуточная зона (5—10 см) темно-серого стекловатого оливинового базальта с крупными (до 5—7 мм) неправильной формы порами, концентрирующимися у границы с внутренней зоной; 3) внутренняя зона (3—7 см) хорошо раскристаллизованного массивного оливин-порфинового базальта. Базальты внешней и промежуточной зон толеитового состава имеют витрофирово-микролитовую, местами витрофировую и гиалопилитовую

структуры основной массы. Она состоит из бурого слабо просвечивающего стекла метельчатого и сферолитового строения с точечными и скелетными кристаллами рудных минералов, а также зародышами игольчатых кристаллов плагиоклаза и клинопироксена, формирующих метельчатые и перистые агрегаты.

Внутренняя субщелочная зона характеризуется гиалопилитовой или интерсертальной структурой основной массы, которая сложена сферолитовыми, метельчатыми и радиально-лучистыми агрегатами тонких лейст Лабрадора (около 20—30%), псевдоморфоз бурого смектита по оливину и мелких призмочек клинопироксена (около 15%), скелетных кристаллов и решетчатых выделений рудных минералов (3—5%), распределенных в буром смектитизированном стекле (до 50%). Вкрапленники оливина повсюду представлены полными псевдоморфозами бурого смектита и окислов железа ромбовидной, таблитчатой, скелетной формы размером до 1,5 мм, во внутренней зоне часто образующими гломеропорфировые сростки. Макро- и микропоры в породе по стенкам обрастаются каемками смектита, иногда кристалликами кальцита (крупные поры промежуточной зоны).

Результаты анализов базальтов плато Огасавара, приведенные в табл. 10, показывают следующие различия описанных групп базальтов между собой и базальтами Императорского хребта:

1. Толеитовые и субщелочные базальты Центрального и Восточного гайотов Огасавара характеризуются умеренной, реже повышенной глиноземистостью и чаще повышенной железистостью, что отличает их от базальтов Императорского хребта, имеющих большей частью умеренную железистость.

2. Базальты гайотов Огасавара имеют повышенное содержание К и Rb, закономерно повышающееся в субщелочных разностях, что свидетельствует о первичной природе большей части концентраций данных элементов; в противоположность этому для толеитов гавайского типа характерно пониженное содержание К.

3. Общий уровень содержаний титана в базальтах Огасавара ниже, чем в базальтах Императорского хребта, причем выделяются железистые толеиты с пониженным содержанием Ti (столбцы 1—3), умеренножелезистые толеиты с повышенным его содержанием (столбцы 4,5) и типичные ферротолеиты (столбцы 6—8) — с высоким, т.е. уровень содержаний титана до определенного предела не зависит от железистости пород.

4. Обращает на себя внимание относительно небольшое различие субщелочных базальтов и толеитов по уровню концентраций Ti, Zr, Sr, Ba и заметно более низкое положение этого уровня по сравнению с толеитами гавайского типа.

Приведенные данные позволяют предполагать, что вариации состава толеитов, как и различия между ними с субщелочными базальтами, связаны, скорее, не с процессами дифференциации исходной толеитовой магмы, а с более или менее полным плавлением пестрых по составу пластин океанической коры (в различной степени измененные, континентализированные базальты, вулканогенно-осадочные породы, часто фосфатизированные и др.), испытавшие скучивание и погружение в разогретый мантийный субстрат. В пользу этого предположения свидетельствует также равно высокое содержание фемафильных микроэлементов в толеитах и субщелочных базальтах. Процессы магматической дифференциации несомненно имели место при кристаллизации изолированных объемов расплава, например шаровых и подушечных форм, отграниченных закалочными внешними корками. Здесь при продвижении фронта кристаллизации к центру шаров происходила миграция легкоподвижных соединений щелочей, фосфора, стронция, бария при инертном поведении элементов группы титана и фемафилов (столбцы 6—9). Такие толщи, сложенные подушечными лавами, являлись, вероятно, наиболее благоприятной средой для циркуляции подогретой морской воды и выщелачивания из пород фосфора, фтора и различных металлов, в том числе и составлявших рудную нагрузку железомарганцевых корок.

Западный гайот

Западный гайот, расположенный на островном склоне Идзу-Бонинского желоба, по геологическому строению существенно отличается от Центрального и Восточного гайотов Огасавара. Фундамент Западного гайота сложен в основном различными ультраосновными и основными интрузивными породами офиолитовой ассоциации, а среди вулканических пород распространены толеиты офиолитовой ассоциации, бониниты и базальты, переходные от последних к островодужным толеитам (ст. В7-5, -9). В подошве Западного гайота на островодужном склоне желоба драгированы толеитовые и субщелочные базальты *KLAEP* (ст. В7-1), аналогичные базальтам Центрального и Восточного гайотов. Эти особенности петрографии, а также присутствие известняков, аналогичных известнякам главных гайотов Огасавара, вызвали появление различных представлений о тектонической природе Западного гайота, которые рассматривались в предыдущей главе. Мы не будем также касаться здесь петрографии интрузивных пород офиолитовой ассоциации и бонинитов, детально описанных в специальной монографии [Геология..., 1991], и подчеркнем лишь различия базальтов офиолитовой ассоциации и зон тектонического скупивания (базальты *KLAEP*).

Базальты офиолитовой ассоциации, драгированные в основном на ст. В7-5, представлены небольшими (до 5х3 см) остроугольными обломками темно-серого и черного, иногда более светлого — пепельного цвета с порфировой и афировой структурой. Типичные фрагменты пиллоу-лав в драгированном материале ст. В7-5 отсутствуют, хотя на ст. В7-12, расположенной в подошве северного склона Западного гайота, в поднятом драгой материале офиолитовых базальтов попадаются обломки секториальной формы с закалочными корками. В отличие от базальтов ст. В7-5, -12, принадлежащих, вероятно, большей частью к экструзивным телам, базальты *KLAEP* ст. В7-1 представлены типичными пиллоу-лавами, как и базальты главных гайотов Огасавара. Особенностью базальтов ст. В7-1 является наличие брекчий с карбонатно-сметитовым цементом, что указывает, очевидно, на тектонические деформации вулканических покровов.

Под микроскопом офиолитовые базальты обнаруживают интерсертальную и доле-ритовую, реже гиалопилитовую структуры основной массы. Она сложена лейстами плагиоклаза, зернами клинопироксена, содержащимися примерно в одинаковых количествах, рудного минерала (титаномагнетит, 3—5%) и смектитизированного вулканического стекла (от единиц процента в долеритах до 50% в стекловатых базальтах). Вкрапленники представлены таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (№ 78—65 в базальтах, № 70—45 в долеритах) размером 0,5—1,5 мм, короткопризматическими зернами клинопироксена (авгит) величиной до 1 мм и изредка псевдоморфозами смектита по оливину. По химическому составу (см. табл. 10) офиолитовые базальты и долериты ст. В7-5, -9 близки к абиссальным толеитам типа толеитов плато Манихики и впадины Науру, отличаясь от них еще более низкими содержаниями Ti и Zr.

Базальты ст. В7-1 как по внешнему облику, так и по микроскопическому строению и минеральному составу, аналогичны описанным выше базальтам главных гайотов Огасавара. При сравнении химических анализов (см. табл. 10) заметны черты как сходства, так и некоторого отличия. Общее, как и для всех базальтов данного типа, заключается в повышенной железистости пород при относительно невысоком содержании Ti даже в субщелочных базальтах, в повышенном содержании K и парагенных с ним Rb, Sr, Ba; в повышенном содержании P и Cг и пониженном Zr. Отличительные черты свойственны толеитам ст. В7-1: низкие содержания кремнекислоты и глинозема при повышенном содержании Mg, а также аномально низкие содержания P и Zr. Возможно, эти особенности в значительной мере связаны с минеральным составом пород, среди которых преобладают оливин-плагиоклазовые разности.

Поднятия Уэда и Волкано

Поднятие Уэда протягивается в субширотном направлении на расстояние около 100 км севернее главных гайотов Огасавара, непосредственно примыкая на западе к глубоководному желобу. По данным драгирования (ст. Н4-86, -88, -89; В7-13, -14, -16), здесь распространены базальты *KLAEP*, в общем аналогичные базальтам гайотов Огасавара. Как показывают химические анализы, в материале ст. В7-16 преобладают ферротолейты, в материале всех других станций — субщелочные базальты.

Толейты ст. В7-16, приуроченной к восточной, наиболее возвышенной, части поднятия, представлены обломками пиллоу-лав с хорошо выраженными бурыми стекловатыми корками закалывания и мелкокристаллическими афировыми и редкопорфировыми породами внутренней части шаровых тел. Как и в шаровых толейтах плато Огасавара, внешняя зона сложена бурым, слабо просвечивающим стеклом метельчатого и сферолитового строения, в котором распространены зародыши игольчатых кристаллов плагиоклаза и клинопироксена, формирующих метельчатые и пористые агрегаты. Внутренняя зона имеет гиалонилитовую или интерсертальную структуру основной массы и состоит из лейст плагиоклаза, мелких призмочек клинопироксена, зерен оливина, замещенных смектитом, бурого смектитизированного стекла, пылевидных выделений рудных минералов. Химические анализы толейтов, приведенные в табл. 10, показывают еще более низкое, чем в толейтах Огасавара, содержание Ti, высокие содержания Al и Fe при соответственно пониженном содержании Mg, свойственные базальтам *KLAEP* повышенные содержания K, Rb, Sr, Ba, Cs и Ni. В своей совокупности эти особенности определяют специфический характер железистых толейтов, во многом противоположный ферробазальтам обычного, фракционированного типа.

Субщелочные базальты представляют собой темно-серые или черные породы с умеренным количеством мелких пор, свободных или заполненных вторичными минералами, среди которых преобладают гидроокислы железа, апатит в ассоциации со смектитом и реже филлипситом. В большинстве обломков базальтов, имеющих характерную для подушечных лав клиновидную (секториальную) форму, видна стекловатая корка закалывания красно-бурого цвета, толщиной от нескольких миллиметров до 3—4 см. Кроме мелких пор, в базальтах присутствуют удлиненные поры (длиной до 1—3 см), ориентированные перпендикулярно к поверхности шаров и представляющие, вероятно, каналы "прорыва" вулканических газов. Эти поры обычно лишены вторичных продуктов.

Базальты обладают гиалопилитовой или интерсертальной структурами основной массы, сложенной беспорядочно ориентированными микролитами и лейстами плагиоклаза, зернами оливина, замещенного смектитом, и участками смектитизированного стекла с рудной вкрапленностью. Редкие фенокристы представлены псевдоморфозами смектита по оливину величиной 0,2—1,0 мм и удлиненными призматическими, реже таблитчатыми кристаллами плагиоклаза длиной до 2 мм. В довольно большом количестве присутствует рудный минерал типа ильменита, образующий решетчатые или скелетные кристаллы в стекле и зернах плагиоклаза. Центральные части вкрапленников и лейст плагиоклаза замещены калиевым полевым шпатом. Следствием вторичных изменений пород является также высокая степень окисления железа, что связано с развитием диоктаэдрического (окисно-железистого) смектита по стеклу основной массы, и повышенные содержания во многих пробах R и F, обусловленные образованием вторичного фторофосфата.

В части химического состава субщелочные базальты сохраняют те же особенности, что и толейты, но, естественно, с усилением или ослаблением свойств, связанных с повышенным содержанием щелочей. Так, по сравнению с толейтами в них возрастают концентрации R, Ti, Zr, Nb и крупноионных литофильных микроэлементов, а падают концентрации Cs и Ni. Обращают на себя внимание сравнительно

очень высокие содержания К. Они значительно выше, чем содержания этого элемента в субщелочных базальтах гайотов Огасавара, хотя степень вторичных преобразований пород в тех и других морфоструктурах примерно одинаковая. Аналогичные различия базальтов проявляются и по содержанию Ва. Все это позволяет относить субщелочные базальты поднятия Уэда к калиевому типу по щелочности, т.е. собственно к трахибазальтам.

Поднятие Волкано находится на крайнем юге района Огасавара, где оно выражено в наиболее возвышенной части краевого вала глубоководного желоба Волкано. На вершине поднятия (1—1,5 км выше подножия вала около 4 км ниже уровня моря) драгированы мелководные органогенно-детритовые известняки позднемелового возраста, залегающие на толще базальтов мощностью около 500 м. Особенностью толщи является преобладание туфов над лавами, что дополнительно указывает на мелководные условия извержения. Весь поднятый материал сильно изменен вторичными процессами, выраженными в развитии смектита, кальцита, глауконита и других вторичных минералов. Микроскопическое исследование и химические анализы пород, приведенные в опубликованной статье [Васильев и др., 1988], показали, что большая часть лав и связующая масса туфов имеют состав субщелочного базальта, тогда как среди обломков встречаются толситовые базальты. Главная петрохимическая особенность пород заключается в низком содержании К (0,3—0,9% K_2O в субщелочных разностях) и соответственно в низких содержаниях Rb и Ва в толеитах. Эта особенность указывает на принадлежность толщи к комплексам океанических островов или трансформных разломов, но не к комплексу зон тектонического скупивания, подобных базальтам поднятий Огасавара и Уэда.

Банка Рамапо

Банка Рамапо представляет собой изометричную в плане подводную гору с плоской вершиной, находящейся на глубине 70 м. По данным драгирования, в основании банки Рамапо (ст. Н4-75, -76) распространены подушечные лавы титанистых толеитов гавайского типа и субщелочных базальтов *KLAEP*, а в верхней ее части (ст. Н4-77) драгирован специфический комплекс пород, до сего времени не отмечавшийся в северо-западной части Тихого океана. Этот комплекс представлен нефелиновыми фонолитами и щелочными трахитами, близкими к породам, распространенным на островах Полинезии.

Толеиты, драгированные с нижней части склона банки Рамапо, имеют темно-серую, иногда черную окраску, обусловленную цветом преобладающего в основной массе вулканического стекла. Иногда встречаются разности с обильными крупными (до 3 мм) открытыми порами, обросшими по стенкам каемками смектита. Обычно же поры мелкие, редкие, заполненные смектитом. В стекловатой основной массе беспорядочно распределены лейсты и микролиты плагиоклаза, тонкопризматические кристаллы клинопироксена, округлые зерна оливина, замещенные красно-бурым смектитом. Среди вкрапленников преобладают клинопироксен и оливин (псевдоморфозы смектита), часто образующие гломеропорфировые выделения размером до 5 мм, реже встречается плагиоклаз, изредка — базальтическая бурая роговая обманка.

Субщелочные базальты обладают гиалопилитовой или интерсертальной структурами основной массы, сложенной беспорядочно ориентированными микролитами и лейстами плагиоклаза, зернами оливина, замещенного смектитом, и участками смектитизированного стекла с рудной вкрапленностью. Редкие фенокристы представлены псевдоморфозами смектита по оливину величиной 0,2—1 мм и удлиненными призматическими, реже таблитчатыми кристаллами плагиоклаза длиной до 2 мм. В довольно большом количестве присутствует рудный минерал типа ильменита, образующий решетчатые или скелетные кристаллы в стекле и зернах плагиоклаза.

Центральные части вкрапленников и лейст плагиоклаза замещены калиевым полевым шпатом.

Химический состав титанистых толеитов и субщелочных базальтов приведен в табл. 10. Как видно из нее, эти породы наряду с наличием общих черт (повышенное содержание глинозема, Fe, P, микроэлементов литофильной группы) заметно отличаются по концентрации Ti, K и таких микроэлементов, как Rb, Sr, Ba, Nb, Y. Более высокое содержание Ti в субщелочных базальтах закономерно, но значительно более высокое содержание K и соответственно Rb в сочетании с более низкими концентрациями Sr и Ba указывает на особые условия образования субщелочных базальтов и отсутствие комагматичности их с толеитами. Следствием вторичных изменений пород является высокая степень окисления железа, что обусловлено развитием диоктаэдрического (окисно-железистого) смектита по стеклу основной массы, и повышенные содержания во многих пробах P и F, находящихся, вероятно, в составе вторичного фторапатита.

Нефелиновые фонолиты подняты драгой в виде крупных глыб (до 25x25x12 см) с поверхностями свежего скола и многочисленных обломков, представляют собой серые плотные породы порфировой и афировой текстуры. Они характеризуются гиалопилитовой основной массой с микролитами и лейстами кислого плагиоклаза ^25—15> призматическими зернами эгирина-геденбергита (обр. Н4-77/4 — центр и край кристалла соответственно: SiO₂ — 44,58—45,19; TiO₂ — 1,23—0,95; Al₂O₃ — 4,52—3,86; Cr₂O₃ — 0,04—0,04; FeO — 26,42—26,74; MnO — 1,45—1,57; MgO — 0,43—0,30; CaO — 20,29—20,35; Na₂O₃ — 1,06—1,32; K₂O — 0,00—0,00; сумма 100,02—100,31), квадратными табличками калиевого полевого шпата. Вкрапленники представлены этими же минералами, а также нефелином. Кристаллы плагиоклаза и пироксена достигают 1,0—1,5 мм в длину, изометричные зерна калиевого полевого шпата и нефелина имеют 0,2—0,4 мм в поперечнике. Нефелин замещается анальцимом и содалитом. Присутствие нефелина и особенности химизма пород как в части петрогенных окислов, так и микроэлементов (см. табл. 10), дают основание отнести их к нефелиновым фонолитам.

Трахиты по внешнему виду не отличаются от фонолитов. Они имеют трахитовую структуру, при которой редкие вкрапленники кислого плагиоклаза и клинопироксена (длиной до 2 мм) находятся во флюидалной основной массе, состоящей из субпараллельно ориентированных лейст кислого плагиоклаза, зажатых между ними участков буроватого стекла и большого количества изометричных зерен рудного минерала, по-видимому, магнетита. Химические анализы (см. табл. 10) показывают, что рассматриваемые породы отличаются от нефелиновых фонолитов более высокими содержаниями окислов Si, Ti, Na и особенно Fe при пониженных концентрациях Al, Mg и Ca. Эти особенности состава обуславливают в целом более кислый, железистый и менее щелочной характер трахитов по сравнению с нефелиновыми фонолитами.

ХРЕБЕТ МИХЕЛЬСОНА

Хребет Михельсона представляет собой небольшую группу гайотов с общим цоколем на изобате около 5000 м, расположенную между плато Огасавара и горами Маркус-Уэйк. Наиболее хорошо выраженные в рельефе гайоты Поллукс и Кастор были в равной степени покрыты драгировочными работами, однако среди драг, поднятых с гайота Поллукс, лишь одна (ст. Н13-1) содержала единичные обломки базальта, все же другие были представлены только породами осадочного чехла. Обильный каменный материал из вулканогенного фундамента был получен при драгировании гайота Кастор (ст. Н13-12, -15, -17, -18, -20, -22).

Наиболее представительная коллекция базальтов поднята драгой ст. Н13-12 (интервал драгирования 4400—3640 м). Здесь преобладают крупные обломки размером

до 25 см по длинной оси порфировых пород серого и темно-серого цвета, несущие признаки подушечной отдельности. В некоторых обломках скаториальной формы отчетливо различается зональное строение, выраженное развитием тонкой (около 0,5 см) внешней стекловатой корки, находящейся под ней зоны (около 5 см толщиной) тонкозернистого базальта с обильными мелкими порами и слагающей ядро более хорошо раскристаллизованной породы с незначительным количеством пор (менее 5 %). Вкрапленники представлены в основном оливином, в подчиненном количестве — плагиоклазом и довольно редко — пироксеном. Количество фенокристов оливина иногда велико (15—30%), а размер отдельных индивидов достигает 2 см, что характеризует такие породы как кумулятивную фацию потоков, приближающуюся по составу к пикриту.

Базальты с обильными вкрапленниками пироксена, близкие по составу к анкарамитами, в драгах ст. Н13-12 (обр. 25) и ст. Н13-15 (обр. 4) находятся в виде небольших (до 5 см) угловатых обломков темно-серого цвета с плотной основной массой. Субщелочные базальты, поднятые драгами ст. Н13-1, -13, -18, -20, представлены различными по величине обломками (от 4 до 17 см по длинной оси) и щебнем, чаще с массивной текстурой, реже пузыристыми и мелкопористыми. Цвет пород серый или буровато-серый в измененных разностях. Строение афировое и порфировое с преобладанием вкрапленников плагиоклаза.

Микроскопические и химико-аналитические исследования показывают, что наиболее распространенными видами излившихся пород гайотов Поллукс и Кастор являются пикриты, оливиновые толеиты, анкарамиты, субщелочные базальты.

Пикриты развиты преимущественно в нижней части гайота Кастор в интервале глубин 4400—3640 м (северный склон, ст. Н13-12), где они составляют 50—60% крупных обломков, поднятых драгой. В существенно меньшем количестве (около 20%) они встречены в интервале глубин 3500—3260 м (ст. Н13-13). Текстура пород массивная и миндалекаменная (примерно четверть общего количества обломков). Они состоят из оливина, плагиоклаза, клинопироксена, рудного минерала. Около 50% образцов содержат криптокристаллический мезостазис, обычно замещенный вторичными минералами. Последние представлены (в порядке распространенности): смектитом (включая иддингсит и хлорофенит), кальцитом, хлоритом, серпентином, гидроокислами железа. Структура пород большей частью порфировая с пойкилоофитовой, интерсертальной, офитовой и долеритовой структурой основной массы.

Оливин содержится в количестве от 15 до 60% при среднем содержании 30—33%. В большинстве случаев он представлен и вкрапленниками и зернами в основной массе породы. Вкрапленники обычно имеют идиоморфные очертания и размер 1—3 см, часто образуя гломеропорфировые сростки, величина которых может достигать 2 см. Зерна оливина в основной массе породы имеют идиоморфную или округлую форму с размерами 0,2—0,5 мм. Оливин иногда свежий, но в большинстве случаев замещен минералами группы смектита, серпентином, гидроокислами железа. Микронзондовый анализ хорошо сохранившегося вкрапленника оливина показал его высокомагнелийный состав с 10% фаялитовой молекулы.

Плагиоклаз содержится в количестве от 20 до 50—55%. В своей основной массе он представлен выделениями от микролитовой размерности до лейст размером 0,08 х 0,5 мм, но изредка встречаются единичные корродированные широко таблитчатые вкрапленники размером до 0,5 х 1 см. Лейсты плагиоклаза образуют пойкилитовые вроски в зерна клинопироксена и слагают каркас, в интерстициях которого содержатся зерна клинопироксена, рудного минерала и криптокристаллический мезостазис. Иногда наблюдается субпараллельная ориентировка лейст плагиоклаза.

Клинопироксен содержится в количестве от 10 до 40% при средних содержаниях 25—30%. Размер выделений его колеблется от 0,1—0,2 до 1 мм. Крупные выделения клинопироксена — авгита заключают пойкилитовые вроски плагиоклаза, а мелкие зерна выполняют интерстиции между лейстами последнего. Содержание рудных

минералов колеблется от 1—2 до 5—8%. Среди них на микрозонде определен ильменит. Мезостазис криптокристаллический темно-бурый содержится в количестве от 9—И до 15—20%.

Оливиновые базальты распространены в нижней части гайота Кастор на северном склоне совместно с пикритами (ст. Н13-12) и на юго-западном склоне, где встречаются также субщелочные базальты (ст. Н13-18). В драге ст. Н13-12 обнаружены разности оливиновых базальтов с шаровой отдельностью, аналогичные но внешнему виду пикритам. В драге ст. Н13-18 преобладают полуокатанные обломки размерами 4—15 см, сложенные темно-серыми, часто с буроватыми оттенками породами массивной текстуры, среди которых отмечены мелкопористые, пузыристые и миндалекаменные разности. Структура оливиновых базальтов порфировая, реже афировая (обр. 18/3), с пойкилофитовой, офитовой, долеритовой, микроаллотриаморфной и интерсертальной структурами основной массы. Главные минералы — плагиоклаз, клинопироксен, оливин, рудные; вторичные минералы — группа смектита (иддингейт, боулингит, хлорофеит), серпентин, тальк, хлорит, цеолиты, кальцит, гидроокислы железа.

Плагиоклаз содержится в породе в количестве от 15—20 до 50%; вкрапленники его редки или встречаются в небольшом количестве. Размеры вкрапленников варьируют от 0,05x0,8 мм до 0,7x1,2 мм, размер выделений в основной массе — от едва заметных микролитов до лейст 0,07x0,5 мм. Лейсты плагиоклаза образуют вrostки в крупные выделения клинопироксена, изредка слагая вместе с последними гломеропорфировые агрегаты, а также составляют каркас, интерстиции которого заполнены другими компонентами породы. Клинопироксен содержится в количестве от 25—30 до 40—45%, слагая зерна с размером порядка 0,12x0,25 мм до 0,5x1,3 мм. Состав его соответствует титанавгиту. Оливин присутствует в количестве от 2—5 до 12—15% в виде вкрапленников шестигранной и брусковидной формы (в среднем 0,7x1 мм) и мелких зерен (в среднем 0,2x0,35 мм) в основной массе. Он полностью замещен вторичными минералами группы смектита, серпентином, тальком, гидроокислами железа. Базис криптокристаллический бурый содержится в количестве от 3—5 до 35—40% в интерстициях между главными силикатами, ассоциируя с рудным минералом (от 2—3 до 8—10% от объема породы), представленным титаномагнетитом.

Анкарамиты представлены массивными (обр. 12/25, 15/4) и миндалекаменными (обр. 12/7) разностями. Массивные анкарамиты состоят из клинопироксена (40—50%), оливина (15—20%), плагиоклаза (10—15%), рудного минерала (5—8%), мезостазиса (около 15%). Структура породы порфировая с фенокристами клинопироксена (0,2 x x 0,4 мм) и оливина (0,5 x 0,8 мм) и основной массой, сложенной лейстами плагиоклаза (0,1 x 0,25 мм), изометричными зернами клинопироксена (0,12 x 0,15 мм) и оливина (0,12 x 0,20 мм), выделениями стекла и рудного минерала. Клинопироксен, представленный титанавгитом, имеет светло-лиловую окраску, особенно интенсивную в краевой зоне выделений, где минерал наиболее обогащен титаном. В миндалекаменных анкарамитах количество миндалин достигает 15% объема породы, обычно они округлой формы размером до 0,6 мм и выполнены кальцитом и хлоритом. От массивных разностей миндалекаменные отличаются отсутствием вкрапленников клинопироксена, оливина и лейстового плагиоклаза, присутствием небольшого количества (1—2%) тонкопризматического амфибола с прямым погасанием и плеохроизмом в бурых тонах.

Субщелочные базальты разнообразны по своим текстурно-структурным особенностям. Наиболее крупный (около 8 см) образец, поднятый с гайота Поллукс на ст. Н13-1, пористый, с крупными вкрапленниками клинопироксена с включениями мелких кристаллов оливина и плагиоклаза и вкрапленниками оливина, замещенного смектитом. Основная масса имеет пилотакситовую структуру и сложена лейстами плагиоклаза, склеенными небольшим количеством стекла. Субщелочные базальты ст. Н13-13 отличаются характерной текстурой — трахитоидной с элементами

Таблица II

Химический состав вулканических пород хребта Михельсона (гайоты Поллукс и Кастор)

Компонент	1 (1)	2 (6)	3 (5)	4 (2)	5 (4)	6 (3)
SiO ₂	38,16	42,30	44,22	39,47	43,06	46,01
TiO ₂	0,93	1,47	1,62	2,53	2,71	2,45
Al ₂ O ₃	7,14	10,50	14,10	13,38	16,80	17,91
Fe ₂ O ₃	5,36	7,70	9,20	7,49	11,52	11,64
FeO	6,94	4,41	3,30	4,49	1,98	1,24
MnO	0,21	0,23	0,20	0,09	0,18	0,14
MgO	28,11	18,17	10,41	8,54	3,97	2,33
CaO	4,38	6,52	8,40	12,90	9,39	5,05
Na ₂ O	1,01	1,56	2,30	2,18	2,89	2,59
K ₂ O	0,34	0,42	0,76	1,57	1,35	3,47
P ₂ O ₅	0,20	0,29	0,29	0,97	1,56	1,45
H ₂ O ⁺	6,89	6,24	4,90	4,50	4,34	5,63
F	0,02	0,08	0,05	0,10	0,21	0,11
Сумма	99,66	99,89	99,75	98,21*	99,96	100,02
f	19,0	25,9	38,4	42,4	63,6	73,8
Rb	3	3	2,5	22	22	36
Sr	45	106	143	533	410	312
Ba	37	49	53	517	192	296
Zr	53	89	87	241	180	184
Nb	2	4	4	46	19	25
Y	3	3	6	20	46	18
Ni	1600	1022	548	365	214	167
Co	81	60	51	40	40	21
Cr	990	803	680	450	248	360
V	130	188	224	195	234	307

*Дополнительно определено 1,63% CO₂.

Примечание. 1,2 — пикриты; 3 — оливиновые толеиты; 4 — анкарамиты; 5 — субщелочные базальты; 6 — трахибазальты (субщелочные калиевые базальты).

флюидальности. Это плагиофировые породы с вкрапленниками плагиоклаза (размером до 0,7 x 1,3 мм) и основной массой, состоящей из лейст плагиоклаза, зерен клинопироксена (20—25%), оливина (5—8%), рудного минерала (10—12%) и стекла (20—30%), в той или иной степени замещенного смектитом. На ст. Н13-18, -20 встречаются следующие разновидности субщелочных базальтов: оливиновые (обр. 18/1), плагиофировые миндалекаменные (обр. 18/9), афировые с редкими вкрапленниками клинопироксена и плагиоклаза (обр. 20/1,2).

Химические анализы описанных видов и разновидностей базальтов приведены в табл. 11. Они четко подразделяются на две группы: пикрит-оливинитовую и анкарамит-субщелочнобазальтовую. Породы обеих групп по содержанию главных окислов и акцессорных элементов в общем близки к стандартной императорско-гавайской ассоциации, но намечаются и существенные различия. К ним относятся: 1) отсутствие конечного члена толеитовой серии — кварц-нормативных толеитов, достаточно широко распространенных в этой ассоциации; 2) пониженное содержание Ti, Sr и повышенное содержание Ni и Cr по сравнению с однотипными породами толеитовой серии Императорского хребта; 3) значительно более широкая распространенность анкарамит-субщелочнобазальтовой серии; 4) развитие среди пород анкарамит-субщелочнобазальтовой серии типичных трахибазальтов (обр. 13/8, 20/2, 18/9), т.е. основных вулканитов с преобладанием К над Na, отсутствующих в императорско-гавайской ассоциации.

Высокое содержание Ni и Cr при пониженном содержании кремнекислоты во всех базальтах хребта Михельсона, включая трахибазальты, позволяет считать их произ-

водными мантийных магм, подобно базальтам Императорского и Гавайского хребтов. В то же время пониженное содержание Ti и повышенное содержание K в породах, а также более широкое распространение субщелочных базальтов по сравнению с толеитами, не характерное для императорско-гавайской ассоциации, возможно, связанное с менее глубоким уровнем плавления мантийного субстрата, а именно с уровнем шпинелевой фации, причем с субстратом этой фации, испытавшим более интенсивный мантийный метасоматоз.

ГАЙОТЫ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР И МАРШАЛЛОВЫХ ОСТРОВОВ

Магеллановы горы вместе с Ниппон-Марианской системой краевых валов, хребтом Михельсона и гайотами Маршалловых островов составляют единую Восточно-Марианскую петрологическую провинцию, главными чертами которой являются относительно древний, позднеюрско-меловой возраст вулканических построек и широкая распространенность титанистой толеит-щелочнобазальтовой ассоциации гавайского типа.

Главные подводные возвышенности Магеллановых гор, получившие названия по аббревиатуре институтов АН СССР (ИОАН — Институт океанологии Академии наук, ДВГИ — Дальневосточный геологический институт, ТОЙ — Тихоокеанский океанологический институт, ТИГ — Тихоокеанский институт географии, ИМГиГ — Институт морской геологии и геофизики) и сокращенного названия (Дальморгео) Дальневосточного производственного геологического объединения МГ СССР, принимавших участие в их изучении, представляют собой типичные гайоты, одиночные или состоящие из двух-трех плосковершинных гор на одном цоколе (см. рис. 8). По мнению А.П. Кулакова с соавторами [1987], основная группа гайотов (ТОЙ, ТИГ, Дальморгео, ИМГиГ) может трактоваться как единая морфоструктура центрального типа.

Гайоты сложены в основании толеитовыми и субщелочными базальтами позднеюрско-мелового возраста и залегающими на них осадочными породами (известняки, песчаники, конгломераты и др.) позднемелового возраста. Последние перекрываются нелитифицированными осадками (фораминиферовый песок и др.) неогенового возраста. Мощность рыхлых отложений 150—180 м, органогенных известняков 200—300 м, вулканогенной толщи — весьма значительная, так как она прослеживается по всему разрезу от привершинных изобат 1400—1500 м до подножия гайотов по изобате 5000—5500 м.

Как указывалось выше, драгировочными работами экспедиций на нис "Академик Александр Несмеянов" были покрыты гайоты юго-западной части Магеллановых гор — ДВГИ, ТОЙ, ИМГиГ. При опробовании их в интервале глубин 5410—1400 м были подняты образцы следующих пород (в порядке уменьшения меланократовости): анкарамитовые базальты; оливиновые базальты, витробазальты и долериты; оливин-пироксен-плагиофировые базальты; оливин-плагиофировые базальты; пироксен-плагиофировые базальты и витробазальты; плагиофировые базальты, витробазальты и долериты; афировые базальты и витробазальты; гавайиты, муджиериты и бенморейты.

Ассоциация перечисленных пород в целом сходна с ассоциацией гайотов Поллукс и Кастор, отличаясь от нее в основном отсутствием пикробазальтов, незначительным развитием анкарамитов, обилием полифировых базальтов и присутствием субщелочных пород повышенной кремнекислотности. Анкарамитовые базальты встречаются только на гайоте ТОЙ в верхней части его западного склона. Полифировые базальты подняты со всех драгированных гайотов; субщелочные породы повышенной кремнекислотности драгированы вместе с оливиновыми субщелочными базальтами только на гайоте ИМГиГ в верхней части восточного склона.

В дражном материале перечисленные породы не отличаются друг от друга, это большей частью обломки неправильной формы, реже фрагменты шаровых лав (ст. Н13-90, -91), с размерами от нескольких сантиметров (щебенка) до 15—20 см, в единичных случаях до 30—50 см, бурого и буровато-серого цвета, массивные, реже — пористые с полыми или заполненными вторичными минералами пустотами. Наряду с обособленными обломками базальтов часто встречаются агломератовые лавы и брекчии, менее распространены гиалокластиты, еще более редки туфы базальтов. Брекчии представлены фрагментами размером 5—10 см в среднем, сложенными сильно измененными угловатыми обломками (от нескольких миллиметров до 2—3 см) базальтов бурого и черного цвета, иногда также стекла (ст. Н13-77), сцементированным светлым материалом из вторичных минералов. Гиалокластиты и их брекчии (ст. Н13-84, -86, -98, -100 и др.) представлены уплощенными угловатыми и полуокатанными обломками (размером до 10—15 см), состоящими из довольно крупных (до 1 см) обломков стекла и базальтов, сцементированных обломочным или тонкозернистым стекловатым цементом. Обломки стекла и цемент брекчий замещены минералами типа смектита и палагонита. По цементу нередко, кроме того, развиваются железомарганцевые окислы, в результате чего обломки измененного стекла имеют характерную черную оторочку (ст. Н13-85, -86).

Для туфов, обнаруженных в отдельных драгах (ст. Н-1, -2; Н13-84, -86), характерны литокристаллокластические разности псаммитовой и алевропелитовой размерности. Среди обломков преобладает измененное вулканическое стекло, в подчиненном количестве присутствуют раковины фораминифер (ст. Н13-86) и примазки радиоляриевых илов (ст. Н13-84). Величина обломков туфов достигает 10—15 см, поверхность их окатанная и бугристая, покрытая чаще пленками и корками железомарганцевых окислов.

Многочисленные силикатные анализы собранных образцов показали преобладание в пределах обследованной части Магеллановых гор субщелочной ассоциации гавайского типа при подчиненном развитии толеитовых и субщелочных базальтов типа *KLAEP* (табл. 12). Вместе с субщелочными базальтами находятся редкие обломки титанистых толеитов (табл. 12, ст. 1) и анкармитов (табл. 12, ст. 2).

Толеиты (ст. Н13-85) состоят из плагиоклаза (30—45%), клинопироксена (30—40%), оливина (5—10%), рудного минерала (около 5%) и имеют большей частью офитовую микроструктуру. Лейсты плагиоклаза (0,05 x 0,3 мм) слагают каркас, в промежутках которого размещаются зерна клинопироксена (0,07 x 0,15 мм), оливина (0,12 x 0,2 мм), замещенные смектитом, и рудного минерала (размер около 0,1 мм).

Анкармиты (ст. Н13-85) — пироксен-оливинофировые породы с интергранулярной микроструктурой, состоящие из клинопироксена (50—65%), плагиоклаза (10—20%), оливина (10—20%), рудного минерала (5—10%). Клинопироксен находится в виде вкрапленников (1—2%), идиоморфных, отчетливо зональных, размером до 0,6 мм, а также зерен в основной массе породы размером 0,02 x 0,06 мм, имеющих буроватую окраску. Оливин представлен вкрапленниками размером до 1,8 x 2,7 мм, обычно замещенными смесью серпентина, талька, смектита и гетита.

Оливиновые базальты субщелочные, отличаются широкими вариациями в соотношении вкрапленников плагиоклаза (10—40%), оливина (2—15%), клинопироксена (0,5—2% титанавгита) и вулканического стекла (20—70%). Плагиоклаз (таблитчатые кристаллы до 1,5 мм длиной) и клинопироксен довольно свежие, тогда как оливин (короткопризматические кристаллы размером 0,1—0,2 до 1,5 мм) нацело замещен хлоритом, смектитом или боулингом. Микроструктура пород — гиалиновая, гиалопилитовая, пилотакситовая.

Полифировые базальты, имеющие в большинстве своем повышенное содержание щелочей и низкое содержание магния (см. табл. 12), относятся к кварц-нормативному субщелочному типу, хотя нередко содержат модальный оливин (до 5%). Главный минерал пород — плагиоклаз — присутствует в количестве от 3—5 до 15—20% в

Таблица 10

Химический состав вулканических пород гайотов Магеллановых гор и Маршалловых островов

Компонент	1 (1)	2 (1)	3 (5)	4 (12)	5 (4)	6 (2)	7 (1)
SiO ₂	44,16	39,88	47,41	45,28	49,34	46,61	48,67
TiO ₂	2,66	3,50	2,32	2,84	2,50	2,57	3,03
Al ₂ O ₃	14,96	14,51	14,87	17,22	17,09	18,8	17,44
Fe ₂ O ₃	10,42	9,71	4,94	8,97	6,59	8,73	9,65
FeO	3,12	3,85	5,35	2,77	3,29	1,86	2,37
MnO	0,19	0,19	0,17	0,14	0,09	0,39	0,17
MgO	6,82	7,80	7,72	3,77	3,8	3,05	1,12
CaO	9,46	10,83	5,75	8,35	6,54	5,75	5,66
Na ₂ O	2,27	1,55	3,01	3,31	3,98	3,21	3,51
K ₂ O	1,28	0,98	1,71	1,51	2,06	2,03	2,86
P ₂ O ₅	0,84	1,03	0,67	1,41	0,84	1,15	1,31
H ₂ O ⁺	3,72	5,76	6,24	4,10	4,01	5,60	3,63
F	0,08	0,22	—	0,21	0,13	—	—
Сумма	99,96	99,72	100,16	99,88	100,26	99,75	99,42
f	50,7	47,5	41,6	61,7	57,6	64,1	84,7
Rb	32	28	—	28	41	5,5	75
Sr	561	1088	501	486	685	824	1098
Ba	419	659	397	415	661	738	924
Zr	169	367	216	218	264	345	353
Nb	25	55	28	27	30	54	97
Y	17	30	5	23	7	10	22
Ni	370	360	144	94	90	135	80
Co	56	54	50	38	31	49	32
Cr	470	370	303	136	208	350	63
V	220	210	114	198	137	164	922

* Содержание CO₂.

Примечание. Магеллановы горы: 1 — толеит, 2 — анкармит, 3, 4 — субщелочные базальты: 3 — оливиновые, 4 — кварц-нормативные. 5 — гавайиты, 6 — муджириты, 7 — бенморейт, 8 — базальты KLAEP-, гайоты Маршалловых островов [Hein et al., 1988]: 9 — оливиновый ферротолейт, 10 — субщелочной базальт, 11 — гавайит.

фенокристаллах (размер до 1,9 x 3,2 мм) и до 50—55% в основной массе в виде лейст и микролитов. Вкрапленники обычно в той или иной степени корродированы, зональны и содержат включения стекла, а иногда и окружены стекловатой оторочкой. Нередко они образуют гломеропорфировые сростки как мономинеральные, так и совместно с фенокристаллами оливина и клинопироксена. Клинопироксен чаще имеет лиловато-бурую окраску, т.е. представлен титанавгитом. Содержание его в породах сильно варьирует — от нескольких процентов до 30—35%, причем главная часть его находится в виде мелких зерен (0,03 x 0,08 мм) в мезостазисе. Наиболее крупные фенокристы (до 0,15 x 2,3 мм) включают сростки микролитов плагиоклаза. Рудный минерал в количестве 5—10% содержится в базисе пород в виде мелких зерен (обычно 0,02—0,03 мм, иногда до 0,3—0,7 мм). Базис пород стекловатый и криптокристаллический, присутствует в количестве до 50%. Микроструктура пород — гиалопилитовая, пилотакситовая, интерсертальная, интергранулярная, микропиклофитовая. Текстура — порфировая, афировая, иногда трахитоидная, миндалекаменная (содержание миндалин от 5 до 30—40%, размеры пор до 1,5 мм). Вторичные минералы: палагонит, смектит, хлорит по мезостазису, смектит и гетит по оливину.

Субщелочные базальтоиды с повышенной кремнекислотностью петрографически близки между собой, различаясь в основном количественным соотношением темноцветных минералов и плагиоклаза. Гавайиты наряду с клинопироксеном (титанавгит) и плагиоклазом (андезин—Лабрадор) содержат небольшое количество вкрапленников оливина. В муджиритах клинопироксен явно подчинен плагиоклазу, оливин отсутст-

8 (6)	9 (1)	10 (1)	11 (1)
46,85	37,82	45,38	45,08
1,59	3,32	5,07	2,58
16,93	10,63	13,71	17,8
5,69	14,69	10,14	8,22
4,66	3,20	5,58	2,76
0,13	0,21	0,19	0,20
6,30	9,43	4,37	2,89
8,99	10,04	9,54	9,62
2,96	1,32	2,75	3,41
1,09	1,52	1,33	2,39
0,42	2,35	0,80	1,70
4,29	4,71	1,14	3,08
0,05	0,76*	0,10*	0,14*
99,95	99,69	100,06	99,87
46,5	49,4	65,4	66,3
3	—	—	—
318	635	458	960
189	480	298	635
112	286	320	300
8	104	65	100
7	72	38	44
208	—	—	—
48	47	44	21
355	426	4	3
190	—	—	—

вует. В бенморейтах пироксен присутствует только в виде мелких зерен в основной массе. Он представлен железистым гиперстеном, частично или полностью замещенным илдингситом и боулингитом. Особенностью бенморейтов является также наличие значительного количества (5—10%) тонкопластинчатых выделений ильменита, слагающих вместе с лейстами среднего плагиоклаза и вулканическим стеклом базис породы.

Как видно из табл. 12, описанные породы толеитовой и субщелочной серий обладают умеренно высоким (2—3%), реже высоким (3—4%) содержанием окиси титана и заметно повышенным (до 425 г/т) содержанием циркония с одновременно повышенными содержаниями никеля (до 150 г/т) и хрома (до 400 г/т) даже в породах с повышенной кремнекислотностью. Общей чертой всей породной ассоциации является также высокий уровень концентрации стронция и бария, достигающий максимальных значений в анкарамитах, гавайитах, муджиритах, бенморейтах. Отмеченные геохимические особенности и породный состав описанной ассоциации показывают, что она, имея ряд общих черт с ассоциациями хребтов Михельсона и Императорского, в то же время отличается определенным свое-

образием. Это прежде всего — незначительное развитие пикритов и толеитов, характерных для обоих названных хребтов, при широком распространении субщелочных базальтов, что свойственно также хребту Михельсона, но не характерно для Императорского хребта, исключая южную зону его замыкания. Отсутствие трахизбазальтов и в общем повышенный уровень содержаний Sr и Ba во всех породах составляет общую черту ассоциаций Магеллановых гор и Императорского хребта, однако в отношении уровней содержания Ti, Ni и Sr она также отличается от императорской ассоциации, как и ассоциация Магеллановых гор.

Собственно петрохимические показатели пород всех трех рассматриваемых структур сходны. Они относятся к магнезиально-железистой, реже железистой группам с низкой и умеренной глиноземистостью толеитовой ветви (пикриты и оливинные толеиты) и повышенной глиноземистостью субщелочной ветви. Для главной массы пород характерно значительное преобладание натрия над калием, снижающееся только в группе с повышенной кремнекислотностью.

Главной особенностью вулканической ассоциации Магеллановых гор является развитие базальтов типа **KLAEP**, характерных для структур тектонического скупивания, что отличает район Магеллановых гор как от Императорского хребта, так и хребта Михельсона и сближает их с плато Огасавара, где эти базальты получили преобладающее развитие. Базальты **KLAEP** драгированы с восточных склонов гайотов ТОЙ (ст. Н13-7) и ИМГиГ (ст. Н-1), где они находятся вместе с субщелочными базальтами гавайского типа, внешне ничем не отличаясь от них. Изучение шлифов показы-

вает, что они представлены оливин-плагиофировыми, оливин-пироксен-плагиофировыми и плагиофировыми разностями. Первые характеризуются очень высоким содержанием магния, низкой железистостью и глиноземистостью. Для плагиофировых базальтов характерны высокая глиноземистость и железистость (см. табл. 12, гр. 8). Повышенное содержание щелочей, в том числе и К, а также Р, указывает на принадлежность проанализированных образцов к субщелочной серии. В то же время содержания Ti в породах относительно невысокие, приближающиеся к уровню содержаний в толеитах MOR. Соответственно этому понижены содержания Zr. Содержания Sr и Ba варьируют в довольно широких пределах, оставаясь в общем ниже, чем в стандартных субщелочных базальтах; содержания же Ni и Сг заметно превышают содержания, характерные для этих пород. Таким образом, базальты *LKAEP* Магеллановых гор отличаются теми же своеобразными чертами химизма (что и базальты плато Огасавара), указывающие на неоднородность материала субстрата и невыдержанность условий его переплавления.

Структура Маршалловых островов включает в себя большое количество гайотов, достаточно детально изучавшихся американскими геологами в отношении платиновых кобальт-марганцевых корок [Hein et al., 1988]. Вулканогенный фундамент при этих работах специально не драгировался и охарактеризован всего несколькими анализами. Судя по ним (см. табл. 12), это ассоциация, аналогичная Магеллановым горам, представлена толеитами и субщелочными базальтами гавайского типа.

ГОРЫ МАРКУС-УЭЙК И МИД-ПАЦИФИК

Обилие каменного материала, поднятого с гайотов Маркус-Уэйк в рейсах нис "Академик Александр Виноградов" и "Геолог Петр Антропов" в последние годы, и его детальная обработка позволили выявить специфический характер вулканизма гор Маркус-Уэйк, существенно отличающийся от гавайского типа вулканизма, который до настоящего времени считался стандартным для островов Тихого океана. Нами установлено, что весь набор пород, драгированных в пределах гор Маркус-Уэйк, относится к двум характерным ассоциациям — анкарамитовой и трахибазальтовой. При этом первая до сих пор не отмечалась для Тихого океана (исключая отдельные находки в составе дифференцированной гавайской серии), но развита на островах Индийского океана — Мадагаскаре (где анкарамиты впервые были описаны Лакруа в 1916 г.), Маврикии [Цветков и др., 1980] и некоторых других.

Имеющиеся данные по магматизму гор Мид-Пацифик дают основание продолжить анкарамит-трахибазальтовую зону далее на восток вплоть до сочленения поднятия Мид-Пацифик с поднятиями Гавайским и Лайн.

Сводное петрографическое описание магматических пород

Обобщение материалов по горам Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик позволяет выделить в составе анкарамитовой ассоциации океаниты (пикриты), анкарамитовые океаниты (высокоизвестковистые пикриты), анкарамиты, ферроанкарамиты; в составе трахибазальтовой ассоциации — анкаратриты, ферролимбургиты, трахибазальты (субщелочные и щелочные базальты, включая нефелиновые, с повышенным содержанием калия), ферротрахибазальты, тристаниты, фонолиты, щелочные трахиты.

При работах нис "Академик Александр Виноградов" и "Геолог Петр Антропов" в горах Маркус-Уэйк основной объем драгирования выполнен на гайотах Батиса, Мэлони, Ламонт, Лэдд, Майами, а также в районах гайотов Ван-Уикхаус и Скриппс. Наиболее полные наборы видов пород подняты с гайотов Батиса и Мэлони — только здесь наряду с анкарамитами и трахибазальтами обнаружены в достаточном количестве океаниты. Анкарамиты, кроме того, драгированы на гайот&x Ламонт, Лэдд,

Майами, при этом везде совместно с трахибазальтами. Последние встречены только в районах гайотов Ван-Уикхаус и Скриппс. Тристаниты обнаружены только в одной станции (ст. 715, черпак, рейс нис "Геолог Петр Антропов", 1990 г.), взятой на восточном сателлите гайота Лэдд, а фонолиты — на гайоте Батиса (ст. Д975).

В горах Мид-Пацифик обнаружены анкарамиты, трахибазальты и тристаниты (соответствующие ссылки на литературу приводятся ниже).

Сопоставляя распространенность различных видов пород, можно прийти к выводу, что анкарамиты и трахибазальты сопутствуют друг другу. Однако центры извержения анкарамитовой магмы меньше распространены и группируются преимущественно в южной части гор Маркус-Уэйк. Ограниченность находок океанитов, тристанитов и фонолитов связана, вероятно, с особыми условиями образования этих пород, которые будут рассмотрены ниже.

Океаниты драгированы в виде крупных глыб неправильной формы размером до 20 x 20 x 25 см. С поверхности глыбы имеют пятнистую ржавую окраску вследствие разложения оливина, внутренняя часть их сложена свежей крупнозернистой породой темно-серого цвета. Текстура океанитов и анкарамитовых океанитов массивная, структура — неясно выраженная порфировая. Характерной петрографической особенностью пород является высокое (до 90% объема породы) содержание крупных (до 8 мм) фенокристов оливина. В отличие от остальных петрографических видов степень вторичных изменений фенокристов оливина незначительна. Содержание фенокристов клинопироксена около 10%, но в отдельных образцах этот минерал присутствует в примерно равных пропорциях с оливином, образуя хорошо ограниченные крупные кристаллы, практически не затронутые вторичными процессами, иногда отчетливо зональные с обособлением узкой краевой зоны, по-видимому, обогащенной титаном. Средние по размерам фенокристы часто собраны в гломеропорфировые сростки.

Структура основной массы интерсертальная, пилотакситовая с очень небольшим содержанием стекла (до 10%). Среди микролитов преобладает клинопироксен, образующий неправильные или удлиненно-таблитчатые кристаллы. Лейсты плагиоклаза (20—30%) часто ориентированы в одном направлении. В небольшом количестве присутствует амфибол типа керсутита. Содержание рудного минерала не превышает 10%. Вторичные изменения проявлены слабо: замещение оливина по краевым зонам и микротрещинкам гидроокислами железа и иддингситом со смектитом по стеклу основной массы.

Анкарамитовые базальты и долериты — наиболее распространенная группа пород описываемого района. По петрографическим данным, выделяются базальты и долериты, по химическому составу — магнезиальные (магноанкарамиты) и железистые анкарамиты (ферроанкарамиты).

Анкарамиты находятся в драгах обычно в виде угловатых обломков размером до 10 x 15 см, сложенных массивными плотными породами темно-серого цвета с редкими фенокристами. Порфировые выделения часто представлены двумя генерациями: крупные (до 9 мм) фенокристы и микрофенокристы (до 1,5 мм). Фенокристы первой генерации — это клинопироксен и оливин. Клиннопироксен преобладает. Его содержание колеблется от 15 до 40—50% объема породы. Кристаллы не затронуты вторичными изменениями и оптически зональны. Отчетливо обособляется краевая зона, по-видимому, более титанистого состава. Центральные части кристаллов иногда резорбированы основной массой и имеют "губчатый" облик. Ядра крупных фенокристов характеризуются оптической неоднородностью. Иногда фенокристы клинопироксена показывают реакционные взаимоотношения с основной массой породы. Изредка в крупных кристаллах клинопироксена отмечаются включения биотита и зеленой шпинели. Содержание фенокристов оливина колеблется от единичных зерен до 20%. Как правило, они нацело замещены агрегатом вторичных минералов, но иногда степень изменения небольшая.

Микрофенокристы представлены исключительно клинопироксеном, часто собранным в гломеропорфировые сростки. Структура основной массы гиалопилитовая, интерсертальная, криптокристаллическая и гиалиновая. Состоит из клинопироксена, плагиоклаза, оливина и магнетита. Соотношение клинопироксена и плагиоклаза варьирует. Клиннопироксен обычно преобладает, хотя в некоторых образцах соотношение минералов примерно равное. Микролиты плагиоклаза иногда ориентированы в одном направлении. Оливин в основной массе замещен агрегатом вторичных минералов. Содержание магнетита достигает 10—15%.

Вторичные изменения проявлены в замещении стекла основной массы гидроокислами железа и смектитом, оливина — гидроокислами железа, иддингситом и реже серпентином. По плагиоклазу иногда развивается смектит. Миндалины и микротрещины в породе выполнены или смектитом и цеолитом, или только цеолитом, или карбонатом. Рентгенофазовым анализом установлены франколит, смектит, клиноптилолит, гетит, филлипсит и анальцит.

Анкарамитовые долериты - массивные породы, по петрографическим признакам очень схожие с анкарамитовыми базальтами, но отличаются лучшей раскристаллизацией основной массы. Структура порфировая. Порфировые выделения (7-15%) представлены свежими кристаллами клинопироксена и реликтами оливина либо только оливином. Фенокристы клинопироксена часто собраны в гломеропорфировые сростки. Структура основной массы интерсертальная, она состоит из лейст плагиоклаза (20-25%), клинопироксена (40-50%), многочисленных зерен рудного минерала (до 15%) и стекла основной массы. Рудный минерал, по-видимому, магнетит и шпинель. Вторичные изменения проявлены слабо: гидроокислы железа и иддингсит по оливину, смектит и гидроокислы железа по стеклу основной массы, в порах - цеолит.

Ферроанкарамиты по петрографическим признакам близки к анкарамитовым базальтам и различаются главным образом петрохимическими особенностями. Текстура породы массивная, структура порфировая, гиалопилитовая и пилотакситовая. Порфировые выделения - преимущественно клинопироксен (до 30%) и реликты оливина (до 15%). Оптические характеристики клинопироксена и оливина аналогичны таковым в анкарамитовых базальтах. В образце с гиалопилитовой структурой микрофенокристы - лейсты исключительно из клинопироксена, в образце с пилотакситовой структурой - плагиоклазом (~ 40%), клинопироксеном (~ 40%) и магнетитом.

Структура основной массы интерсертальная, пилотакситовая и криптокристаллическая. Преобладающими минералами являются клинопироксен (35—40%) и плагиоклаз (20-25%). Плагиоклаз (как правило) ксеноморфен по отношению к пироксену.

Вторичные изменения проявлены слабо: гидроокислы железа и смектит по стеклу основной массы, гидроокислы железа и иддингсит по оливину. В порах отмечается цеолит (филлипсит).

Таким образом, железистые анкарамиты отличаются от более магнезиальных разновидностей в основном афировым обликом, низким содержанием фенокристов и сравнительно высоким процентным содержанием плагиоклаза в основной массе.

Анкаратриты встречаются редко. Один из штуфов, взятый для исследования (887Др), представлял собой глыбу весом до 15 кг, размером 30х25х15 см, разбитую многочисленными микротрещинами, выполненными смектитом и клиноптилолитом, и со всех сторон покрытую тонкой (1-2 мм) коркой железомарганцевых окислов.

Текстура породы массивная, структура порфировая. Порфировые выделения (до 15%) сложены клинопироксеном и единичными зернами оливина. Клиннопироксен находится в виде двух генераций: вкрапленников размером до 1,5 мм и микрофенокристов. Вкрапленники - таблитчатые кристаллы, часто хорошо сдвойникованные, с краевыми зонами, видимо, несколько иного (более титанистого) состава. Микрофенокристы клинопироксена (до 20% объема породы) часто собраны в гломеропорфировые сростки. Кристаллы оливина (около 7%) замещены агрегатом

гидроокислов железа и идингсита. Магнетит (до 10%) образует мелкие изометричные кристаллы. Стекло основной массы (около 50%) замещено гидроокислами железа и смектитом.

Ферролимбургиты встречаются в единичных образцах. Это стекловатые редкопорфировые породы, в которых вкрапленники клинопироксена (размером 1-3 мм) составляют всего 3—4%. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру и состоит из микролитов плагиоклаза, зерен клинопироксена и рудного минерала, погруженных в буроватое стекло.

Трахибазальты включают несколько петрографических разновидностей, в свое время описанных различными авторами. В большинстве своем это щелочные оливиновые базальты с нормативным нефелином. Реже встречаются разновидности с модалным нефелином, которые описываются либо как нефелиновые базальты [Ревердатто, Остапенко, 1982], либо как калиевые нефелиниты¹. Во многих образцах присутствуют фенокристы амфибола типа керсутита, что служит основанием для выделения щелочных роговообманковых базальтов [Рудник, Матвеев, 1978] или клинопироксен-керсутитовых трахибазальтов [Коновалов и др., 1988].

Породы с массивной текстурой и порфировой структурой. Порфировые выделения сложены либо одним оливином, либо ассоциацией минералов - оливином, клинопироксеном, плагиоклазом и иногда керсутитом. Оливин (до 9%) образует чаще мелкие (до 0,3 мм), иногда более крупные (до 1,5 мм) кристаллы, полностью замещенные агрегатом вторичных минералов (гидроокислы железа и идингсит). Клинопироксен (титановит) встречается в виде мелких кристаллов, практически не затронутых вторичными изменениями. Они часто собраны в гломеропорфировые сростки. Относительно крупные фенокристы содержат включения рудного минерала. Содержание лейст плагиоклаза колеблется от единичных кристаллов до 40%. Плагиоклаз, как правило, свежий, без отчетливой зональности. Состав центральных частей микрофенокристов около 15% An. Керсутит в виде хорошо оформленных кристаллов с отчетливой зональностью и плеохроизмом в коричневых тонах, окруженными опалитовой каймой. Крупные кристаллы керсутита часто содержат включения более раннего титанавгита, а также апатита и рудного минерала.

Структура основной массы гиалопилитовая, криптокристаллическая. Она состоит главным образом из плагиоклаза и подчиненного клинопироксена. В небольших количествах присутствует магнетит, каликатровый полевой шпат и нефелин. Последний замещен смесью цеолитов и светлых слюд - гидронефелином [Ревердатто, Остапенко, 1982].

Вторичные изменения проявлены в развитии смектита по стеклу основной массы, идингсита и гидроокислов железа по оливины. Микропоры и трещины выполнены цеолитом и смектитом.

Ферротрахибазальты - буровато-серые тонкопористые, иногда шлаковидные породы с переменным количеством пор (от 10 до 40%). Немногочисленные (5-15%) порфировые выделения размером до 1,5 мм, вероятно, принадлежат оливины, целиком замещенному смектитом. Структуры основной массы интерсертальная и гиалопилитовая, при которых в смектитизированном стекле (около 40%) распределены удлиненные лейсты клинопироксена (до 40%) и плагиоклаза (20-25%), причем последние ксеноморфны относительно клинопироксена. Плагиоклаз зонален, слабо двойникован; состав центральной части лейст отвечает An_{31} .

В одном из шлифов ферротрахибазальта (Др 494В) обнаружен ксенолит анортита размером 1х1,5 см. Он представляет собой полнокристаллическую аллотриаморфнозернистую породу, состоящую из основного (85% An) незонального плагиоклаза со слабо выраженным двойникованием. Реакционные взаимоотношения с вмещающим базальтом выражаются в резорбции кристаллов плагиоклаза и

¹ Initial Rep. 1976. Vol. 33.

Таблица 10
Состав минералов вулканических пород гор Маркус-Уэйк

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	39,50	38,81	50,72	49,43	38,40	52,28
TiO ₂	0,01	0,01	1,09	1,24	6,21	0,04
Al ₂ O ₃	0,05	0,07	3,92	5,27	16,30	32,30
FeO	12,98	16,80	4,23	5,25	11,18	0,66
MnO	0,22	0,25	0,09	0,10	0,26	0,00
MgO	46,15	44,72	15,75	14,79	11,17	0,05
CaO	0,46	0,46	23,07	23,00	12,41	14,08
Na ₂ O	0,00	0,02	0,34	0,35	2,78	3,48
K ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,01	0,53	0,26
Cr ₂ O ₃	0,15	0,00	0,89	0,91	0,07	0,00
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,54	101,15	100,10	100,36	99,31	103,17
/	13,6	17,40	13,0	16,56	35,6	68,0
Si ⁴⁴	0,990	0,976	1,865	1,824	5,606	2,311
Ti ⁴	0,000	0,000	0,030	0,034	0,682	0,001
Al ⁺³	0,001	0,002	0,170	0,229	2,803	1,682
Fe ⁺²	0,272	0,353	0,130	0,162	1,364	0,025
Mn ⁺²	0,005	0,005	0,003	0,003	0,031	0,000
Mg ⁺²	1,723	1,674	0,863	0,813	2,429	0,003
Ca ⁺²	0,012	0,013	0,909	0,909	1,490	0,667
Na ⁺¹	0,000	0,001	0,024	0,025	0,786	0,298
K ⁺¹	0,001	0,000	0,001	0,001	0,098	0,015
Cr ⁺³	0,003	0,000	0,026	0,026	0,009	0,000
Fe ³⁺	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1-6 - океаниты (гайот Мэлони, штуп Др-515/1): 1, 2 - оливин (1 - центр, 2 - край), 3, 4 - пироксен (3 - центр, 4 - край), 5 - керсутит из основной массы, 6 - плагиоклаз из основной массы; 7-14 - океанит (гайот Батиса, штуп Др-932): 7,8 - оливин (7 - центр, 8 - край), 9,10 - пироксен (9 - центр, 10 - край), 11 - плагиоклаз основной массы, 12 - включение хромита в оливине, 13 - включение шпинели в том же зерне оливина, 14 - включение оливина в том же зерне оливина; 15-21 - анкармит (гайот Батиса, штуп Др-900/1): 15, 16 - оливин (15 - центр, 16 - край), 17, 18 - пироксен (17 - центр, 18 - край), 19 - керсутит в основной массе, 20 - плагиоклаз основной массы, 21 - титаномагнетит; 22-26 - фонолит (гайот Батиса, штуп Др-975): 22, 23 - пироксен (22 - центр, 23 - край), 24, 25 - эгирин-авгит (24 - центр, 25 - край), 26 - калишпат.

Анализы выполнены В.И. Сапиным на микрозонде JXA-5A в ДВГИ ДВО РАН.

кристаллизации реакционных зерен зеленой шпинели, а также мелких кристаллов кислого плагиоклаза.

Тристаниты выделены нами в пределах зоны Маркус-Неккер впервые, а ранее описывались здесь либо как щелочные базальты¹ либо как трахиандезиты [Рудник, Матвеевков, 1978]. Эти породы получили свое название по о-ву Тристан-да-Кунья (Атлантический океан), где они развиты в молодых лавовых покровах вместе со щелочными оливиновыми базальтами, трахибазальтами, трахитами и фонолитами [Baker et al., 1964]. А.А. Маракушев рассматривает тристаниты как калиевые аналоги муджиритов и бенморитов [Петрография, 1981].

К тристанитам мы относим образцы, поднятые при драгировании восточного сателлита гайота Ламонт в горах Маркус-Уэйк (нис "Геолог Петр Антропов", 1990 г.),

¹ Initial Rep. 1975. Vol. 32.

7	8	9	10	11	12	13
41,18	40,50	52,35	52,94	61,19		
0,01	0,01	1,10	0,80	0,10	9,35	15,27
0,05	0,07	2,67	3,26	26,74	10,50	8,03
13,29	18,57	6,08	4,59	0,57	32,60	36,13
0,18	0,23	0,12	0,12	0,00	0,48	0,64
45,98	41,41	15,81	16,31	0,10	5,74	4,48
0,43	0,42	21,60	22,13	8,30	-	-
0,03	0,03	0,31	0,26	5,44	-	-
0,00	0,00	0,00	0,00	0,83	-	-
0,00	0,00	1,16	0,62	0,00	31,14	14,96
-	-	-	-	-	9,77	14,13
101,14	101,26	101,20	101,02	103,27	99,60	94,65
13,93	20,0	11,69	13,6	43,3	79,43	84,9
1,013	1,019	1,809	1,916	2,645	-	-
0,000	0,000	0,030	0,022	0,003	0,244	0,418
0,001	0,002	0,115	0,139	1,362	0,424	0,345
0,273	0,391	0,185	0,139	0,020	0,934	1,101
0,004	0,005	0,004	0,004	0,000	0,014	0,020
1,684	1,551	0,858	0,879	0,006	0,293	0,297
0,011	0,011	0,843	0,858	0,384	-	-
0,001	0,002	0,022	0,018	0,456	-	-
0,000	0,000	0,000	0,000	0,046	-	-
0,000	0,000	0,033	0,018	0,000	0,843	0,431
					0,252	0,387

образцы, поднятые на станции драгирования 6348 в горах Мид-Пацифик (нис "Витязь", рейс 48), керн скв. 313 глубоководного бурения с судна "Гломар Челенджер". Драгированные породы имеют массивную текстуру и порфировую структуру. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом среднего состава и клинопироксеном, к которому в образцах с гайота Ламонт добавляется калиевый полевой шпат, а со скв. 6348 — базальтическая роговая обманка типа керсутита. Основная масса состоит из субпараллельно ориентированных лейст плагиоклаза, отдельных зерен клинопироксена и рудного минерала. Тристаниты скв. 313 отличаются афировой структурой. Их основная масса имеет интерсервальную структуру, при которой в палагонизированном стекле распределены лейсты плагиоклаза, призмы титанавгита, зерна красно-бурого биотита и бурой роговой обманки. Рентгенофазовым анализом установлено также присутствие калиевого полевого шпата¹.

¹ Initial Rep. 1975 .Vol. 32

Таблица 13 (окончание)

Компонент	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	39,74	38,69	37,57	51,60	50,92	40,09
TiO ₂	0,07	0,01	0,00	1,28	1,44	7,13
Al ₂ O ₃	0,06	0,05	0,06	2,86	3,38	13,08
FeO	23,52	19,39	27,54	4,45	4,88	9,53
MnO	0,41	0,32	0,58	0,06	0,06	0,18
MgO	36,89	39,54	32,95	14,85	14,26	12,00
CaO	0,43	0,46	0,48	22,94	22,98	11,74
Na ₂ O	0,02	0,05	0,06	0,31	0,28	22,73
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,00	0,39	0,32	0,07
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
Сумма	101,19	98,49	99,24	98,75	98,53	97,54
/	26,23	21,5	31,7	14,37	16,00	30,68
Si ⁴⁺	1,024	1,009	1,013	1,918	1,902	5,913
Ti ⁴⁺	0,001	0,000	0,000	0,036	0,040	0,791
Al ³⁺	0,002	0,001	0,002	0,125	0,149	2,273
Fe ²⁺	0,507	0,423	0,620	0,138	0,153	1,175
Mn ²⁺	0,009	0,007	0,013	0,002	0,002	0,022
Mg ²⁺	1,416	1,536	1,323	0,822	0,794	2,637
Ca ²⁺	0,012	0,013	0,014	0,913	0,919	1,854
Na ⁺	0,001	0,009	0,003	0,023	0,020	0,779
K ⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,187
Cr ³⁺	0,001	0,000	0,000	0,012	0,009	0,008
Fe ³⁺	—	—	—	—	—	—

Фонолиты и щелочные трахиты - массивные породы с порфировой структурой. Порфировые выделения около 15-20% от объема породы представлены нефелином или калиевым полевым шпатом. Нефелин встречается в виде хорошо ограненных кристаллов и иногда с характерными для этого минерала гексагональными формами. Часто отмечаются псевдоморфозы цеолитов по нефелину. Калиевый полевой шпат образует широкотаблитчатые кристаллы размером до 8 мм, пелитизированные, часто собранные в гломаропорфировые сростки.

Структуру основной массы формируют лейсты полевых шпатов (альбита, калиевого полевого шпата) и нефелина. Интерстиции выполняют мелкие кристаллы эгирин-авгита, амфиболов, иногда титанавгита. Последний встречается в виде реликтов в центральных частях кристаллов эгирин-авгита и амфиболов.

Во всех образцах в небольшом количестве присутствует ксерсит в виде реликтов в центральных частях опацизированных кристаллов. Содержание титаномagnetита не превышает 7%. Кроме того, отмечаются сфен и апатит.

Вторичные минералы представлены главным образом цеолитом (натролит, анальцит и др.), редко кальцитом.

20	21	22	23	24	25	26
53,73	—	49,16	47,73	50,73	50,34	64,10
0,42	7,67	1,45	1,48	0,54	1,56	0,01
29,07	3,39	4,64	5,33	0,70	0,92	16,81
0,53	37,97	13,10	13,96	24,98	24,78	0,32
0,00	0,92	0,38	0,59	1,28	1,25	0,28
0,07	0,76	8,82	7,83	0,92	1,68	0,00
12,63	-	22,06	21,75	14,23	15,82	0,00
4,68	-	0,92	1,37	4,92	3,52	1,35
0,24	-	0,00	0,02	0,13	0,06	15,14
0,00	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-	52,96	-	-	-	-	-
101,38	104,21	100,53	100,06	98,44	99,94	98,00
59,2	98,4	44,86	49,0	89,48	85,33	-
2,412	-	1,871	1,841	2,023	2,072	3,027
0,014	0,207	0,041	0,043	0,017	0,047	0,000
1,537	0,143	0,208	0,242	0,034	0,044	0,935
0,020	1,138	0,417	0,450	0,853	0,832	0,013
0,00	0,028	0,012	0,019	0,044	0,042	0,011
0,005	0,041	0,500	0,450	0,056	0,101	0,000
0,607	-	0,899	0,898	0,622	0,681	0,000
0,407	-	0,067	0,102	0,389	0,274	0,124
0,014	-	0,000	0,001	0,003	0,007	0,912
0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	1,428					

Характеристика породообразующих минералов

Главными минералами пород анкармитовой ассоциации являются оливин, клинопироксены, полевые шпаты, амфибол; из аксессуаров наиболее характерны шпинелиды. Химический состав по данным микрозондового анализа приведен в табл. 13.

Оливин встречается во вкрапленниках и основной массе практически во всех изученных породах, кроме фонолитов. В проанализированных оливинах наблюдается резкое преобладание форстеритовой компоненты над фаялитовой. Железистость оливина из океанитов колеблется от 13,6 до 26%. В них отчетливо проявлена тенденция увеличения железистости от центра к краю зерен. В оливине анкармитов железистость выше, чем в океанитах, и варьирует от 21,5% в центре до 31,7% на крае зерна. Все оливины содержат незначительную примесь марганца. Причем оливин анкармитов несколько богаче марганцем ($MnO = 0,32\text{--}0,58\%$), чем оливин из океанитов ($MnO = 0,18\text{--}0,23\%$). При этом содержание марганца в оливине коррелируется с железистостью и возрастает в краевых частях зерен.

Пироксены океанитов и анкармитов по составу соответствуют диопсиду. Судя по данным табл. 13, зональность пироксенов проявлена слабо. В краевых частях зерен

пироксена немного увеличивается кальциевость и железистость. Пироксены фонолитов по составу соответствуют салиту с предельно высокой величиной волластонитового минала. Пироксены зональные. В краевых зонах увеличивается железистость. При этом закономерного увеличения титанистости от центра к краю зерен не наблюдается. Наряду с салитом в фонолитах в больших количествах присутствует эгирин-авгит, слагающий как фенокристаллы, так и ткань основной массы вместе с полевыми шпатами и нефелином. Эгирин-авгит характеризуется умеренным содержанием натрия (Na_2O от 5 до 3,5%), низким содержанием магния и титана и высоким - кальция и железа. На диаграмме (Mg-Na-Fe^{2+}) составов щелочных пироксенов составы анализированных пироксенов из фонолитов отличаются от эгирин-авгитов йолитов континентальных областей низкой магнезиальностью [Добрецов и др., 1971].

А м ф и б о л. Среди темноцветных минералов в основной массе океанитов и анкарамитов, а также в виде фенокристаллов в некоторых железистых анкарамитах присутствует амфибол. В соответствии с химической классификацией амфиболов состав его отвечает керсутиту [Leake, 1978].

П о л е в ы е ш п а т ы. В основной массе океанитов и анкарамитов они представлены микролитами плагиоклазов с содержанием анортитового минала от 43,3 до 68%, так как по составу варьируют от высокого Лабрадора до андезина. В фонолитах ведущим порообразующим минералом является калиевый полевой шпат, по составу отвечающий сангидину ($\text{Og}_{\text{д}} \text{ } ^\wedge \text{AB}^2$)-

Ш п и н е л и д ы. В основной массе пород и во включениях в минералах часто встречаются шпинелиды. В основной массе анкарамитов они представлены магнетитом с железистостью до 98,45%, низким содержанием глинозема (3,39%), магния (0,76%) и хрома (0,52%). Включения шпинели в оливине в целом содержат больше титана, глинозема, магния и хрома и меньше железа и марганца, чем магнетиты основной массы. Но состав включений при этом неоднороден. Имеются включения, близкие по составу хромистому магнетиту с содержанием Cr_2O_3 14,96%, хромистостью ($\text{Cr} \times 100/(\text{Cr} + \text{Al})$), равной 55,56% и магнезиальностью ($\text{Mg} \times 100/(\text{Mg} + \text{Fe})$), равной 14,81%. Но встречаются и шпинели, близкие по составу хромпикотиту, с содержанием Cr_2O_3 31,14%, хромистостью 66,55% и магнезиальностью 19,81%. В целом включения шпинели в оливине близки по составу шпинелидам офиолитовых ассоциаций океанических областей (по [Dick, Bullen, 1984]).

Петрогеохимические особенности вулканических пород

Петрогеохимические данные, более чем петрографические, подчеркивают различия анкарамитовой и трахибазальтовой групп пород, что дополнительно обосновывает разделение их на самостоятельные ассоциации.

Результаты химических анализов относительно свежих пород, приведенные в табл. 14, 15, показывают, что наиболее характерные петрохимические особенности первой ассоциации свойственны самим анкарамитам - это высокая основность и известковистость при довольно высоком содержании титана и относительно пониженном содержании щелочей. Благодаря этому на диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ фигуративные точки анкарамитов хотя и располагаются в пределах полей субщелочных и щелочных базальтов, но в большинстве своем смещены в крайнюю левую часть диаграммы - в область составов с более низким содержанием кремнекислоты и щелочей, чем в породах гавайской и самоанской ассоциаций (рис. 16). Кроме того, обращает на себя внимание незначительное распространение в анкарамитовой ассоциации толеитовых составов, которые преобладают в гавайской и самоанской ассоциациях. В противоположность этому, составы пород трахибазальтовой ассоциации, занимая поля щелочных базальтов и базанитов, смещены относительно гавайских субщелочных базальтов вверх, т.е. в область высоких содержаний щелочей, где рас-

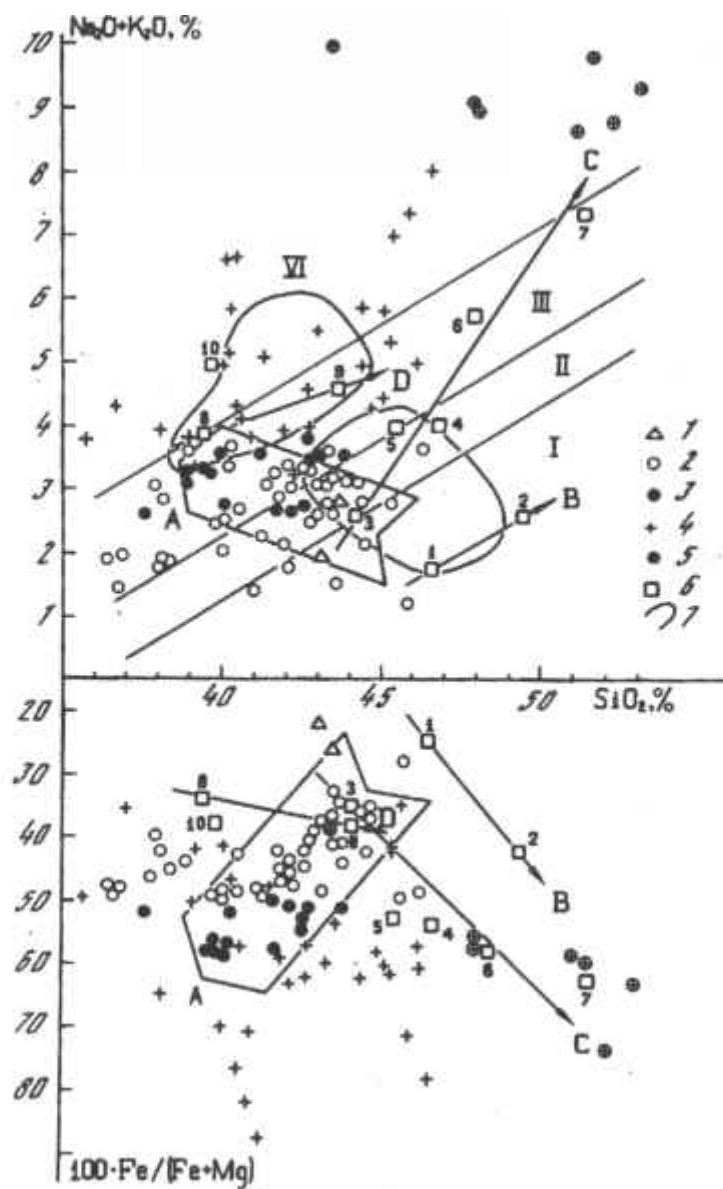


Рис. 16. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — для базальтоидов ассоциаций Маркус-Уэйк, Мид-Пацифик, Гавайев, Самоа

1—5 — ассоциация Маркус-Уэйк—Мид-Пацифик: 1 — океаниты, 2 — анкармиты, 3 — ферро-анкармиты, 4 — трахибазальты; 5 — тристаниты; 6 — средние составы главных типов пород Гавайской ассоциации по Макдональду [Macdonald, 1968] (арабские цифры на диаграмме: 1 — океаниты, 2 — толенты, 3 — анкармиты, 4 — субщелочные базальты, 5 — щелочные оливиновые базальты, 6 — гавайиты, 7 — муджиериты, 8 — анкаратриты, 9 — базаниты, 10 — нефелиниты); 7 — поля составов ассоциации Самоа, по С.В. Высоцкому, И.Н. Говорову

Поля главных петрохимических серий базальтоидов (римские цифры): I — толентовой, II — субщелочной, III — щелочной, IV — базанитовой. Тренды эволюции петрохимических серий: A — анкармитовой подводных гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик, B — толентовой, C — субщелочной—щелочной, O — базанитовой Гавайских островов

Таблица 24

Средний состав основных типов вулканических пород гор Маркус-Уэйк

Компонент	1(2)	2(3)	3(8)	4(22)	5(13)	6(2)	7(3)
SiO ₂	43,32	37,63	43,86	41,71	41,57	36,51	38,46
TiO ₂	1,66	4,01	2,77	3,41	3,56	5,00	3,72
Al ₂ O ₃	7,72	12,85	10,09	12,53	14,94	16,42	11,21
Fe ₂ O ₃	4,26	9,07	7,50	9,28	9,53	14,51	7,42
FeO	7,97	5,37	4,81	4,36	4,24	3,89	6,85
MnO	0,20	0,22	0,21	0,19	0,20	0,33	0,23
MgO	21,05	9,64	11,31	8,26	6,00	5,20	11,20
CaO	8,83	12,00	13,28	12,46	11,39	6,50	11,84
Na ₂ O	1,63	1,58	1,74	1,67	1,93	2,08	2,53
K ₂ O	0,75	0,99	0,83	1,03	1,24	1,38	1,41
P ₂ O ₅	0,49	0,81	0,47	0,82	0,91	0,96	0,77
H ₂ O ⁺	2,30	5,72	2,87	4,14	4,16	7,05	4,14
F	0,05	0,10	0,10	0,14	4,16	7,05	4,14
Сумма	100,20	99,92	99,78	99,94	99,74	99,89	99,83
/	23,8	44,0	36,2	46,1	54,3	64,3	40,2
Rb	24	61	55	31	50	45	64
Sr	273	569	516	508	642	757	701
Ba	168	272	261	293	395	275	473
Zr	122	268	228	243	325	456	287
Nb	26	68	45	60	91	99	73
Y	25	42	38	40	61	80	46
Ni	770	268	295	274	135	345	313
Co	77	57	66	58	47	69	103
Cr	1400	532	1121	673	187	ПО	593
V	125	149	181	207	209	175	230

Примечание. 1 - океаниты (горы Мэлони, Батиса), 2 - анкарамитовые океаниты (гора Батиса), 3 - магноанкарамиты, 4 - железисто-магнезиальные анкарамиты, 5 - ферроанкарамиты (3-5 - горы Ламонт, Мэлони, Батиса, Лэдд, Майами), 6 - ферролимбургиты (гора Батиса), 7 - анкаратриты (гора Батиса), 8 - трахибазальты магнезиальные, 9 - трахибазальты железистые, 10 - тристаниты (гора Лэдд), 11 - мелафонолиты, 12 - фонолиты (11, 12 - гора Батиса), 13 - щелочной трахит (район атолла Уэйк), 14, 15 - предполагаемые составы исходных магм: анкарамитовой (14) и трахибазальтовой (15).

полагаются также и составы базальтов провинции Самоа. Четкое различие составов анкарамитовой и гавайской ассоциаций устанавливается по типу щелочности: все средние составы гавайской ассоциации относятся к натриевой серии щелочности, тогда как составы пород анкарамитовой ассоциации - в большинстве своем к калиево-натриевой серии. Калий находится в анкарамитах в составе раннего биотита и как изоморфная примесь в плагиоклазе, керсутите, стекле. В породах же трахибазальтовой ассоциации он присутствует в основном в форме вкрапленников калиевого полевого шпата.

Весьма примечательно противоположное направление трендов дифференциации анкарамитов Маркус-Уэйк и гавайских серий. Если в толлитах и субщелочных базальтоидах Гавайских островов щелочность и железистость пород растет с их поокислением, то в анкарамитовом семействе - наоборот, эти показатели уменьшаются с ростом содержания кремнекислоты в породах.

Диаграмма *AFM* (рис. 17) не выявляет особого различия анкарамитовой и гавайской ассоциаций. Но они очень отчетливо выступают на диаграмме *MCF* (рис. 18), предложенной О.А. Богатиковым с соавторами (1990 г.) для сопоставления эфлогитов и лунных анортозитов, а также А.М. Ленниковым и нами для автономных анортозитовых и расслоенных интрузивов (рис. 19). На этих диаграммах виртуальные точки

8(5)	9(8)	10(2)	11(1)	12(2)	13(1)	14	15
43,46	43,12	46,11	48,83	52,63	57,20	45,6	46,2
3,21	2,64	0,80	0,93	0,34	1,12	2,9	3,4
13,80	15,11	15,92	19,62	20,37	18,50	10,5	14,7
9,61	12,76	5,00	4,53	2,70	-	-	-
2,55	1,36	0,75	3,18	1,79	3,13	12,0	11,9
0,18	0,20	0,00	0,32	0,31	0,16	0,2	0,2
8,15	3,43	3,75	1,53	1,02	1,07	11,8	8,7
8,30	8,00	8,37	4,25	1,78	2,65	13,8	8,8
3,08	2,98	4,22	7,22	8,59	6,30	1,8	3,3
1,71	2,45	5,02	5,56	4,63	4,71	0,9	1,8
0,91	1,77	4,56	0,63	0,50	0,21	0,5	1,0
4,66	5,72	4,44	3,19	5,10	-	-	-
0,21	0,26	0,68	0,06	0,08	-	-	-
99,70	99,64	99,21	99,79	99,79	99,05	100,0	100,0
43,3	67,5	43,7	72,5	69,7	61,8	36,2	43,3
24	53	73	250	204	117	55	25
779	528	465	2090	325	980	515	780
629	380	1698	1830	537	1950	260	630
321	226	595	1000	1112	610	230	320
56	38	59	215	178	-	45	55
37	61	211	90	83	-	40	40
345	264	25	72	35	20	295	345
52	66	3	10	21	24	65	50
697	545	440	120	75	7	1120	700
184	162	29	31	35	10	180	185

составов анкарамитов гор Маркус-Уэйк располагаются в пределах полей эцлогитов из ксенрлитов кимберлитовых трубок, меланократовых пород анортозитовых массивов, габброидов расслоенных интрузивов и базальтов Луны. Диаграмма CaO-TiO₂ (рис. 20) сужает эту аналогию анкарамитов до габброидов автономных анортозитовых и расслоенных интрузивов, а также лунных базальтов, подчеркивая их титанисто-известковый профиль. Анортозиты в этом отношении четко отличаются от пород гавайской ассоциации, тренд которых на диаграмме проходит ниже ареала точек анкарамитовых составов.

Концентрации титана в анкарамитах в общем возрастают с увеличением как щелочности, так и железистости, но в последнем случае это проявляется только для высокожелезистых составов. Концентрации титана в океанитах и анкарамитах связаны с его изоморфными примесями в диопсиде (1-1,4% TiO₂), амфиболе (6-7% TiO₂), магнетите (7,7% TiO₂).

Весьма показательно сравнение анкарамитов с океаническими базальтами различных типов на диаграмме TiO₂-Cr (рис. 21), предложенной И.Н. Говоровым и Э.Д. Голубевой (Говоров и др., 1984 г.). Главное поле виртуальных точек анкарамитов располагается здесь выше (в области высоких содержаний хрома) полей толеитов Восточно-Тихоокеанского поднятия, гавайской и самоанской ассоциаций, частично

Таблица 15

Средний состав основных типов вулканических пород гор Мид-Пацифик

Компонент	K2)	2(1)	30)	4(5)	5(1)	6(3)	7(2)
SiO ₂	46,52	46,91	41,39	42,39	47,33	50,88	52,81
TiO ₂	1,75	2,62	2,85	3,01	2,68	2,38	0,91
Al ₂ O ₃	15,06	16,14	12,42	15,81	18,32	16,55	19,15
Fe ₂ O ₃	5,29	7,60	7,88	6,70	6,96	5,34	6,29
FeO	4,47	3,33	3,73	5,13	2,83	3,19	2,09
MnO	0,09	0,12	0,13	0,20	0,19	0,18	0,19
MgO	8,98	8,20	9,15	4,84	3,14	3,07	1,95
CaO	7,35	7,70	14,27	11,26	6,49	6,54	5,62
Na ₂ O	3,78	3,05	3,11	2,93	4,32	4,12	4,97
K ₂ O	0,28	1,10	0,82	1,77	2,52	4,93	3,90
P ₂ O ₅	0,22	0,36	0,74	2,64	1,20	0,88	0,58
H ₂ O ⁺	5,62	2,36	3,35	3,08	3,56	1,82	1,86
Сумма	99,40	99,49	99,84	99,76	99,54	99,88	100,32
/	36,3	40,8	39,6	56,2	61,7	59,1	68,8

Примечание. 1 - базальты срединно-океанических хребтов, 2 - базальты срединно-океанических хребтов переходные, 3 - анкармиты, 4 - оливиновые трахибазальты, 5 - трахибазальты, 6, 7 - тристаниты (1, 2 - гайот Хорайн, 5, 6 - скв. 313; 1-4, 7 - по: [Рудник, Матвеев, 1978; Natland, 1973]; 5, 6 - по Маршаллу, 1975 г.).

перекрывая последнее в области высоких содержаний титана. Общий высокий фон содержаний хрома в анкармитах обеспечивается его постоянным содержанием в диопсиде в количестве 0,3-1% Cr₂O₃. Вместе с тем хром привносится включениями хромита и хромистой шпинели в оливине, а также выделениями титаномагнетита (0,5 Cr₂O₃), ассоциирующимися с диопсидом. Из других геохимических диаграмм показательна диаграмма Ti/100 - Zr - 3Y, предложенная Дж. Пирсом и М. Норри [Pearce, Norry, 1979]. Как видно из рис. 22, на ней точки составов анкармитов Маркус-Уэйк концентрируются в поле внутриплитных океанических базальтов, распространяясь выше его, в сторону высоких содержаний титана.

Полученная петрогеохимическая информация позволяет рассмотреть генетическое соотношение анкармитовой и трахибазальтовой ассоциаций. Диаграмма рис. 16 показывает, что по содержанию щелочей среди базальтов примерно в равной степени распространены щелочные базальты и базаниты, большей частью с пониженным содержанием кремнекислоты. Поскольку нефелин обнаруживается в них относительно редко и в небольших количествах, а темноцветные представлены в основном кальциевым клинопироксеном (диопсид, авгит), не следует именовать эти породы ни базанитами, ни тефритами. Поэтому условно, учитывая устойчиво повышенное содержание в породах этой группы калия, мы называем их трахибазальтами.

На диаграмме *AFM* (см. рис. 17) составы трахибазальтов, тристанитов и фонолитов тяготеют к тренду субщелочной гавайит-трахитовой серии, тогда как составы анкармитовой группы - к тренду толеитов гавайской ассоциации. На диаграмме *MCF* (см. рис. 19) составы пород трахибазальтовой группы в большинстве своем располагаются вместе с составами анкармитов выше (в более известковой области) тренда дифференциации гавайской толеит-гавайит-трахитовой ассоциации. Такое же сонахождение виртуальных точек трахибазальтовой и анкармитовой групп характерно для диаграммы TiO₂-Cr (см. рис. 21). Следует отметить, что преобладающая часть составов как анкармитов, так и трахибазальтов и тристанитов, характеризуется сравнительно очень высокими содержаниями хрома. Низкие содержания хрома характерны только для железистых разностей анкармитов. Примечательно, что

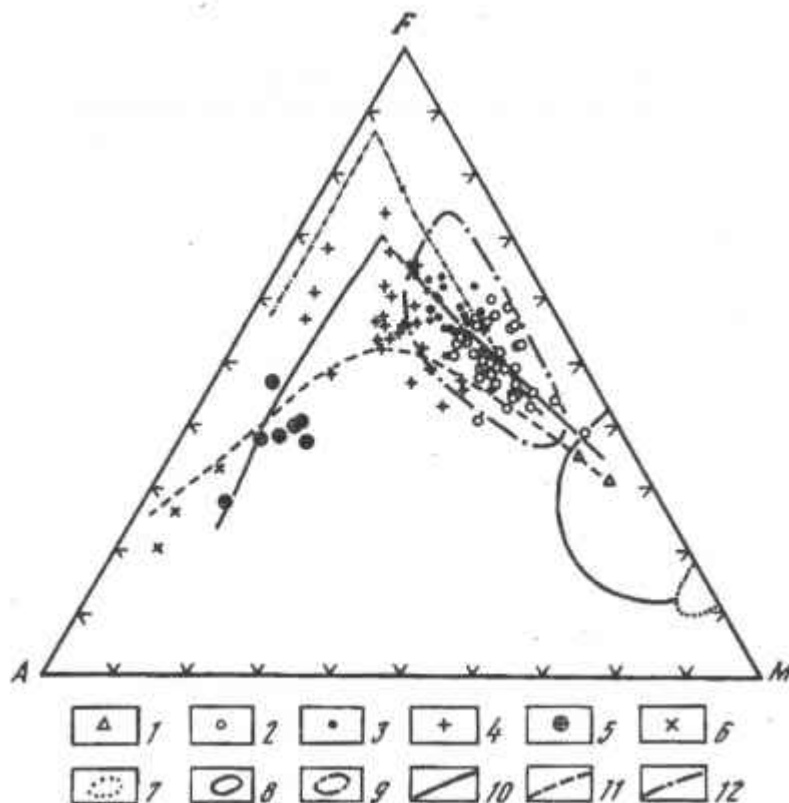


Рис. 17. Диаграмма АФМ базальтоидных ассоциаций Маркус-Уэйк—Мид-Пацифик

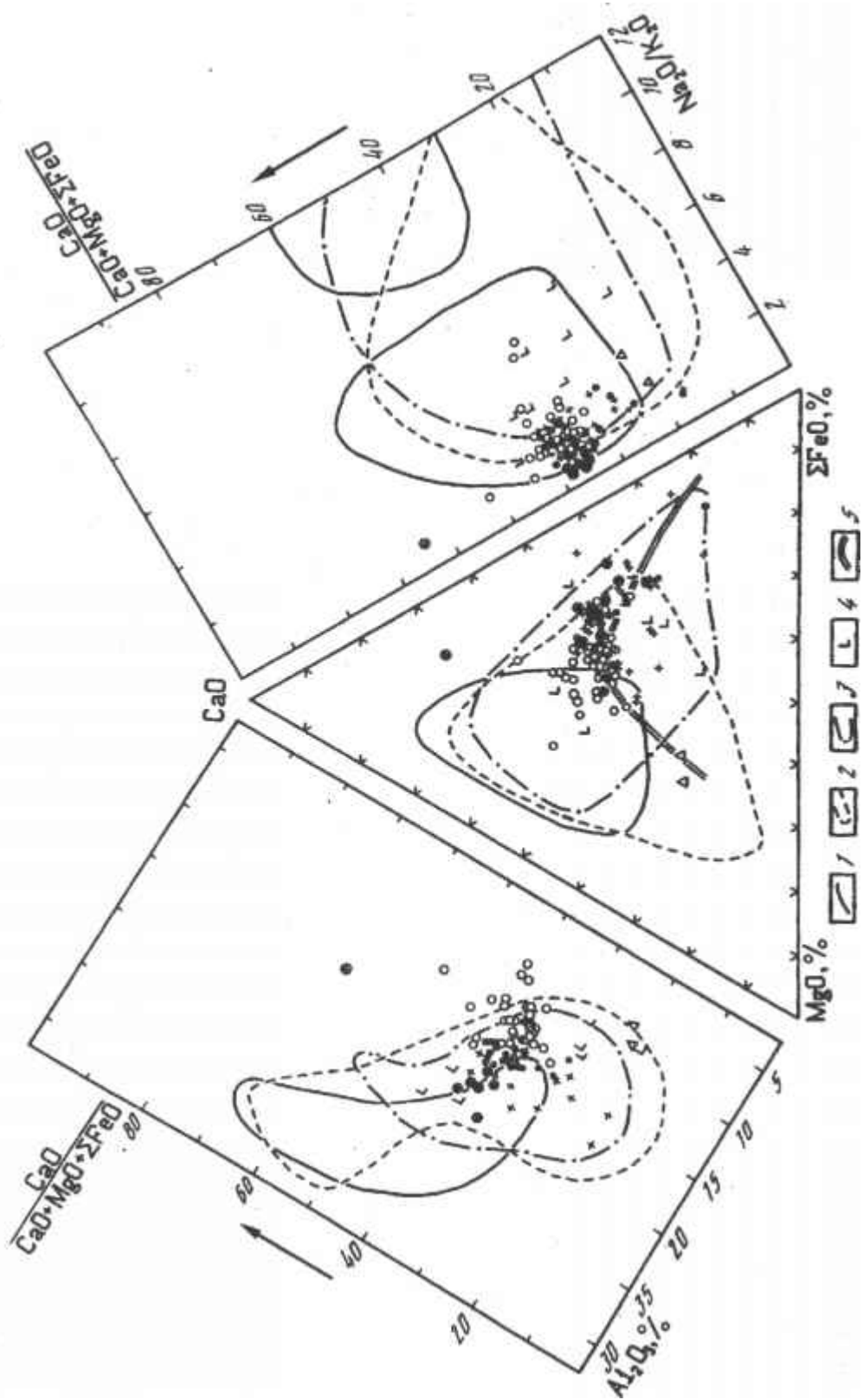
1—6 — составы пород: 1 — океаниты, 2 — анкармиты, 3 — ферроанкармиты, 4 — трахибазальты, 5 — тристаниты, 6 — фонолиты; 7—9 — поля составов: 7 — метаморфических ультрабазальтов, 8 — основных и ультраосновных кумулатов офиолитовых комплексов (7,8 — по Колману (1979 г.)), 9 — океанических базальтов и габбро, по Кузьмину (1985 г.); 10—12 — тренды дифференциации: 10 — толентовых, 11 — субщелочных—щелочных базальтов и трахитов Гавайских островов (10,11 — по Макдональду и Касура, 1964 г.), 12 — расслоенных пород Скергаарда (Уэйджер, Браун, 1970 г.)

содержание титана в трахибазальтах, так же как и в анкармитах, слабо коррелируется как с содержанием щелочей, так и с железистостью. Только самые железистые разности пород имеют ультравысокие содержания титана, тогда как высокощелочные трахибазальты, как правило, менее богаты титаном, чем умеренно щелочные анкармиты.

В части редкоземельной литофильной специализации трахибазальты аналогичны анкармитам (см. рис. 22). Характерны высокие концентрации Zr, Y, Ba, Rb для фонолитов и наиболее обогащенных калием трахибазальтов и тристанитов.

Таким образом, устанавливаются следующие черты петрогеохимической общности анкармитовой и трахибазальтовой ассоциаций Маркус-Уэйк, которые позволяют объединить их в один анкармит-трахибазальтовый ансамбль: 1) высокая основность и мафичность пород; 2) повышенное содержание калия, достигающее максимума в тристанитах и фонолитах; 3) высокие концентрации хрома, сопоставимые с содержаниями в анкармитах, в большинстве проб трахибазальтов и тристанитов. Перечисленные особенности петрогеохимии анкармит-трахибазальтового ансамбля принципиально отличают его от толент-гавайит-трахитового ансамбля гавайского типа.

К ним следует добавить в качестве четвертого отличительного признака противо-



положное направление трендов дифференциации пород того и другого ансамбля: если для ассоциаций гавайского типа характерен быстрый рост железистости с повышением содержания кремнекислоты и суммы щелочей в породах, то анкарамит-трахибазальтовому ансамблю свойственно повышение железистости с уменьшением содержания кремнекислоты. В части соотношения железистости и щелочности пород зависимость более сложная. В анкарамитах она имеет, как и в случае кремнекислоты, отрицательный характер, в трахибазальтах - положительный.

Все изложенное позволяет наметить механизмы кристаллизации магм в анкарамитовой и трахибазальтовой ассоциациях. В первой - это стандартная кристаллизационная дифференциация анкарамитовой магмы в сухих условиях (толеитовый тренд Феннера) с образованием оливинового кумулата (океанит) и железистого низкохромистого остаточного расплава (ферроанкарамит и, возможно, исландит). Для петрогенезиса в трахибазальтовом семействе можно предположить два механизма: 1) кристаллизационно-эманационная дифференциация оливин-щелочнобазальтовой магмы с накоплением кремнезема, щелочей, особенно калия, и литофильных микроэлементов (механизм Бауэна) с образованием кумулятивных анкаратритов и базанитов и остаточных тристанитов и фонолитов; 2) ликвационное расщепление оливин-щелочнобазальтовой магмы на меланократовый щелочной (анкаратриты, базаниты) и лейкократовый (тристаниты, фонолиты) расплавы (механизм А.М. Маракушева). Предполагаемые составы исходных анкарамитовой и оливин-щелочнобазальтовой магм приведены в табл. 14.

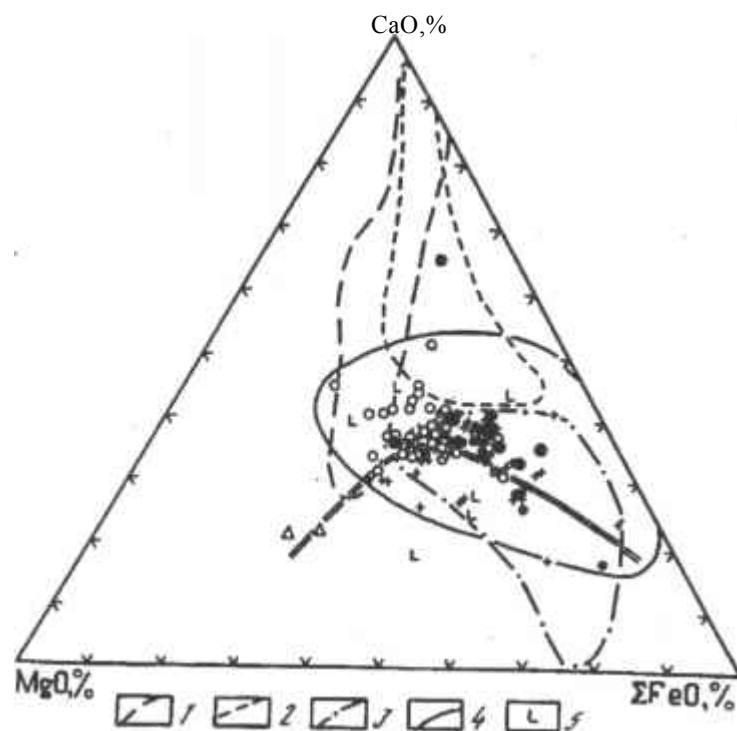
Рассматривая проблему происхождения исходных магм, следует учитывать соответствующие данные по Гавайской провинции. Здесь исследователи приходят к выводу о двух материнских субстратах: 1) ильменит-гранат-перидотитовом слое - для селективного выплавления титанистой толеитовой магмы, 2) глубинного плюма (диапира), обогащенного несовместимыми элементами перидотита [Chen, Frey, 1985] или эклогита-гранатита - для выплавления исходных магм оливин-щелочнобазальтового [Green et al., 1974] или гавайитового [Spengler, Garcia, 1988] состава. В случае анкарамит-трахибазальтового ансамбля, как показывают изложенные материалы, следует также придерживаться концепции двух материнских субстратов, причем субстратом для оливин-щелочнобазальтовой магмы, так же как и в Гавайской провинции, мог служить магомгенерирующий диапир.

Вопрос о происхождении анкарамитовой магмы гор Маркус-Уэйк, которая может противопоставляться как автономная по отношению к анкарамитах, входящим в состав гавайит-трахитовых комплексов, требует специального рассмотрения. Главными петрогеохимическими чертами анкарамитов, как указывалось выше, являются высокая известковистость и основность, повышенное содержание хрома, повышенное содержание калия при сочетании петрохимических трендов, присущих и щелочной и толеитовой серии. Эти черты четко отличают анкармиты и ассоциирующие с ними трахибазальты и от толеитовой ассоциации срединно-океанических хребтов, и от толеит-гавайит-трахитового ансамбля океанических островов и позволяют выделить их в качестве самостоятельного, т.е. третьего главного ансамбля океанического магматизма. Видимо, можно выделить и особую анкарамитовую петрохимическую серию, соответствующую полевошпатным пироксенитам и занимающую промежуточное положение между пикрит-толеитовой и шошонит-латитовой сериями.

Рис. 15. Комбинированная диаграмма MCF магматических ассоциаций Земли и Луны (по О.А. Богатикову с соавторами [Магматизм..., 1990])

1—3 — поля составов: 1 — высокоглиноземистые породы Луны группы "анортозиты, нориты, троктолиты", 2 — эклогиты из кимберлитовых трубок, 3 — эклогиты из метаморфических комплексов (гнейсово-амфиболитовых и глаукофановых сланцев); 4 — средние составы базальтов Луны; 5 — тренд дифференциации толеитов и субщелочных—щелочных базальтоидов Гавайских островов (по Макдональду и Касура, 1964 г.)

Остальные условные обозначения см. на рис. 17

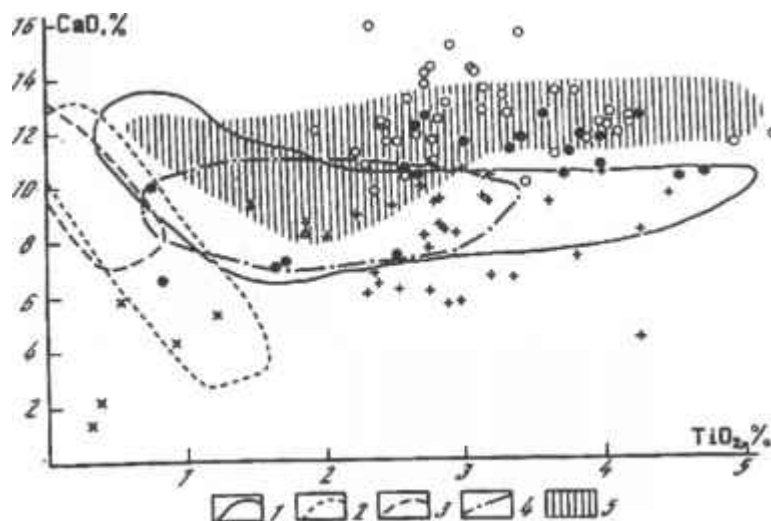


И /

Рис. 19. Диаграмма MCF магматических ассоциаций автономных анортозитовых массивов Дальнего Востока, расслоенных интрузивов Скергаард и Бушвельд, подводных гор Маркус-Уэйд—Мид-Пацифик

1—3 поля составов: 1 — Джугджурский массив, анортозиты лантарской, более эродированной, части, 2 — то же, анортозиты геранской, менее эродированной, части, 3 — то же, поздний габбро-сиенитовый комплекс [Ленников, 1979]; 4 — расслоенные интрузивы Скергаардский и Бушвельдский (Уэйджер, Браун, 1970 г.); 5 — средние составы базальтов Луны [Магматизм..., 1990]; 6 — тренд дифференциации вулканических пород Гавайских островов

Остальные условные обозначения см. на рис. 17



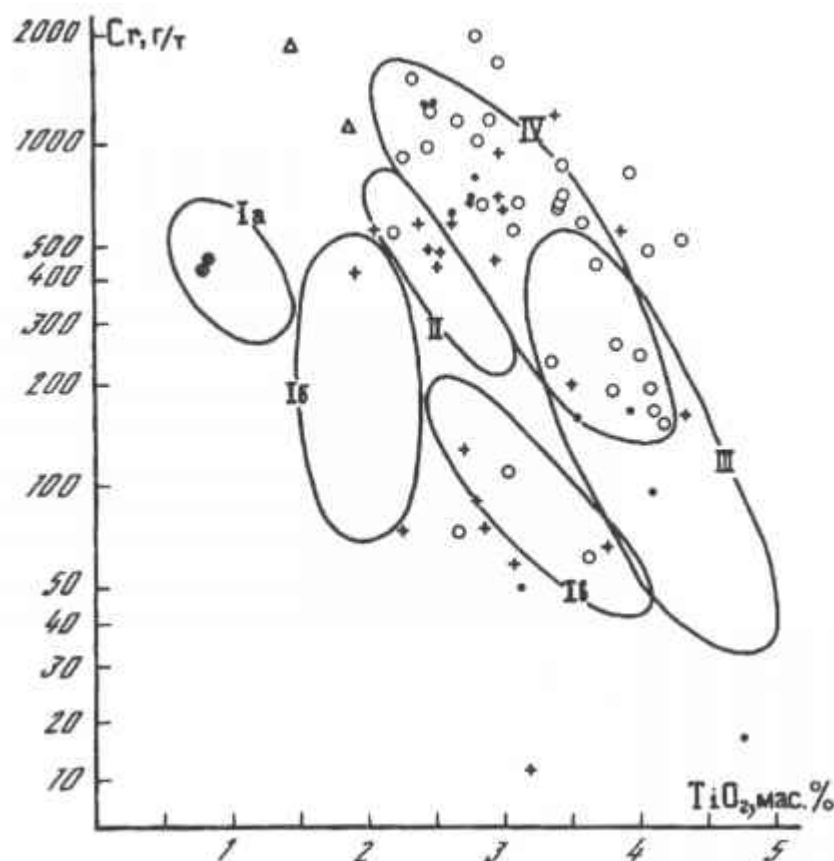


Рис. 21. Диаграмма TiO_2 —Cr базальтов Тихого океана по И.Н. Говорову и Э.Д. Голубевой [Говоров и др., 1984]

Поля составов: Ia — магнотоленты, Ib — ферротоленты, /« — ультратитанистые ферротоленты Восточно-Тихоокеанского поднятия; II, III — толенты, субщелочные и щелочные базальты: II — Гавайских островов, III — о-вов Самоа; IV — анкармиты подводных гор Маркус-Уэйк

Остальные условные обозначения см. на рис. 17

Учитывая локализованное развитие анкармитовой ассоциации в Тихом океане, мы полагаем, что образование анкармитовой магмы связано с особым глубинным субстратом. Исходя из рассмотренных петрогеохимических аналогий анкармитов, мы считаем, что им мог быть мегаблок протокры "лунной" и последовавших за ней стадий формирования Земли, погруженный в основание литосферы под покровы примитивных перидотитов. В составе этого блока находились, очевидно, крупные пластины типа лунных морей, сложенные высокотитанисто-известковистыми базальтами, а также фрагменты более поздних расслоенных массивов типа Бушвельда и Скергаарда. Возраст тихоокеанских расслоенных массивов мог варьировать от раннего протерозоя (возраст Бушвельдского интрузива) до среднего мезозоя, т.е. до начала процесса "океанизации". Титанисто-известковый профиль лунных базальтов и расслоенных интрузий щитов Земли не случаен, так как, согласно концепции Д. Ан-

Рис. 20. Диаграмма CaO— TiO_2 базальтоидных ассоциаций Земли и Луны

/—5 — поля составов: / — расслоенных интрузивов Скергаард и Бушвельд, 2 — ксенолитов, эклогитов из кимберлитов, 3 — анортозитов, 4 — габбро Джугджурского массива, 5 — базальтов Луны

Остальные условные обозначения см. на рис. 16, 17

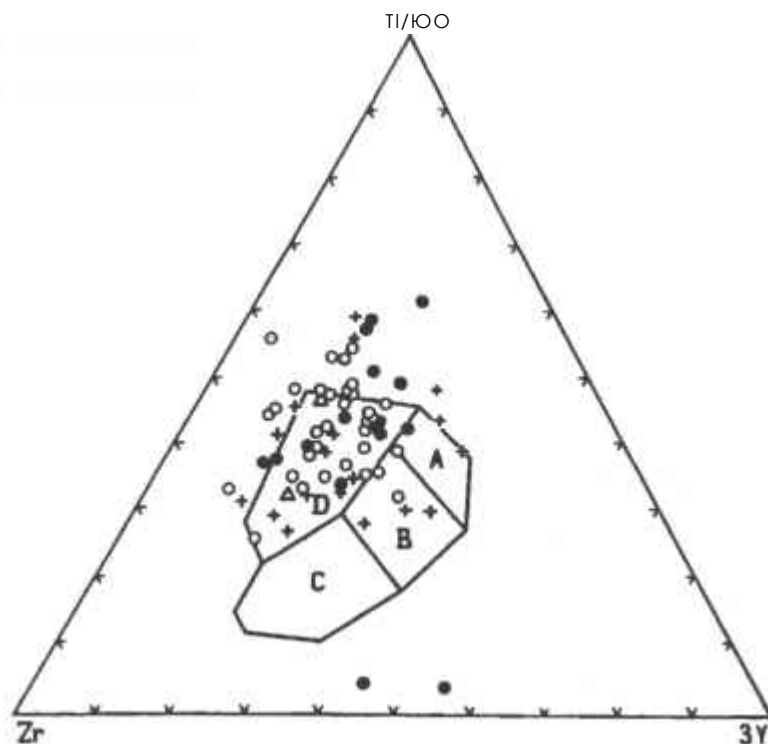


Рис. 22. Диаграмма Ti/100—Zr—3Y базальтовых ассоциаций различных геотектонических областей [Pearce, Norry, 1979]

Поля составов: *A* — океанические низкокальциевые базальты, *B* — известково-щелочные и океанические низкокальциевые базальты, *C* — известково-щелочные базальты, *D* — внутриплитные океанические базальты

Остальные условные обозначения см. на рис. 17

дерсона (1975 г.), главная составляющая аккреции Луны представлена перовскит-мелилитовыми хондритами (светлая фракция метеорита Альенде), которые в виде диапиров играли важную роль в формировании ядер земных континентов.

Наше предположение о петрогенетической связи автономных анкарамитов Маркус-Уэйк с глубинными субстратами типа лунных базальтов и расслоенных интрузивов согласуется с концепцией Дж. Натланда¹ о стабильном положении в тихоокеанской плите петрологической провинции Лайн-Мид-Пацифик со щелочно-калийным вулканизмом, аналогичным вулканизму Западно-Африканских рифтов. Представляется, что очаги анкарамитовой магмы зарождались в основании литосферы, на глубинах 50-150 км, в результате более или менее полного плавления базальтов протокры, либо расслоенных массивов, либо тех и других под воздействием еще более глубинных диапиров (плюмов) калийсодержащих эклогитов - гранатитов. В случае расслоенных интрузивов главная часть материала поступала в магму при плавлении наиболее мощных пластин нижнего и среднего горизонтов (до 20 км в Бушвельдском массиве), сложенных высокоизвестковистыми хромсодержащими породами (см. рис. 20), тогда как титан приносился в основном материалом верхнего горизонта (правая часть поля на рис. 20). Вариант плавления захороненных анортозитовых массивов автономного типа представляется мало вероятным как вследствие малой распространенности в их составе собственно габброидных фаций

¹ Initial Rep. 1978. Vol. 33.

и фаз, так и вследствие относительно невысокого содержания в породах кальция (см. диаграмму рис. 19), а также хрома.

Несвойственные древним базальтам не только Луны, но и Земли повышенные концентрации калия, очевидно, привносились в анкарамитовую магму эцлогит-гранатитовыми диапирами. При этом более вероятно, что этот механизм заключался во флюидно-метасоматической проработке боковых пород, предваряющей их плавление. Внутри диапиров формировались самостоятельные очаги трахибазальтовой магмы. Если учесть повышенные содержания хрома не только в магнезиальных разностях трахибазальтов, но также в железистых и даже в фонолитах, можно предполагать, что различный состав расплавов определялся в основном процессом ликвации, а не кристаллизационной дифференциации или степенью плавления вещества диапира.

Возраст внедрения глубинных диапиров и тектономагматической активизации древних блоков, захороненных в литосфере рассматриваемой области Тихоокеанского региона, судя по имеющимся данным К-Аг и Аг-Аг-изотопии базальтов [Матвеев, Марова, 1975; Summury..., 1987], определяется в пределах 100-70 млн лет, а по палеонтологическим данным - начиная с 120 млн лет.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФОСФОРА И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

Обзор обширной литературы и изложенные ниже оригинальные данные показывают, что проявления фосфоритовой и железомарганцевой минерализации Западной Тихоокеанской области, в большинстве случаев образующие комплексные месторождения, формировались в результате осаждения рудного вещества из морской воды либо вследствие пересыщения ее рудными компонентами (железомарганцевые корки) либо взаимодействия с органическим веществом, рыхлым осадком, твердыми осадочными и вулканическими породами (фосфориты, железомарганцевые конкреции и частично корки). Дискуссии подвергается большей частью не это общее положение, а конкретные механизмы геохимической миграции рудного вещества и характер его источников: 1) воды океана с ее усредненными кларками; 2) либо локальный дополнительный привнос вещества вулканическими эксгаляциями или речным стоком; 3) либо экстракция из вулканических пород морской водой в естественном холодном (донный гальмиролиз) или гидротермальном (глубинные трещинно-конвективные системы) состояниях.

Для обсуждения перечисленных вопросов (см. далее) в данном разделе необходимо определить особенности распределения фосфора и рудных элементов в вулканических породах. Данные по распределению фосфора обобщены в виде корреляционной табл. 16 и диаграмм K_2O-H_2O (рис. 23), $P_2O_5-H_2O$ (рис. 24), наиболее показательных для выявления поведения этого элемента как в магматическом, так и гидротермальном процессах, причем учтены различия, которые могут быть связаны с петрогенетическим типом пород. Так, выделены: базальты *KLAEP* (толеиты и субщелочные); толеитовые и субщелочные (включая редкие щелочные) базальты гавайского типа; анкарамиты и ассоциирующие с ними трахибазальты. Кроме того, поскольку геохимические особенности пород могут зависеть от геологической обстановки, в каждом типе корреляционные матрицы, а когда нужно и линии, даются для пшвных изученных структур.

Сопоставление корреляционных отношений с учетом полных табличных данных, приведенных в настоящей главе, позволяет сформулировать следующие положения.

1. Во всех типах базальтов фундамента гайотов окисное и закисное железо имеют сильную отрицательную связь, что, скорее всего, указывает на изменение соотношения этих форм в результате либо магматогенного (толеиты гор Милуоки и Ми-

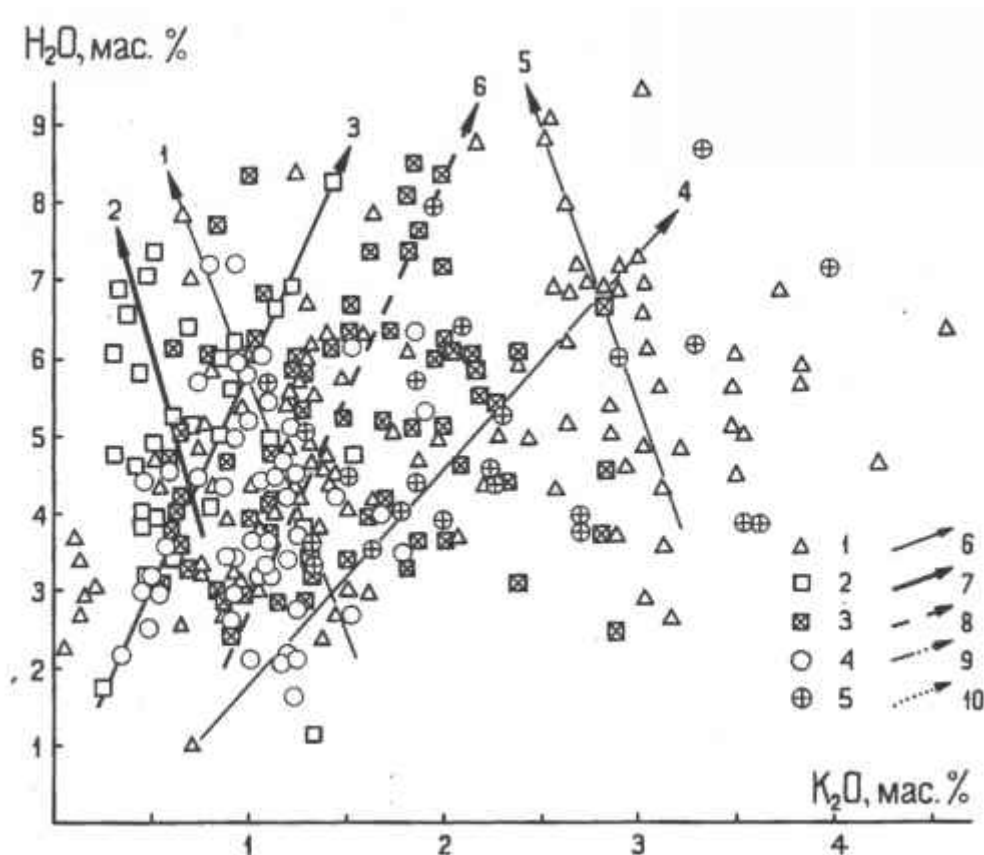


Рис. 23. Диаграмма K_2O-H_2O для базальтоидов Западной Пацифики

1—5 — типы базальтоидов: 1 — базальты *KLAEP* зон тектонического скупивания, 2 — высокотитанистые толенты гавайского типа, 3 — субщелочные и щелочные базальты, гавайиты и другие породы гавайского типа, 4 — автономные анкармиты, 5 — трахибазальты; 6—10 — тренды составов базальтоидов; 6 — базальты *KLAEP* зон тектонического скупивания, 7 — толенты гавайского типа, 8 — субщелочные и щелочные базальтоиды гавайского типа, 9 — автономные анкармиты, 10 — трахибазальты

Линейные зависимости в базальтоидах различных структур (цифры на графике): 1 — толенты *KLAEP* плато Огасавара и хребта Уэда, 2 — толенты хребта Михельсона, 3 — толенты гор Милуоки, 4 — субщелочные базальты *KLAEP* плато Огасавара и возвышенности Шатского, 5 — субщелочные базальты *KLAEP* хребта Уэда, 6 — субщелочные базальты гор Милуоки и хребта Михельсона

хельсона, базальты хребта Уэда и Магеллановых гор с отрицательной корреляцией Fe_2O_3 и H_2O^+) **либо** постмагматического (базальты плато Огасавара и возвышенности Шатского, субщелочные базальты гор Милуоки и Михельсона, анкармиты и трахибазальты гор Маркус-Уэйк с положительной корреляцией Fe_2O_3 и H_2O^+) процессов.

2. Натрий и калий в толентах и анкармитах связаны положительно, в субщелочных базальтах — как прямой, так и обратной корреляцией. При этом в случае прямой связи оба оксида имеют, как правило, отрицательную корреляцию с H_2O^+ ; в случае обратной связи K_2O большей частью связан с H_2O^+ прямой зависимостью (табл. 16). Отсюда следует, что при сильной прямой корреляции Na_2O и K_2O концентрации последнего имеют, очевидно, магматогенную, первичную природу, в противном случае концентрации калия в базальтах чаще определяются постмагматическими, гидротермально-метасоматическими процессами. Например, высокие содержания калия в толентах плато Огасавара, хребтов Уэда и Михельсона, в субщелочных базальтах хребта Уэда и Магеллановых гор, а также в анкармитах трахибазальтах гор Маркус-Уэйк, где положительная корреляция K_2O с H_2O^+ очень

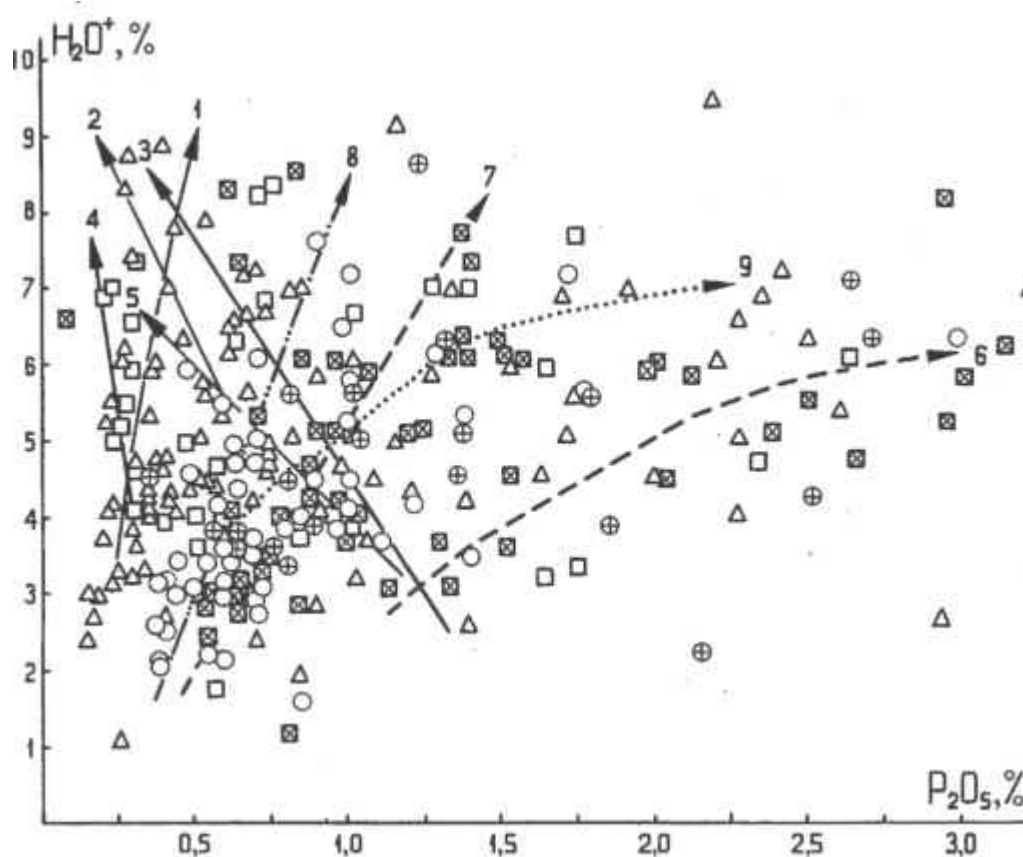


Рис. 24. Диаграмма P_2O_5 — H_2O для базальтоидов Западной Пацифики

Линейные зависимости в базальтоидах различных структур (цифры на графике): 1—4 — толеиты *KLAEP*: 1 — плато Огасавара, 2 — хребта Уэда, 3 — гор Милуоки, 4 — хребта Михельсона и базальты Магеллановых гор; 5—7 — субщелочные базальты *KLAEP*: 5 — плато Огасавара, 6 — гор Милуоки, 7 — хребта Михельсона; 8 — анкармиты гор Маркус-Уэйк; 9 — трахибазальты гор Маркус-Уэйк

Условные обозначения см. на рис. 23

слабая, не связаны с гидротермальным или гальмиролитическим привносом, а имеют первичную природу. В то же время субщелочные базальты плато Огасавара, возвышенности Шатского, хребта Михельсона и все базальты гор Милуоки могут быть обогащены калием за счет процессов вторичного изменения. Сказанное хорошо иллюстрируется диаграммой рис. 23, где показаны линии прямой и обратной связи содержаний K_2O и H_2O^+ в базальтах различных структур, за исключением гор Маркус-Уэйк и Магеллана. В базальтах этих структур калий и связанная вода очень слабо коррелируют друг с другом, т.е. точки их составов рассеяны по всему полю диаграммы, причем положительный знак связи при ее низком значении не дает определенного ответа о первичной или вторичной природе повышенных содержаний калия.

3. Вопрос о поведении фосфора решается при рассмотрении его корреляций со связанной водой и косвенно - с калием и окисным железом. Можно считать, что там, где фосфор имеет прямую корреляцию с калием и окисным железом в системах с их постмагматической миграцией, распределение фосфора также определяется гидротермально-метасоматическим процессом. В ином случае могло происходить совмещение (наложение) процессов магматогенного и постмагматического перераспре-

Таблица 24

Коэффициенты парной корреляции оксидов фосфора, щелочей, железа и воды
в базальтах подводных гор Западной Пацифики

Оксид	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺
I. Плато Огасавара. Субщелочные базальты <i>KLAEP</i> (15)						
Fe ₂ O ₃		-0,71	-0,21	0,83	0,27	0,36
FeO	-0,43		-0,13	-0,62	0,19	-0,45
Na ₂ O	0,13	-0,92		-0,25	-0,09	-0,06
K ₂ O	0,66	-0,68	0,59		0,17	0,31
P ₂ O ₅	0,33	0,08	-0,31	0,15		-0,21
H ₂ O ⁺	0,22	0,64	-0,85	-0,32	0,47	
II. Хребет Уэда. Субщелочные базальты <i>KLAEP</i> (16)						
Fe ₂ O ₃		-0,26	-0,11	0,53	-0,51	-0,44
FeO	-0,88		0,04	0,26	0,10	-0,37
Na ₂ O	0,51	-0,62		0,07	0,08	-0,24
K ₂ O	-0,29	0,27	0,26		-0,17	-0,58
P ₂ O ₅	-0,14	0,24	0,00	0,71		0,12
H ₂ O ⁺	-0,65	0,44	-0,74	-0,37	-0,24	
III. Возвышенность Шатского. Базальты <i>KLAEP</i> (37)						
Fe ₂ O ₃		-0,27	-0,63	-0,02	-0,46	0,21
FeO			0,01	-0,57	-0,26	-0,64
Na ₂ O				-0,19	0,44	-0,11
K ₂ O					0,09	0,53
P ₂ O ₅						0,04
H ₂ O ⁺						
IV. Южная часть Императорского хребта (горы Милуоки). Субщелочные и щелочные базальты (34)						
Fe ₂ O ₃		-0,68	0,08	0,28	0,04	0,63
FeO	-0,93		-0,43	-0,63	-0,35	-0,64
Na ₂ O	-0,50	0,42		0,40	0,30	0,07
K ₂ O	-0,22	0,26	0,01		0,18	0,50
P ₂ O ₅	0,48	-0,53	0,38	-0,31		0,22
H ₂ O ⁺	-0,27	0,35	-0,89	0,97	-0,39	
V. Хребет Михельсона. Субщелочные базальты (10)						
Fe ₂ O ₃		-0,53	0,00	0,13	-0,23	0,26
FeO	0,92		-0,35	-0,45	-0,37	-0,30
Na ₂ O	0,83	-0,68		-0,16	0,06	-0,72
K ₂ O	0,52	-0,40	0,67		0,01	-0,52
P ₂ O ₅	0,16	-0,29	0,33	0,25		0,34
H ₂ O ⁺	-0,36	0,26	-0,54	-0,42	-0,46	

Таблица 16 (окончание)

Оксид	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺
VI. Магеллановы горы. Субщелочные базальты (28)						
Fe ₂ O ₃		-0,84	0,11	0,01	0,17	-0,28
FeO			-0,37	-0,16	-0,20	0,25
Na ₂ O				0,38	0,00	-0,27
K ₂ O					0,13	0,06
P ₂ O ₅						-0,18
H ₂ O ⁺						
VII. Горы Маркус-Уэйк. Трахибазальты (30)						
Fe ₂ O ₃		-0,70	-0,17	0,43	0,25	0,01
FeO	-0,68		-0,05	-0,56	-0,36	-0,52
Na ₂ O	-0,01	0,01		0,25	-0,04	-0,42
K ₂ O	0,25	-0,15	0,38		0,32	0,15
P ₂ O ₅	0,32	-0,28	-0,22	0,33		0,40
H ₂ O ⁺	0,23	-0,15	-0,32	0,10	0,54	

Примечание. В скобках - количество проб в выборке.

деления фосфора. Так, в толеитовых и субщелочных базальтах плато Огасавара, и субщелочных базальтах гор Милуоки, в анкарамитах и трахибазальтах гор Маркус-Уэйк распределение фосфора определялось главным образом гидротермальной переработкой пород. При этом в толеиты гайотов Огасавара, субщелочные базальты Милуоки, анкарамиты и трахибазальты фосфор привносился (прямая корреляция с H₂O⁺), а из субщелочных базальтов Огасавара выносился (отрицательная корреляция с H₂O⁺). Вынос фосфора гидротермами (наряду с магматогенным перераспределением) вероятен также для толеитов гор Уэда, Михельсона и Милуоки, базальтов Магеллановых гор (отрицательные корреляция P₂O₅ и H₂O⁺), тогда как в случае базальтов возвышенности Шатского, где фосфор и связанная вода имеют крайне слабую положительную корреляцию, характер миграции фосфора остается неясным. Отличительные особенности миграции фосфора хорошо иллюстрируются диаграммой рис. 24. Таким образом, проведенные расчеты показывают возможность интенсивного перераспределения и выноса фосфора из базальтов фундамента гайотов при циркуляции в нем гидротерм и постоянного пополнения за этот счет запаса фосфора в придонных водах.

Вопрос об участии базальтов в поставке рудных элементов для железомарганцевой минерализации гайотов гораздо более сложный, чем проблема источников фосфора. Прямая задача, которую мы решали для фосфора, в случае рудных элементов не применима вследствие того что определенные корреляции отношений Fe/Mn и Ni/Co в базальтах и железомарганцевых образованиях вообще не просматриваются, а также потому что балансовые подсчеты для микроэлементов при отсутствии точных данных о соотношениях пород, участвующих в системе, не надежны. Требуемое исследование для морских объектов может быть выполнено только при наличии материалов буровых колонок, чего пока не имеется для рудоносных гайотов Западной Пацифики. Материалы по скважинам, пробуренным в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия и Императорского хребта, специально изучались В.Б. Курносовым. Он наметил ряд общих положений проблемы источников рудного вещества океанических месторождений и в том числе источников, связанных с гидротермально-конвективными системами в базальтовом слое [Щеглов и др., 1987; Курносов, 1986].

В наших работах проводилось определение широкого спектра рудных микроэлементов (Ni, Co, Cr, V, Pt, Pd, Rh, Au, Cu, Ag, Zn, Pb, Sn, Mo) в пробах базальтов большей части формационных и геохимических типов, встреченных в Тихом океане. Однако какие из этих элементов и в каком количестве при выносе из базальтов попадают в железомарганцевые образования, решить очень трудно, так как способность к осаждению у различных элементов определяется, очевидно, в большей степени химическими свойствами элементов и типами реакций, чем концентрацией в морской воде. Так, во всех базальтах содержания Ni резко превышают содержания Co, но в конкрециях эти элементы содержатся в близких количествах, а в корках Co даже преобладает над Ni. Примерно такие же соотношения характерны для Fe и Mn, Cr и V, Co и Si.

Другая группа микроэлементов из числа перечисленных (от Ag до Mo) отличается слабой контрастностью вне зависимости от типа базальтов или степени их вторичных изменений, т.е. также не дает возможности использовать ее для определения металлогенической специализации океанических базальтов. Например, массивные сульфидные скопления гидротермальных рудопроявлений Восточно-Тихоокеанского поднятия в большинстве своем имеют преимущественно цинковый состав. В то же время по содержанию Zn, ассоциирующиеся с рудами толеиты *МОИ* ничем не отличаются от толеитов безрудных участков или других типов базальтов океана.

Наиболее интересна для решения обсуждаемой задачи группа сидерофильных благородных металлов с очень контрастным характером распределения в горных породах, причем в нашем исследовании, основанном на атомно-абсорбционных методах аналитики, наиболее информативным оказалось Au благодаря более высокой чувствительности анализа (51Н%) по сравнению с платиноидами (110~*%). Выполненные исследования показали, что среди океанических базальтов наиболее высокие концентрации и дисперсии содержаний Au имеют толеиты Восточно-Тихоокеанского поднятия в зоне трансформного разлома Клиппертон и толеиты гавайского типа в пределах всех опробованных нами структур. Так, при общем фоне содержаний Au в океанических толеитах около 2 мг/т толеиты гавайского типа содержат в среднем от 17,5 мг/т (гайоты хребта Михельсона и Магеллановых гор, 84 пробы) до 24,5 мг/т (гайоты гор Милуоки, 25 проб).

Содержания Au в базальтах *KLAEP* (плато Огасавара и другие структуры) близки к общему кларковому фону. Но в изучавшихся нами офиолитах Идзу-Бонинского жёлоба (Западный гайот плато Огасавара и др.) содержания Au поднимаются до 50-100 мг/т. Можно полагать, что породы офиолитовой ассоциации имеют также и повышенные содержания Pt. Такое же предположение следует сделать и в отношении толеитов гавайского типа.

Для них характерны акцессорные скопления пирротина, пентландита, халькопирита, которые иногда именуются даже месторождениями. Эта особенность титанистых толеитов - один из признаков в пользу аналогии их с траппами, которым свойственно платиноносное сульфидное оруденение норильского типа. Представляется, что сульфидное вещество более подвержено выщелачиванию, чем силикатное, и в случае возникновения гидротермально-конвективных систем в фундаменте гайотов может служить источником металлов для морской воды и железомарганцевого оруденения гайотов.

В том случае, когда в фундаменте гайотов развиты базальты *KLAEP*, для которых повышенные концентрации благородных металлов не характерны, источником последних могли являться породы офиолитовой ассоциации. Присутствие их в корневых частях гайотов под базальтами *KLAEP*, связанными своим происхождением со структурами тектонического скупивания, не вызывает сомнения. Убедительным примером этого служит Западный гайот плато Огасавара, где благодаря вертикальным поднятиям под базальтами обнажены разнообразные офиолиты.

Как будет видно из последующего изложения, повышенные содержания Pt харак-

Таблица 24

Содержание платиноидов и золота в породах анкарамит-трахибазальтовой ассоциации
гор Маркус-Уэйк

№ пробы	Порода	Гайот	Pi	Pd	Rh	Au
ЯМ VI	Океанит	Мэлони	<0,004	<0,004	0,004	<0,004
D932		Батиса	<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D778/1-2	Анкарамит	Ламонт	<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D771		"	<0,004	0,004	0,004	<0,004
D778/1-4			<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
D886/1		Батиса	<0,004	0,004	<0,004	<0,004
D935A		"	<0,005	<0,005	<0,005	0,005
D900/1		М	0,04	<0,004	<0,004	<0,004
D914/A		и	0,04	<0,004	0,004	<0,004
D886/3		"	<0,004	<0,004	<0,004	0,004
D902Д		"	0,004	<0,004	0,004	<0,004
D531/2		Мэлони	<0,004	0,004	0,004	<0,004
D931/1		Батиса	<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D923/1			<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D853/1			<0,004	0,004	0,004	<0,004
D900		"	<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D515/2		Мэлони	<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D932Б		Батиса	0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D515/3		Мэлони	<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D517			0,004	<0,004	0,004	<0,004
D671		Ламонт	0,008	0,054	0,02	<0,004
D748		Майами	<0,006	<0,006	<0,006	<0,006
D993A	Лимбургит	Батиса	0,004	0,004	<0,004	<0,004
D902E		"	<0,006	<0,006	<0,006	<0,006
D644	Трахибазальт	Скриппс	<0,004	0,004	0,004	<0,004
D723		Ван-Уикхаус	<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D692		Майами	<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D673A		Ван-Уикхаус	<0,005	<0,005	0,005	<0,005
D733			<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D760			0,04	<0,004	<0,004	<0,004
D944A		Батиса	0,04	<0,004	<0,004	<0,004
D494Б		"	<0,004	<0,004	<0,004	0,004
D897/A			<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D494B			<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D467/1		и	<0,007	<0,007	<0,007	<0,007
D467/2		"	<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D467/4			<0,007	<0,007	<0,007	0,007
D467/5			<0,006	<0,006	<0,006	<0,006
D494A		"	<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D715/1	Тристанит	Лэдд	<0,006	<0,006	<0,006	<0,006
D715/2		к	0,077	<0,008	<0,008	<0,008
D965A	Фонолит	Батиса	<0,004	<0,004	<0,004	<0,004
D975		II	<0,004	<0,004	<0,004	0,008

терны для железомарганцевых корок подводных гор Маркус-Уэйк. Здесь широко распространена ранее неизвестная в Тихом океане ассоциация автономных анкарамитов и трахибазальтов, которая в части анкарамитов по петрохимическим особенностям сходна с габброидами расслоенных интрузий типа Бушвельда и, по нашему мнению [Говоров и др., 1992], связана своим происхождением с позднемезозойской тектономагматической активизацией погребенных в подкоровых глубинах блоков древних расслоенных интрузивов. Это предположение нашло подтверждение при определении платиноидов в анкарамитах и трахибазальтах Маркус-Уэйк, которое только в этой единственной выборке из всех проанализированных ранее по базальтам Тихого океана показало значимые концентрации трех определившихся элементов —

Pt, Pd и Rh. Как видно из табл. 17, в выборке из 43 проб Pt установлена в 10 пробах, Pd и Rh - в 7 и 10 пробах, Au — только в 5 пробах. Предел чувствительности анализа для всех четырех элементов в данном случае составляет 0,004 г/т ($4 \cdot 10^{-7}$); максимальные содержания для Pt — 0,077, Pd — 0,054, Rh — 0,02, Au - 0,008 г/т.

Максимальное содержание Pt, превышающее почти в 8 раз среднее содержание в траппах Сибирской платформы, — 0,010 г/т [Олейников, 1979], установлено в пробе тристанита Д715/2, в которой содержания трех других элементов ниже предела чувствительности. Максимальная концентрация Pd, превышающая в 5 раз среднее содержание в траппах Сибирской платформы, определена в пробе анкаратрита (Д671), где также установлены максимальная концентрация Rh и значимое содержание Pt. Содержания Pd и Rh связаны также прямой корреляцией в некоторых пробах анкарамитов (Д531/2, Д771, Д853/1), трахибазальтов (Д644), фонолитов (Д967Б), тогда как корреляция Pt с этими элементами, а также Au со всеми ними не выявлены.

Приведенные данные позволяют считать, что породы анкарами г-трахибазальтовой ассоциации, особенно если платиноиды связаны в них с акцессорными сульфидами (на что указывает характер корреляций), являются более благоприятным субстратом для гидротермального выноса платиноидов, чем толеиты гавайского типа и офиолиты, что, возможно, и обусловило более высокое содержание платины в железомарганцевых корках гор Маркус-Уэйк.

ФОСФОРИТЫ ГАЙОТОВ И АТОЛЛОВ**ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

На обширных площадях Тихого океана фосфориты известны на континентальных шельфах (Калифорнийском, Перуано-Чилийском), на подводных поднятиях окраинных морей, на гайотах и атоллах пелагиали океана. Фосфатопоявления в южном полушарии (о-ва Науру, подводное плато Чатам) довольно широко освещены в геологической литературе, тогда как в Северо-Западном секторе Пацифики никакого специализированного изучения фосфоритов не проводилось и существуют разрозненные данные, полученные попутно в экспедициях, предпринятых с другими геологическими целями. Тем не менее, накопившиеся данные свидетельствуют, что северо-западный сектор, где плотность подводных хребтов, гор, гайотов и атоллов с меловым магматическим фундаментом, погруженных до 1,5—2,0 км, выше, чем в других районах Тихого океана, и где почти повсеместно устанавливаются фосфатопоявления, представляет регион, наиболее перспективный на находки промышленных залежей фосфоритов. Пространственная тесная ассоциация фосфоритов с железомарганцевым кобальт-платиноносными корками на подводных горах наводит на мысль об эффективности совместного изучения и разработки этих двух видов полезных ископаемых.

Фосфориты в пелагической части Тихого океана были впервые обнаружены в 1950 г. американской экспедицией "Мид-Пацифик" в районе Маршалловых островов [Hamilton, Rex, 1959], где были подняты нижнеэоценовые и миоценовые фосфатизированные глобигериновые известняки. Затем аналогичные фосфатизированные известняки третичного возраста были подняты на гайотах Хорайзн и Кэпп-Джонсон (подводные горы Мид-Пацифик) [Hamilton, 1956]. Обломки базальтов с порами, заполненными фосфатом, были обнаружены на подводном склоне Гавайских островов с глубины 1010 м [Moore, 1965]. В 60-е годы советскими экспедициями в 43-м и 48-м рейсах нис "Витязь" фосфориты были найдены на 28 станциях драгирования с подводных гор Маркус-Уэйк, Мид-Пацифик и южной части Северо-Западного хребта, а также на нескольких станциях севернее и южнее Гавайских островов. Этими работами фосфориты были установлены в секторе от 10 до 33° с.ш. и от 146 до 154° в.д. [Безруков и др., 1969; Безруков, 1971а, б; Безруков, Батулин, 1976; Батулин, 1978].

В рейсе исследовательского судна "Томас Вашингтон", в 1971 г. проводившего геоморфологическую съемку, сейсмопрофилирование и драгирование площадей, подготовительные геологические работы (под глубоководное бурение), американские исследователи подняли фосфориты и фосфатизированные известняки на 21 станции с 13 гайотов (подводные хребты Неккер, Мид-Пацифик и Гейш) [Heezen et al., 1973 a].

Экспедиция японских исследователей на судне "Хакухо Мару" в рейсе КН 80-3 подняла фосфориты со склона атолла Понапе (7° с.ш., 158° в.д.), о-ва Сенявина, в южной части поднятия Шатского, а на западном массиве плато Огасавара установила апатитовые выполения пор и трещин в базальтах [Preliminary..., 1981].

В 5-м рейсе нис "Вулканолог" ДВО АН СССР (1978 г.) в западной части Тихого

океана на безымянных подводных вулканических горах с координатами: 1) 26°04' с.ш. 140°09' в.д. (600—1340 м); 2) 12°02' с.ш., 147°38.8' в.д. (2250—2350 м) установлены прожилки апатита в базальтах [Гусев, 1984]. В экспедициях ТОЙ ДВО АН СССР на судах "Академик Александр Несмеянов" (4-й рейс, 1984 г.) и "Академик Александр Виноградов" (7-й рейс, 1986 г.) в районе сочленения глубоководных желобов Идз\ Бонинского и Волкана. на массивах (гайотах) Огасавара. банке Рамапо и возвышенностях на западном крае Тихоокеанской плиты вблизи глубоководных желобов **Н** **Д** значительных площадях установлены богатые фосфориты и ассоциирующие с ними железомарганцевые корки [Васильев и др., 1986 а. б; Волохин и др., 1987; Васильев и др., 1987]. В этих же рейсах фосфатизированные базальты и фосфориты были подняты в северной части поднятия Шатского.

В 9-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" в Восточно-Марианском бассейне на гайотах Ита-Маитаи (12°37'—13°13' с.ш., 156°25'—157°15' в.д.) и ИОАН (13°43'—14°26' с.ш., 155°44'—156°4Г в.д.) фосфориты позднеэоценового—раннемиоценового возраста были подняты с глубин 1.5—3 км [Лисицына и др., 1988; Лисицына, 1987]. В этом рейсе исследование гайотов проводилось также с помощью подводной лодки "Пайсис" до глубины 2000 м. Предполагается, что мощность пласта фосфоритов и фосфатизированных пород составляет на этих гайотах десятки метров [Лисицына и др., 1988].

Богатые фосфориты (с содержанием P_2O_5 от 20 до 31%) подняты в рейсах "Кал листо" на подводных горах ТакуС-Дайити, Дайки Касима. Рёфу Дайн на северо-западной окраине Тихоокеанской плиты вблизи северного замыкания Японского желоба. Павловского, Детройт (юго-восточная часть возвышенности Обручева) [Липкина, 1987; Липкина, Якушева, 1989]. Возраст фосфатизации установлен на Такуё-Дайити по находкам фосфатизированных фораминифер *Globorotalia truncatulinoides*, не древнее плейстоцена [Липкина, Якушева, 1989]. Самые северные находки фосфоритов отмечены на южной оконечности возвышенности Обручева. на 51° с.ш. Фосфориты с содержанием P_2O_5 до 10% отмечены на океаническом склоне Курильского желоба [Липкина, 1987].

Фосфориты драгированы вместе с марганцевыми корками с подводных склонов атоллов, гайотов и подводных гор хребтов Ратак и Ралик Маршалловых островов от 7° с.ш. и севернее [Hein et al., 1988].

В экспедиции ТОЙ ДВО АН СССР (нис "Академик Александр Несмеянов". 13-й рейс, 1988 г.) фосфориты драгированы с глубин 1.5—5 км на склонах гайотов Поллукс и Кастор хребта Михельсона, который примыкает с востока к фосфатоносному плато Огасавара, а на востоке граничит с фосфатоносным хребтом Маркус Уэйк. связывая их в единую субширотную цепь фосфатоносных гайотов и подводных гор и атоллов Огасавара—Неккер.

В том же рейсе богатые фосфориты найдены на наиболее крупных гайотах ДВГИ и ТОЙ (около 17° с.ш., 150°—154° в.д.) Магеллановых гор Восточно-Марианской котловины.

В 13-м рейсе нис "Академик Александр Виноградов" (1988 г.) фосфориты подняты в южной части Императорского хребта с подводных гор Камму. Дженкинс.

Значительные работы по изучению фосфоритов и железомарганцевых образований были проведены экспедициями на судне "Геолог Петр Антропов" производственного объединения "Дальморгеология" в 1990—1992 гг. на поднятии Маркус-Уэйк и в юго-восточной части Магеллановых гор.

Обзор имеющихся данных позволяет заключить, что фосфатная минерализация распространена пятнами на огромных пространствах в северо-западном секторе Тихого океана от 5 до 51° с.ш. и от 140° в.д. до 170° з.д. Фосфатизация охватывала преимущественно карбонатные породы с возрастом от нижнего мела до плейстоцена.

I ФОСФОРИТОНОСНОСТЬ ОСТРОВОВ-АТОЛЛОВ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

Рассматривая проблему фосфоритоносности подводных гор, нельзя не учитывать материалы по фосфоритам островов-атоллов этой части Тихого океана, которые известны там уже более столетия, хотя обычно такое сопоставление не делается. Действительно, казалось бы, чем может помочь анализ сравнительно молодых (неоген-современных) образований, если на подводных горах имеются фосфаты и более древние — позднеюрско-мелового возраста. Однако такой негативный подход имел основания только потому, что фосфатоносность атоллов Пацифики и вообще Мирового океана уже давно, более 150 лет, связывается исключительно с накоплением гуано. Конечно, ясно, что массовые колонии птиц скорее всего не могли существовать в мезозое и даже начале кайнозоя. С другой стороны, казалось сомнительной сама возможность сохранения при погружении под уровень океана таких фосфатных накоплений.

В настоящее время ситуация меняется. Становится все более ясным, что, во-первых, часть фосфатопоявлений на подводных горах имеет сравнительно молодой возраст, даже четвертичный [Школьник, Батулин, 198.7]; во-вторых, далеко не все фосфаты на островах-атоллах связаны с отложениями гуано, но постоянно ассоциируют с рифовой или околорифовой фациями. А тот факт, что фосфориты подводных гор очень тесно связаны с этими фациями, сейчас хорошо известен. Уже это заставляет внимательно проанализировать фосфатоносность островов.

Обычно принято выделять три типа фосфоритов на современных островах-атоллах (Альтшулер, 1978 г.): собственно гуано (рыхлое и твердое), например на островах Чинча (Перу); фосфатизированные известняки низких атоллов (высотой до десятка метров) — так называемые коровые фосфориты; наконец, фосфатизированные известняки (редко по другим породам) поднятых атоллов (высотой в десятки и сотни метров). Что касается рыхлого и твердого гуано, то никаких проблем не возникает. В рыхлом гуано — P_2O_5 до 2—3%, но много азота, оксалатов, пуранов и т.п. В твердом гуано — до 12—18% P_2O_5 , содержания азотных и других соединений заметно ниже. Проблемы возникают, когда анализу подвергаются фосфатизированные известняки (иногда доломиты), особенно поднятых атоллов.

Прежде всего, на многих островах нет настоящего гуано, но фосфатизированные известняки есть. Объяснения видят в том, что колонии птиц существовали ранее, а после экспансии человека исчезли. Во многих случаях такие фосфаты несут отчетливые признаки замещения фосфатом органических остатков, заведомо изначально карбонатных (кораллы, водоросли и т.п.). Объяснения этому находят в следующей концепции: на атоллах колониями птиц отлагалось гуано, затем с дождями формировались в нем растворы, обогащенные фосфором и просачивающиеся в подстилающие породы, в конечном счете, замещавшие их на фосфаты кальция. По сути это модель низкотемпературного инфильтрационно-метасоматического замещения, осуществлявшегося циркулирующими сверху вниз растворами. Такая в общем-то простая схема, как оказалось, не отвечает реальному характеру большей части наблюдаемых на атоллах фосфатов, что будет показано ниже.

При всем сказанном возникает естественный вопрос — могут ли сохраниться при погружении атолла под уровень океана накопленные на них фосфаты? И хотя верхние части островов, очевидно, в первую очередь в этом случае должны подвергаться в той или иной степени абразии, не может исключаться и возможность сохранения какой-то части и фосфатов, поскольку вообще сохраняются породы рифовой фации. Уже это обстоятельство заставляет при серьезном анализе учитывать фосфаты островов.

Прежде всего остановимся на фосфатах поднятых островов, которые по запасам (десятки—сотни миллионов тонн руды) и качеству (до 38—39% P_2O_5) фосфатов наиболее значительны, что влияет даже на общемировое производство фосфатных

руд. Типичные примеры таких островов — Науру, Ошен, Макатеа, Рождества (Индийский океан) и т.д. Специальный анализ имеющихся данных, включая изучение самих фосфоритов, выполненный авторами [Школьник, Батурин, 1990], позволяет уверенно отрицать какую-либо связь фосфатов этих островов с гуано. Указанные острова, сложенные преимущественно доломитами, иногда отчасти вулканитами, возвышаются на десятки—сотни метров над уровнем океана. Ограничены они обычно резкими уступами, окаймляемыми узкой полосой бенча, иногда растущими рифами. Центральная часть, обычно в той или иной степени отражающая существовавшую лагуну, обычно представляет собой так называемое "карровое поле" — резко неровную поверхность, включающую многочисленные хаотически расположенные башенкоподобные останцы — пиннакли (от английского "pinnacles"), разделенные неправильными, разноглубокими, резко сужающимися книзу расщелинами. Понижения между пиннаклями заполнены фосфатами, поэтому до их разработок верхняя поверхность острова была сравнительно ровная. После отработок она и приобретает карроподобный характер, отражая дофосфатный рельеф.

Внутреннее наслоение фосфатного "кармана" резко дискордантно относительно гладких, даже "приполированных" стенок пиннаклей: слои упираются в стенки. Все это указывает, что вначале образовалось "карровое поле", а уже затем произошло его заполнение. Уже это делает сомнительным представления о таких фосфоритах, как карстовых, а полное отсутствие остаточного от выветривания материала — весьма мало вероятным предположение о "карровом поле" как образованном в результате поверхностного карста.

В последние годы выяснилось, что совершенно аналогичные "карровые поля" в настоящее время образуются на рифовых атоллах Фиджи в процессе формирования системы батресс на глубинах ниже уровня океана на 5—8 м, несколько ниже риф флота, т.е. в подводных условиях, как результат растворения карбонатов [Школьник, Батурин, 1990].

Сами фосфориты поднятых атоллов не несут типичных признаков карстовых фосфоритов континентов. Напротив, для них характерна часто четкая и даже тонкая до ламинной слоистость; наличие ооидных (вероятно, онколитовых — строматолитовых структур типа SS). В то же время отсутствуют какие-либо признаки движения растворов, растворения карбонатов, структуры переотложения, последовательного замещения. В общем нет тех фосфоритов, которые на континентах обладают всей гаммой отчетливых признаков происхождения в результате воздействия процессов карстообразования (Ю.Н. Занин, 1976 г.). Вместе с тем нет остатков птиц или других признаков гуано. Фосфат же, как это повсеместно имеет место в морских или озерных отложениях, очень тонко, буквально в деталях копирует строение слоистости и органических остатков, присутствующих в них. Так, ооидные обособления типа онколитов совершенно аналогичны таким образованиям по виду и характеру замещения фосфата, как и в морских фосфоритах докембрия и палеозоя. Поэтому, как и для всех морских, озерных фосфоритов континентов (кроме, естественно, заведомо органиогенных, ракушняковых) следует признать, что фосфориты поднятых островов являются раннедиагенетическими образованиями, обычно формирующимися за счет фосфора поровых, отчасти наддонных вод, который в свою очередь является результатом деструкции мягких тканей организмов.

Геохимические данные подтверждают сделанный вывод. Так, для фосфоритов поднятых островов характерны такие же содержания U и F (до 3%), что и для морских и озерных фосфоритов континентов, но отсутствующие в гуано. Были сделаны попытки объяснить их присутствие воздействием брызг от волн во время штормов и т.п., но такое объяснение не может быть принято, поскольку распределение этих компонентов достаточно равномерное, постоянное, и в то же время фосфаты низких островов, где это воздействие более значительно, далеко не всегда

содержат обычные для фосфоритов количества U и F. Нет повышенных содержаний U и F и в твердом гуано, тоже не изолированном от такого воздействия.

Данные по изотопам углерода и кислорода фосфатов [Школьник, Батулин, 1990] поднятых островов указывают на фосфатное концентрирование из существенно пресной, хотя и высокоминерализованной, но не морской воды, и что углерод их происходит из растительных (водорослевых, высших растений) биоценозов.

Недавние результаты изучения существенно пресных озер (бывших лагун) на некоторых атоллах Пацифики дали сведения о высоких содержаниях фосфатов в их придонных слоях, а также в донных осадках (до 10% P_2O_5). Таким образом, опресненные лагуны — озера атоллов становятся вероятным местом фосфатного * осаднения/замещения, своеобразной "фабрикой" фосфатогенеза. При этом может допускаться влияние фосфора гуано, которое, естественно, может сноситься в эти озера, увеличивать их биопродуктивность и в конечном счете также использоваться для фосфатного осаднения/замещения, но не прямо. Сочетание же таких лагун-озер с поверхностью рифа типа "каррового поля" (что хорошо выражено, например, на о-ве Макатеа) обеспечивает процесс фосфатогенеза в морфологических формах, реально встречаемых на поднятых островах.

Проведенное несколько позднее изучение онкоидных фосфоритов о-ва Науру в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) позволило получить дополнительную информацию, подтверждающую высказанные выше соображения. Прежде всего в СЭМ видна отчетливая индивидуальность каждого онкоида, несомненно отражающая первичную седиментационную картину, без каких-либо признаков разрушения ее наложенными растворами. План-карта распределения фосфора подтверждает его концентрирование строго по наслоениям онкоидов, т.е. распределение фосфора зависит не от внешних факторов, а строго соответствует седиментационным условиям. При всех уровнях увеличения даже слойки (доли микрона) обладают исключительной сохранностью. По мнению З.А. Журавлевой, просмотревшей электронно-микроскопические снимки, онкоиды аналогичны микрофитолитам, близким к *Osagia*. Характерно также, что были обнаружены прикрепленные столбчатые образования, подобные бактериальным структурам, размером около 5—6 мкм в поперечнике. Они прекрасно сохранились. Присутствие бактериальных форм в морских фосфоритах континентов стало, как известно, уже рядовым фактом. Соответственно, не может быть и речи о связи последних с отложениями гуано. Напротив, это прямое подтверждение диагенетической фосфатизации органогенных отложений.

Таким образом, на примере фосфоритов поднятого атолла Науру непротиворечиво доказано, что они не связаны с отложениями гуано, а представляют, очевидно, продукты диагенетической фосфатизации в озере-лагуне острова. Следует заметить, что находки онкоидных карбонатов известны на подводных горах; в частности, они подняты при драгировании плато Огасавара. Поэтому открытие их фосфатизированных эквивалентов в подобных обстановках вполне возможно, что и было впервые показано Н.А. Лисицыной [1988].

Процесс фосфатизации в озерах-лагунах атоллов, особенно с высоким уровнем эвтрофикации, в свете изложенного выше кажется вполне реальным. Дополнительные благоприятные условия возникают в тех случаях, когда формируется система пиннаклей, где создаются обстановки локальной изолированности, в которых фосфатизация происходит еще более эффективно. Дополнительным источником фосфора, кроме непосредственно фосфора из деструктируемых биогенных отложений озера-лагуны, могут быть придонная вода и поровые воды тела рифа-атолла, несомненно обогащенные в какой-то степени этим элементом. Действительно, в большинстве случаев на поднятых островах существует система пиннаклей, к которой и приурочены фосфориты [Hutchinson, 1950]. Они есть, в частности, и на о-ве Рождества (Ю.Н. Занин, 1978 г.), но специфика заключается в строении острова: кроме разнообразных карбонатов участвуют и вулканические породы, с ними пере-

спаивающиеся. Естественно, фосфориты, ассоциирующие с карбонатными породами, залегают в системе пинналей. В тех случаях, когда в разрезе имеются и вулканиты достаточно интенсивно выветривающиеся в условиях тропического климата, появляются железо-алюмо-фосфатные породы, что кажется вполне естественным. Тем более это понятно, что крадаллит и миллисит распространены широко с поверхности, но в том числе и над залежами обычных кальциевых фосфатов. А последние часто являются пизолитовыми, оолитовыми, либо тонкослоистыми, и основная площадь их распространения — центральное пониженное плато, отвечающее бывшей лагуне-озеру.

В результате сделанного краткого обзора можно представить вероятную схему образования фосфоритов поднятых островов. Система пинналей формируется еще на стадии подводного положения соответствующей части атолла. Последующее быстрое поднятие и эволюция лагуны в пресноводное озеро с учетом всех указанных обстоятельств стимулировало интенсивную биопродуктивность, но главным образом не кораллов, избегающих пресной воды, а водорослей, особенно, вероятно, сине-зеленых. Важным фактором, следует полагать, являлось поступление биогенов из тела рифа и отчасти при разложении высших растений (при распространении на островах кокосов, кустарников и т.п.). В условиях резкорасчлененного дна создавалась система почти замкнутых понижений, где скапливались остатки водорослей, растений и создавалась идеальная и отчасти локализованная среда для их разложения и раннедиагнетической фосфатизации ниже редоксной зоны. Принципиальная возможность фосфатного осаждения/замещения в донных осадках пресных озер на континентах доказана уже давно (Э.Л. Школьник, 1975 г.). Следует иметь в виду, что пресные озера атоллов в той или иной степени связаны с океаном, но через систему карбонатного тела рифа, что, видимо, не исключает поступления многих компонентов морской воды в озера. Так, даже на таком поднятом атолле, как о-в Науру, на высоте более 60 м существовало пресное озеро, осадки которого на 60—70% состояли из фосфата кальция, и уровень озера замедленно отражал приливно-отливные колебания поверхности океана.

Совершенно очевидно, что и на более древних, кайнозойских и даже мезозойских атоллах такие озера должны были существовать, а процесс фосфоритообразования мог проходить в принципе без участия накоплений гуано.

Менее ясны пока еще процессы фосфатогенеза на низких атоллах, для так называемых коровых фосфатов. Характер проявления фосфатов там различен. В некоторых случаях они выполняют воронки, провалы в теле рифа, но чаще покрывают коркой мощностью до 1 м поверхность карбонатных отложений атолла. Иногда в той или иной степени фосфатны слои полусцементированных отложений типа калькаренитов. При этом они геохимически не всегда однотипны — могут содержать разные количества фтора. Лишь в некоторых случаях указывается, что фосфатные корки имеют отношение к гуано, но в других — фосфатизированная рифовая порода кажется не связанной с гуано. К сожалению, еще почти нет серьезных описаний и адекватных генетических моделей таких фосфоритов. Видимо, это потому, что запасы их незначительны, не превышают обычно несколько сот тысяч тонн. Единичные серьезные исследования имеются только по Индийскому океану (о-в Ремир Амирантских островов), но соответствуют ли они условиям Пацифики — пока не ясно. Краткие, неполные характеристики фосфатов островов западной части Тихого океана приведены в 50-е годы Хатчинсоном [Hutchinson, 1950], а также разбросаны по работам частного плана. Ниже приводимые краткие характеристики даны в основном по материалам Хатчинсона.

Так, фосфориты известны на о-ве Маркус, который представляет собой близкий к треугольной форме слегка поднятый (на 23 м) атолл, расположенный на рифовой платформе. Он имеет ширину до 200 м, длину до 2—9 км. Имеются следы поднятых береговых линий (до 6), включающих береговые рифы *in situ*. Внутри острова

Имеются четыре депрессии, отвечающие древним лагунам, которые заполнены рыхлыми отложениями (в том числе частично относимыми почему-то к аллювиальным, включающим слои древних почв). Атолл интенсивно залесен, в том числе интродуцированными видами. Отмечались колонии птиц, но преимущественно в береговой зоне. Фосфаты, естественно, залегают главным образом в лагунных депрессиях. Отмечаются меняющиеся мощности и состав разреза депрессий, хотя с поверхности постоянно развиты аллювиальные (?) слои мощностью около 20—40 см. Под ними лежит коралловый песок, ил мощностью до 15—25 см, затем слой кораллового песка с галькой, иногда с участками плотного кораллового известняка; ниже идет раздробленный слой такого же известняка. Общая глубина депрессий достигает 1,8—2,7 м.

Встречаются фосфаты двух типов. Первый тип — черный, порошковатый, землистый, приуроченный к верхней части разреза депрессий, содержит большое количество остатков растений. Он определяется как фосфатная почва и, скорее всего, I связан с гуано колоний птиц. Вторым типом представлен фосфатными зернами, распределенными неравномерно в коралловом детрите в более глубоких частях депрессий.

Аналитически это совершенно разные породы. Содержания в мае. % соответственно для первого типа (рыхлого, землистого) и второго (зернистого) типов: H_2O — 1,83; 10,25; П.п.п. — 41,3; 13,8; N — 2,50; 0,54; P_2O_5 — 14,13; 31,02; P_2O_5 ^ — 5,04; [22,25; CaO — 21,66; 37,16.

Другие фосфаты известны на атоллах Ибон, относящихся к южной группе Маршалловых островов и объединяющих 21 остров, густо поросших растительностью. Главный атолл Ибон имеет площадь до 3 км²; в центральной части его на площади около 264 тыс. м² распространены фосфаты. Иногда они сверху перекрыты коричневыми глинами и почвами, но иногда нодулярные (конкреционные) фосфаты обнажаются прямо на поверхности. В нижней части разреза — очень высокого качества фосфориты пепельно-белого или желтовато-коричневого цвета. В целом все фосфориты приурочены к бассейноподобным депрессиям, подстилающимся коралловыми известняками.

Рыхлые фосфаты содержат много воды. Поступавшие в 40-х годах в Японию фосфаты содержали 18—24% P_2O_5 , 27—31% H_2O , 0,05—0,2% (Al, Fe)₂O₃. Имеются несколько более подробные анализы разных типов фосфоритов: песчаные фосфориты (среднее) — 33,22% P_2O_5 ; 0,35% (Al, Fe)₂O₃; красновато-коричневые нодулярные фосфориты — 38,5% P_2O_5 ; 0,22% (Al, Fe) ^ . Около 70% P_2O_5 растворимо в цитратном аммонии. Оценки запасов от 30 до 60 тыс. т.

Имеются сведения об абсолютном возрасте фосфатов, обнажающихся на береговых выходах низкого клифа [Hutchinson, 1950]. Это галечный материал коралловых известняков в тонкозернистом матриксе. Фосфат окаймляет серией тонких полосок гальки и выполняет пустоты. Он кажется результатом прямого осаждения скорее, чем замещения карбоната, и содержит U и F (до 2,5%) в несколько меньших количествах, чем обычно в фосфоритах. Абсолютный возраст по изотопам U — от 3 до 5 тыс. лет. Эти данные, конечно, не характеризуют возраст главной массы фосфатов центральной части атолла.

Нодулярные (конкреционные) фосфориты известны и в группе атоллов Бикар (три острова — Бикар, Арамении и Ябаракку). Хотя имелись нечеткие указания на возможности присутствия на этих островах колоний птиц, приводимые фактические данные не говорят о связях с ними фосфатов. На о-ве Бикар фосфаты занимали площадь около 62 тыс. м². Они обычно покрыты слоем не фосфатных, коралловых галек мощностью до 20 см. Мощность же фосфатов достигает 76 см. На атоллах Бикар и Ябаракку фосфаты нодулярные, а на атолле Арамении — черные землистые и их мало. В нодулярных фосфатах от 5 до 25% P_2O_5 , 47—49% CaO и до 0,2—0,4% (Al, Fe)₂O₃.

В западной части Тихого океана имеется еще целый ряд атоллов, на которых были выявлены фосфориты: атоллы Нгатик, о-в Удот архипелага Трук, сложенный только базальтами и целый ряд других. Информация по ним незначительна.

В целом же на низких атоллах, насколько можно судить, распространены фосфатные зерна — фрагменты, фосфатные нодулы (конкреции) и фосфатный цемент. Наиболее богатые фосфориты в основном состоят из фосфатных зерен, причем могут быть переходы к калькареникам. Менее всего ясны фосфатные нодулы. Хороших описаний которых нам не известно. Особую группу составляют фосфатные почвы, которые могут быть связаны с гуано.

Все сколько-нибудь крупные концентрации приурочены к депрессионным погружениям, отвечающим бывшим лагунам, видимо, переходящим на определенной стадии в озера. Многочисленные указания на связь с отложениями гуано далеко не всегда подтверждаются фактическими наблюдениями. Особенно это касается тех случаев, когда выше фосфатных слоев залегают нефосфатные слои. В этих случаях становится уже совершенно непонятным, каким образом просачивающиеся сверху растворы не затрагивают верхние слои, но реагируют с нижними, если не предполагать значительный перерыв в основании верхних слоев. Интерпретационные затруднения возникают и в случаях наличия фосфатных зерен в калькарениках, в связи с присутствием U и F, и т.д. В общем Ве и Барнет (1979 г.) были совершенно правы, когда писали, что гипотеза образования фосфоритов атоллов вследствие взаимодействия птичьего гуано с нижележащими рифовыми известняками основана на широкой, хрестоматийного характера, литературе, а не на прямых данных.

Итак, даже при еще недостаточной изученности фосфатов островных атоллов из сделанного обзора становится ясным, что среди них имеются образования разных условий залегания, строения, масштабов, вещественного состава и т.п.

Следует наметить некоторые их характерные особенности: 1) широкие вариации содержания фосфора вплоть до весьма высоких; 2) почти полное отсутствие таких компонентов, как Si, Ti, Mn, особенно если на атоллах нет выходов вулканических пород. Присутствие вулканитов может привести к развитию алюмофосфатов и т.н.; 3) хотя они развиты на существенно рифовых образованиях, наиболее часто связаны с обстановками лагун-озер в депрессионных структурах; 4) проявлено интенсивное окисление в субаэральных условиях, хотя тесная связь с органогенными накоплениями очевидна; 5) наряду с признаками нахождения *in situ* устанавливаются и случаи формирования механически дезинтегрированных и перемещенных начальных фосфатных фрагментов, что несколько сближает с зернистыми фосфоритами континентов; 6) вырисовываются два ассоциирующих биологических комплекса: с одной стороны, собственно рифов, с другой стороны, замкнутой лагуны, существенно водорослевого, водорослево-растительного.

На главный вопрос, который следует задать — могут ли сохраняться на подводной стадии атолла эти фосфаты, должен быть дан положительный ответ. Хотя, конечно, в конкретных случаях не менее вероятна и их абразия при погружении.

Из сделанного обзора вытекает, что площади, занимаемые такими фосфатами, могут быть значительными, но мощность скорее незначительна. Дезинтеграция начальных слоев может дать соответственно только маломощные осыпи.

ФОСФОРИТЫ ЮЖНОГО ОКОНЧАНИЯ ИМПЕРАТОРСКОГО ХРЕБТА

В южной части Императорского хребта фосфориты, датируемые по фауне нано-планктона неогеном, были известны на банке Милуоки [Батулин и др., 1977]. В 13-м рейсе нис "Академик Александр Виноградов" (1989 г.) они были драгированы на расположенных южнее Милуоки подводных горах Камму (один обломок), Юриаку (два обломка) и главным образом на горе Дженкинс (более десятка образцов), которая располагается уже на плите Картографов, но вблизи сочленения Импера-

торской и Гавайской цепей (см. рис. 3). На горе Камму обломок фосфорита поднят на ст. 4 вместе с органогенными, органогенно-обломочными известняками, пористыми и плотными оливиновыми базальтами и вулканическими стеклами. Он представлен фосфатизированным обломком раковины двухстворчатого моллюска (сохранившим первичную слоистую структуру с системой внутренних каналов). Известняки, поднятые вместе с фосфоритом, преимущественно водорослевые, с онколитоподобными и строматолитоподобными наростами и корками багряных водорослей (преимущественно литотамниевых). В них обычны поры и ходы сверления сверлящих организмов. В матриксе и пустотах, заполненных карбонатным детритом, встречаются редкие фораминиферы, обломки скелетов мшанок, мелкие онколиты и фрагменты водорослевых корок, копролиты, сложенные микритовым карбонатным материалом размером 0,3—0,4 мм.

На горе Юриаку (ст. 5, 6) (см. рис. 3) единичные обломки фосфоритов подняты вместе с базальтами, гиалокластитами, брекчиями, дресвяниками и песчаниками, представленными измененными обломками базальтов и вулканического стекла и покрытыми железомарганцевыми корками. Фосфориты представлены светло-коричневыми и светло-желтыми фосфатизированными нанофораминиферовыми известняками.

На горе Дженкинс (ст. 13, 14) фосфориты подняты вместе с миндалекаменными базальтами и туфами, розовато-серыми кремнями, базальтовыми брекчиями, граувакковыми песчаниками, железомарганцевыми конкрециями и корками. Фосфориты представлены изометричными и продолговатыми неокатанными обломками размером от 1 до 8 см. Они обнаружены также в ядрах некоторых железомарганцевых конкреций. Кроме того, фосфатное вещество образует линзочки в некоторых образцах железомарганцевых корок, цементирует смектит-гиалобазальтовые брекчии, а также выполняет поры и трещины в базальтах.

Цвета фосфоритов разнообразны: зеленовато-серые, лиловые, бледно-желтые, коричневатые, красные, розовато-желтые. В фосфоритах видны следы биотурбации рыхлого осадка, а также сверления затвердевшей породы моллюсками и губками. Нередко наблюдаются полигональные трещины усыхания (дегидратации) гелеподобного фосфатного вещества.

Выделяются фосфориты с биоморфной и абиоморфной структурами. Большинство фосфоритов с биоморфной структурой содержат остатки частично или полностью замещенных фосфатом фораминифер и нанопланктона. Встречаются также остатки диатомовых водорослей, силикофлагеллят, радиолярий (?), спикул губок, кокколитофорид и, редко, кости рыб. Наряду с остатками организмов в фосфоритах встречаются оолиты и бобовины, сложенные апатитом.

В абиоморфных фосфоритах местами развиты колломорфные структуры, а местами распознается микролитовая структура базальта и обломочная — базальтовых брекчий (обр. В13-13/45, В13-14/7), что позволяет интерпретировать эти образования как продукт замещения фосфатным веществом также и вулканогенных пород. Случаи замещения фосфатом силикатного вещества базальтоидов отмечались на подводных горах Мид-Пацифик В.Г.Сафоновым [1982] и В.Н. Свальновым и В.В. Матвеевым [1986], а также наблюдались на поднятии Шатского [Васильев и др., 1987].

Любопытна тесная ассоциация фосфоритов и кремней, наблюдаемая на ст. 14, иногда в едином образце. В обр. В13-14/8а, представляющем пластинку 6 x 4 x 1,3 см, нижний белый неровный слой толщиной 3—4 мм наполовину сложен кварцем и наполовину франколитом с незначительной примесью смектита и гидрослюда. Верхний темно-серый с красноватым оттенком слой кремния толщиной 0,5—1,2 мм сложен кварцем с подчиненной примесью франколита и смешанослойного минерала гидрослюда-смектит.

В образце В13-14/86 розовато-желтый франколит покрывает пленкой и цементи-

Таблица 24

Химический состав фосфоритов горы Дженкинс (южная часть Императорского хребта)
(13-й рейс нис "Академик Александр Виноградов")

Компонент	13/45g	13/45d	13/46	13/47	14/15	14/22	14/23	14/24	Среднее (8)
SiO ₂	13,86	12,29	12,21	3,97	6,12	6,61	6,02	10,55	8,95
TiO ₂	0,45	0,08	0,45	0,00	0,12	0,04	0,08	0,05	0,16
Al ₂ O ₃	2,05	1,80	1,98	0,59	0,91	0,93	0,74	1,47	1,31
Fe ₂ O ₃	5,59	3,17	4,28	1,37	3,08	1,36	2,24	2,06	2,89
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	2,58	0,54	1,70	0,22	1,74	0,78	0,93	1,50	1,25
MgO	0,95	0,90	0,84	0,38	0,63	0,57	0,48	0,50	0,66
CaO	42,46	46,19	42,59	54,45	50,20	50,41	48,19	46,14	47,58
Na ₂ O	1,66	1,37	1,80	1,00	2,06	1,77	1,63	2,20	1,69
K ₂ O	1,01	1,09	0,96	0,29	0,82	1,00	0,60	1,25	0,88
P ₂ O ₅	23,28	26,12	25,88	30,72	27,35	29,12	27,86	25,55	26,99
H ₂ O ⁺	2,32	3,18	3,56	1,89	2,43	2,73	2,24	3,03	2,67
CO ₂	0,71	0,08	1,14	0,00	1,30	1,48	2,86	2,60	1,27
F ⁻	2,72	2,76	2,44	3,39	3,04	3,40	2,85	3,00	2,95
SO ₃	0,83	1,15	1,23	1,08	2,03	1,55	1,70	1,55	1,39
Сумма	98,90	99,04	99,65	97,39	100,06	99,78	99,77	99,71	
Rb	150	120	100	170	310	200	270	200	190
Sr	860	810	1060	1070	1860	1330	1720	1390	1262
Zr	240	120	170	130	290	210	270	270	213
Ba	170	120	170	70	8000	1520	5300	3600	2369
Y	170	120	200	200	300	240	300	400	241
La	90	70	120	110	380	160	300	330	195
Ce	100	60	90	70	190	110	180	170	121
Nd	70	60	90	40	160	110	150	190	109
Nb	20	10	10	30	60	20	70	50	34
I	1100	1600	1600	1700	1700	1400	1600	1500	1525

Примечание. Здесь и далее в этом разделе представлены химические анализы фосфоритов, дважды отмытых в дистиллированной воде от морских солей. Элементы от Sr до I определялись рентгено-радиометрическим методом (аналитик А.И. Григорьев).

рует небольшие, причудливой формы желвачки красновато-коричневого кремня (яшмы). В обр. В13-14/12 (7 х 4 х 1,7 см) светло-серого пелитоморфного фосфорита наблюдается тонкая (3—4 мм) линзочка коричневого кремня, окаймленная тонкой пленкой железомарганцевых окислов.

Кремни, драгированные вместе с фосфоритами, содержат обильные остатки планктонных и реже — конических бентосных фораминифер, замещенных частично или полностью кремнеземом, и представляют несомненно диагенетические образования (желваки и линзы) в нанофораминиферовом карбонатном иле. Только один образец (В13-13/15) содержит преимущественно остатки сферических радиолярий, что позволяет считать его радиоляритом. Два образца кремней с абиморфной структурой имеют проблематичное происхождение, но могут также быть обломками диагенетических желваков в карбонатной нанофораминиферовой толще. Фосфатное вещество в фосфорит-кремневых образцах — по преимуществу продукт замещения фосфатом нанофораминиферового ила.

В шлифах фосфоритов наблюдаются также обломки вулканического стекла, частично или полностью замещенного смектитом, ромбоэдрические кристаллы диа-

генетических карбонатов (доломита и сидерита), хлопьевидные выделения, дендриты и микронодули железомарганцевых окислов, гетит, гематит, барит и цеолиты, встречаются остатки костей и чешуи рыб.

В образцах фосфоритов М.Г. Бирюлиной установлены эоцен-олигоценовые *Coccolithus eopelagicus*, а также *Coccolithus* sp. (обр. В13-14/15), олигоцен-плиоценовые силикофлагелляты *Dictiocha aspera* (?), *D. fibula* и плиоценовые кокколиты *Catinaster* sp. (обр. В13-14/23). Из красной глины, выполняющей поры в последнем образце фосфорита (В13-14/236), установлены олигоцен—современные *Discoaster* sp., *Helicosphaera* sp., *Coccolithus* sp. и эоцен-олигоценовые *Chiasmolithus* sp. В образце фосфорита В13-14/24 М.Г. Бирюлиной определены *Coccolithus pelagicus*, *C.* sp. и кайнозойские (плиоценовые) *Catinaster* sp. Возраст фосфоритов на основании этих данных может предполагаться в широком диапазоне от эоцена до плиоцена включительно.

По данным рентгеновского дифрактометрического изучения фосфориты сложены главным образом франколитом, в подчиненных количествах присутствуют смектит, полевые шпаты, филлипсит, кварц, редко встречаются гидрослюда и смешанослойный минерал гидрослюда-смектит.

Значительные содержания барита установлены не в фосфоритах, а в фосфатных линзочках на контакте вулканитовой брекчии и железомарганцевой корки (обр. В13-5/1).

Фосфориты Императорского хребта содержат от 23 до 31% P_2O_5 , в среднем 27% (табл. 18). Повышенные содержания кремнезема (8,9%) объясняются частично примесью обломочного силикатного апобазальтового материала, а частично — примесью кремневых скелетов диатомей, силикофлагеллят, спикул губок, радиолярий (?) и диагенетических кварцевых выделений.

По данным рентгенорадиометрического анализа, химический состав фосфоритов ст. 13 и 14 горы Дженкинс существенно различен. Фосфориты ст. 14, драгированные с привершинной части подводной горы (2500—2300 м), содержат в 1,6—2,5 раза больше Rb, Sr, Zr, V, La, Ce, Nd, Nb и в 20—25 раз больше Ba, при близких содержаниях йода, по сравнению с фосфоритами более глубоководной ст. 13 (глубины 4080—3480 м) (см. табл. 18). В среднем по содержанию редких и редкоземельных элементов (Ba, Sr, La, Ce) фосфориты Императорского хребта сходны с фосфоритами других подводных гор, например подводного плато Огасавара. Однако имеющихся данных явно недостаточно для анализа и объяснения различий химического состава фосфоритов изученных подводных гор.

ФОСФОРИТЫ РАЙОНА ОГАСАВАРА

Распространение фосфоритов и формы фосфатной минерализации

На рис. 4 показаны станции драгирования и трубки, где были встречены фосфориты и другие проявления апатитовой минерализации. Фосфориты встречены на западном, центральном и восточном массивах Огасавара, банке Рамапо, и на возвышенностях Уеда и Волкано, расположенных на краю океанической плиты, на границе ее с желобами. Диапазон глубин, с которых подняты фосфориты, — от 600 до 8000 м. Станции В7-3, -39, -36, -22, -26, в материале которых фосфориты преобладают или являются единственным типом пород, расположены на глубинах 1—3,5 км, что соответствует уровню выхода толщи мелководных известняков на массивах Огасавара. Фосфориты, драгированные с больших глубин, по-видимому, подняты из известняково-фосфоритовых склоновых брекчий, либо представляют обломки и желваки, переотложенные в более молодых позднемиоцен-четвертичных глинах.

Формы фосфатной минерализации в районе Огасавара разнообразны: наиболее распространены брекчиевые желваково-песчанистые фосфориты (I) (рис. 25—27);



Рис. 25. Желваково-брекчиево-песчаный тип фосфорита

В центре образца фосфоритовый желвак причудливой формы и железомарганцевая микроконкреция
Обр. В7-3/16, плато Огасавара



Рис. 26. Линзовидное переслаивание железомарганцевых корок и фосфоритов

Дресвянисто-песчаные с мелкими (до 1,5 см) желвачками фосфориты (пестрые участки на фото!) образуют два линзовидных прослоя в железомарганцевой корке (монотонная светло-серая). Обр. В7-22/8. плато Огасавара

реже встречаются отдельные текстурно однородные (пелитоморфные) фосфоритовые желваки (II), размером до 15 см, а также известняково-фосфоритовые брекчии (III) (рис. 28), "глинистые" фосфориты (IV), которые включают как фосфориты, изъеденные сверлильщиками, с ходами, заполненными пелагической красно-коричневой глиной, так и фосфоритовые брекчии, в которых фосфоритовые обломки и желваки зацементированы в матриксе из более молодой красной глины. Слоистые фосфориты (V) представлены чередованием дресвянисто-брекчиевых или песчанистых фосфоритов и плотных алевроит-пелитовых или пелитоморфных фосфоритов (рис. 29). Среди слоистых фосфоритов встречаются тонкослоистые (мощность слоев 1—3 мм) горизонтальнослоистые и полого-косослоистые разновидности, отлагавшиеся при слабых течениях. К типу VI отнесены фосфоритовые плиты, имеющие

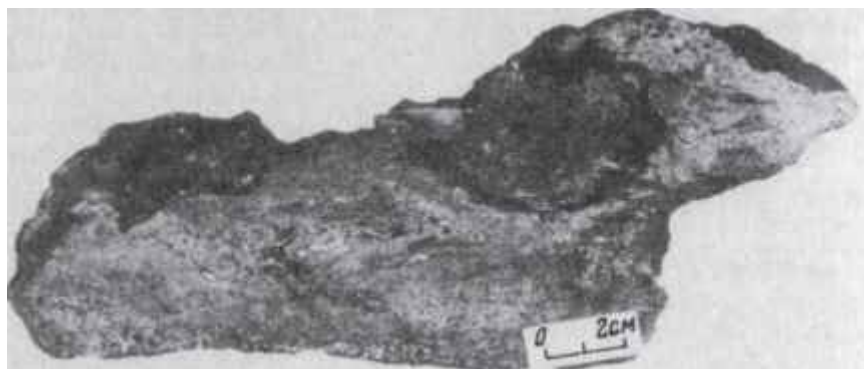


Рис. 27. Древянисто-песчаный фосфорит

Включения красной смектитовой глины (округлое черное,верху справа) и жслзомарганцевой корки (верху слева). Обр. В7-22/2, плато Огасавара



Рис. 28. Известняково-фосфоритовая брекчия

Обломки фосфоритов и известняков сцементированы кальцитом (белое) и франколитом (серое и темное). Вверху раковина двусторчатого моллюска, замещенная на 2/3 апатитом (франколитом). Обр. В7-39/14, плато Огасавара

толщину 1—2 см, с мелкозернисто-песчаной, алевритовой или пелитовой структурой. Глыбы фосфоритов покрыты, а сами они нередко переслаиваются с корками железомарганцевых окислов (рис. 30). Линзочки фосфатного материала в марганцевых корках и обломки фосфоритов в ядрах железомарганцевых конкреций также обычны в драгированном материале. Кроме того, апатит (франколит) распространен в цементе базальтовых или смешанных базальт-лититовых брекчий, в порах и апатитовых корочках на поверхности обломков базальтов.

Во всех перечисленных типах фосфоритов, как и в ассоциирующих с ними известняках, наблюдаются каверны, поры, ходы длиной от миллиметров до первых сантиметров и диаметром до 1,5—2 см, которые интерпретируются как следы сверления твердого субстрата моллюсками и другими сверлящими организмами. Остатки "сверлильщиков" (ядра и отпечатки створок) наблюдаются в отдельных случаях.



Рис. 29. Слоистый фосфорит

Переслаивание пелитоморфных и алевритовых фосфоритов (серое и белое на фото) с дресвянисто песчаными фосфоритами

Овальные черные пятна в средней и нижней частях фото — ходы камнеточцев. Обр. В7-3/9, плати Огасавара

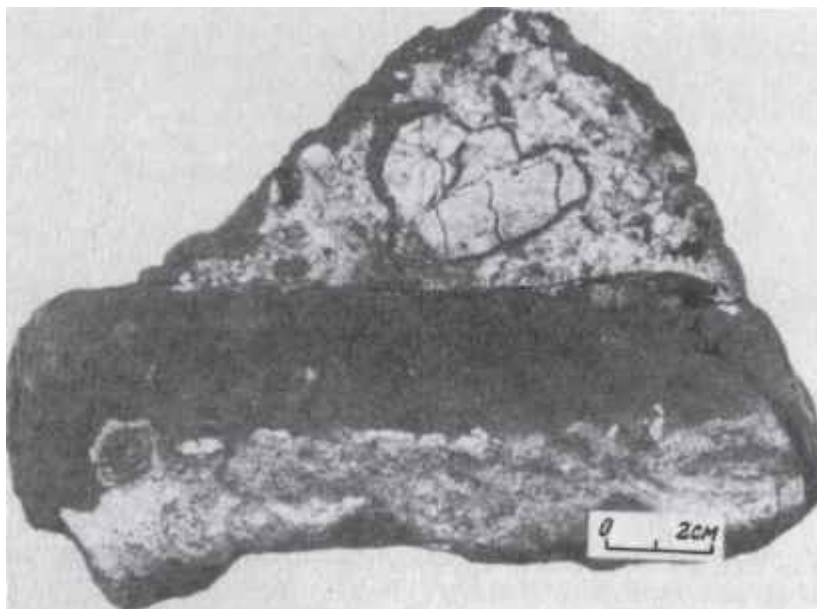


Рис. 30. прослой железомарганцевой корки в фосфорите

Вверху крупный фрагмент зеленой смектитовой глины в дресвянисто-брекчиевом фосфорите. ОГр В7-36/12, плато Огасавара

Поры заполнены апатитом, кальцитом, красной глиной с примесью плагиоклазов и аутигенного филлипсита и оторочены пленками железомарганцевых окислов. Также в порах обычны фосфатные и фосфат-карбонатные пеллеты размером 0,1—0,6 мм, остатки кокколитов, фораминифер и мелкораковинного детрита.

Тектурные и структурные признаки отражают длительное и многостадийное формирование

мирование фосфоритов в относительно мелководных условиях, неоднократное формирование хардграунда на поверхностях фосфоритовых и карбонатных пластов, последующее его взламывание в результате волновой эрозии или биоэрозии, перемыва и цементации обломков, желваков и зерен фосфатного материала фосфатным цементом.

Петрографическое описание фосфоритов

Окраска фосфоритов Огасавара разнообразна: светло-желтая, зеленовато-желтая, лилово-серая, коричневая, бледно-розовая, кремово-желтая — и зависит от минеральных примесей (окислов и гидроокислов железа и марганца, смектита, кальцита и др.). Преобладают фосфориты кремово-желтого цвета.

Микроструктуры фосфоритов также разнообразны. Выделяются фосфориты с реликтовой, частично или полностью замещенной, органогенной (фораминиферовой, водорослево-коралловой и др.) или органогенно-детритовой структурой. Распространены фосфориты с микрозернистой абиоморфной (микросфосфориты, по С. Риггсу, 1983 г.) и копрогенной (пеллетной) структурами. В некоторых шлифах наблюдаются колломорфные микрослоистые участки. Широко развитые песчаночернистые фосфориты, как правило, состоят из овальных, округлых, либо неправильной формы изометричных комочков размером более 0,01 мм, сложенных коллоидально* зернистым и микрозернистым фосфатом, и сцементированных более крупнозернистым апатитом с размером зерен 0,001—0,003 мм, что создает вид своеобразной петельчатой микроструктуры. Большинство комочков — это микрожелваки, фекальные выделения животных и, возможно, бактериальные образования. Только небольшая часть зерен угловатой формы представляет собой обломки фосфатного или другого состава. Зернистый внешний вид фосфоритов создается также обилием мелких пор, частично заполненных пеллетами кальцит-апатитового состава и смектитом.

Во всех изученных на рентгеновском дифрактометре образцах основным компонентом фосфоритов является кристаллический гидроксил-карбонат-фторапатит. Некоторое количество аморфных фосфатов можно предположить по наблюдениям и шлифах. Кроме того, установлены кальцит, смектит, реже — кварц и в виде ничтожной примеси — гидрослюда и хлорит. В шлифах обычно наблюдаются также микроконкреции и хлопьевидные сгустки железомарганцевых окислов, представленных преимущественно вернадитом, алевритовая обломочная примесь плагиоклазов, иироксенов, вулканических стекол, замещаемых смектитом, фрагменты марганцевых корок, редкие зерна глауконита и гематита. На ст. 22, 39, 51 установлено повышенное



Рис. 31. Кости рыб в коллоидально-зернистой франколитовой массе. Шлиф В7-3/96, ник. II, увел. х 14, плато Огасавара

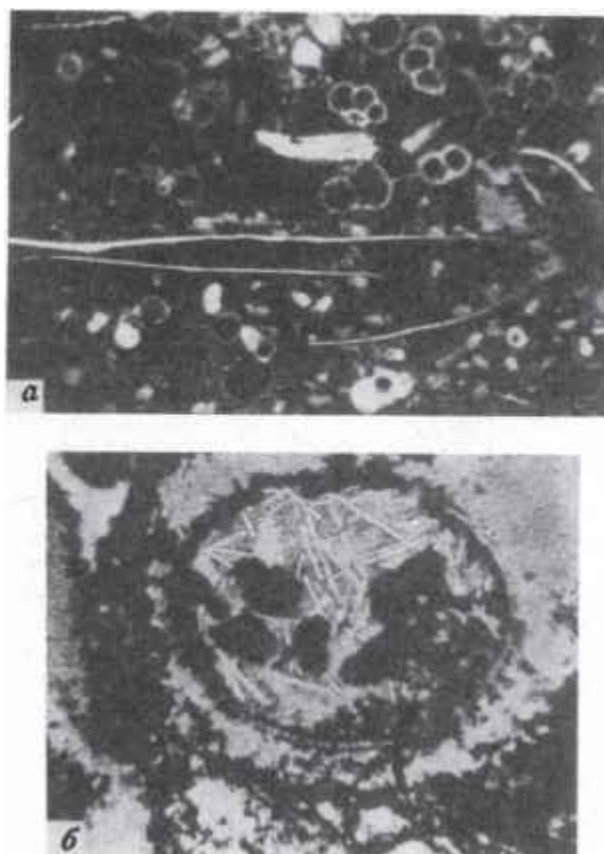
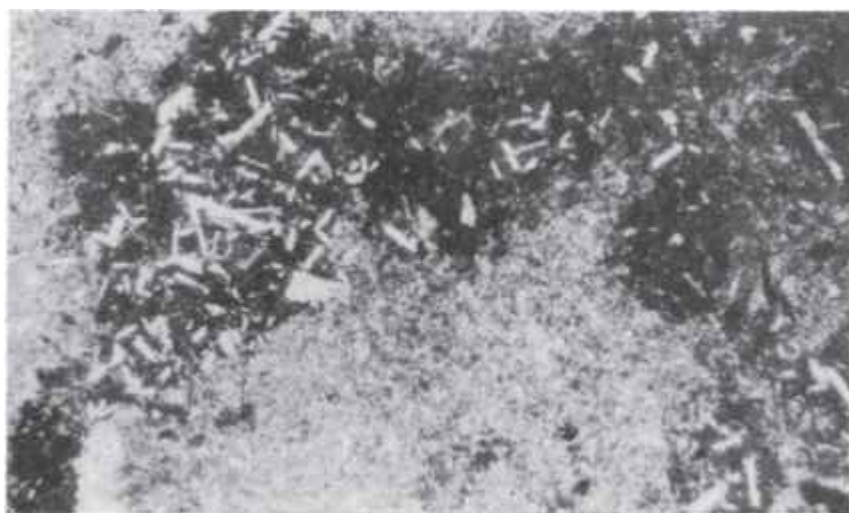


Рис. 32. Микроструктуры фосфоритов плато Огасавара

а. Фосфорит, сформировавшийся в результате полного замещения и цементации франколитом фораминиферового ила. В центре — тонкие кости рыб. Шлиф В7-39/9, ник. П, увел, х 70

б. Игольчатые кристаллы барита, выполняющего вместе с франколитом полость раковины фораминиферы. Черное на фото — железомарганцевые микроконкрекции и хлопьевидные выделения. Шлиф В7-3/9/6, ник. П, увел, х 54



(до 3—3,5%) содержание барита, выполняющего вместе с франколитом полости раковин фораминифер и трещины усыхания в осадке (рис. 31, 32, 33).

Органические остатки (целые раковины и детрит раковин фораминифер, кокколитов, моллюсков, кораллов, литотамниевых водорослей и др.) полностью или частично замещены франколитом. Встречаются фораминиферы, радиолярии, спиккулы кремневых губок и споры растений (?), сохранившие первичный состав. В фосфоритах плато Огасавара распространены остатки зубов и костей рыб, составляющие иногда до 15—20% от площади шлифа в отдельных слоях (см. рис. 31).

Химический состав фосфоритов

В фосфоритах Западного, Центрального и Восточного массивов Огасавара содержание фосфорного ангидрида варьирует от 18 до 33%, составляя в среднем по 35 образцам 28% (табл. 19). В отдельных литотипах среднее содержание колеблется от 20 до 30,4%, а в наиболее распространенном типе I составляет около 30% P_2O_5 (табл. 20). Столь же высокие содержания P_2O_5 (26—32,7%) — в восьми изученных образцах фосфоритов, поднятых с подводных возвышенностей на западном крае океанической плиты, на ее границе с глубоководными желобами (табл. 21). Фосфорные руды района Огасавара, следовательно, относятся к разряду богатых. Содержания CaO , CO_2 , H_2O^+ и F (см. табл. 19) отражают преобладание в фосфоритах кальциевого гидроксил-карбонат-фторapatита (франколита). Повышенные содержания глинозема (до 4,71%) и кремнезема (до 23,9%) в глинистых фосфоритах связаны как со значительной примесью силикатной фазы (сметит, плагиоклазы, вулканические стекла), так и с присутствием аутигенного кремнезема (опал радиолярий и губок, аутигенный кварц). В глинистых фосфоритах отмечены максимальные содержания MnO (до 1,69%). Характерно также полное преобладание окисного железа над закисным, а Na_2O над K_2O практически во всех типах фосфоритов, кроме глинистых, где относительная роль калия возрастает, а значение отношения K_2O/Na_2O приближается к единице.

По содержаниям редких и редкоземельных элементов фосфориты всех массивов Огасавара в целом близки (табл. 22). Вариации их содержаний по станциям и отдельным образцам не превышают одного—двух порядков. Однако следует отметить повышенные содержания Rb , Ba , Co , Ni , V , Rb , Mo в фосфоритах ст. 22, 36 и особенно ст. 39. Содержания Ba достигают 1,5%, что согласуется с отмеченными при микроскопическом изучении содержаниями барита в породах. Содержания редких земель (Ce и La) близки к известным в пелагических фосфоритах и костях рыб и на порядок выше, чем в фосфоритах континентальных шельфов. Они отличаются также низкой радиоактивностью [Батурин и др., 19866].

Возраст фосфоритов Огасавара

По морфологическим признакам фосфориты плато Огасавара близки к фосфоритам гайотов западной части Тихого океана: поднятия Шатского, Срединно-Тихоокеанских гор и гор Маркус-Уэйк, атолла Понапе и др., образование которых связывается с фосфатным метасоматозом рифогенных известняков, биокластических калькаренигов и фораминиферо-нанофоссилийевых известняков в мелу и эоцене [Батурин

Рис. 33. Кристаллы барита

Выполняют вместе с коллоидально-зернистым франколитом поздней генерации трещину усыхания в юсфорите. Плато Огасавара. Шлиф В7-39/9, ник. П, увел. x 70

Химический состав фосфоритов подводного плато Огасавара
(7-й рейс нис "Академик Александр Виноградов")

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO
3/2	1,20		0,18	0,73	0,02	0,21	52,58
3/3	0,30	—	0,11	3,12	0,02	0,27	51,26
3/4	0,20	—	0,12	0,73	0,04	0,23	53,79
3/6	1,40	0,06	0,20	1,63	0,06	0,33	53,66
3/16	1,11	—	0,34	1,35	0,03	0,29	53,49
22/2	0,81	0,04	0,38	1,54	0,16	0,36	53,18
22/3	1,61	0,07	0,68	2,18	0,63	0,72	51,56
22/4	1,22	0,17	0,49	2,35	0,75	0,50	51,23
22/7	0,70	0,06	0,15	1,80	0,27	0,56	52,48
22/8	6,22	0,08	0,61"	1,94	0,14	0,78	48,13
22/11	3,42	0,03	0,85	1,13	0,03	0,50	51,93
22/15	5,96	0,21	0,80	2,59	1,25	0,61	46,19
26/6a	0,89	—	0,20	1,54	0,02	0,23	53,77
26/10	0,40	—	0,05	0,70	—	0,16	55,42
36/4	0,60	—	0,11	0,89	—	0,41	54,09
36/8	5,66	0,14	0,40	2,09	0,66	0,55	48,38
36/9	0,50	0,03	0,39	1,22	0,07	0,36	54,24
36/10	0,40	—	—	0,45	—	0,48	51,74
36/12	8,89	0,41	2,80	4,38	1,69	1,56	41,42
36/25	0,51	0,05	0,12	1,28	0,08	0,42	52,51
39/6	2,11	—	0,18	0,38	—	0,36	52,19
39/7	3,12	0,03	0,68	1,26	0,03	0,60	51,77
39/10	0,50	—	0,23	0,47	0,04	0,31	53,61
39/18	3,69	0,04	0,67	1,23	0,07	0,41	51,96
39/14	3,52	—	0,32	0,84	0,03	0,50	51,99
39/18	19,23	0,34	4,71	6,07	1,59	1,28	34,11
39/20	11,04	0,14	1,78	2,25	0,67	0,82	48,81
39/24	7,71	0,03	0,58	1,90	0,14	0,70	46,98
39/29	1,31	—	0,19	0,89	0,09	0,29	53,64
44/58	5,06	0,03	0,31	1,00	—	0,39	52,09
44/59	8,80	—	0,51	1,61	—	0,60	48,05
44/60	2,93	0,11	1,66	1,24	0,01	0,64	51,03
50/19	18,42	0,35	4,57	4,63	1,43	1,42	34,65
51/12	4,57	0,07	0,58	1,92	0,12	0,59	49,38
51/13	23,90	0,18	4,48	3,05	1,33	0,85	31,26

Примечание. Литотипы фосфоритов: I — желваково-брекчиевые и песчанозернистые (обр. 3/2, 3/3, 3/4, 3/6, 3/16, 22/2, 22/3, 22/4, 22/8, 22/11, 22/15, 36/4, 36/8, 36/9, 36/25, 39/12, 39/24). II — отдельные фосфоритные желваки (обр. 26/6a, 44/58, 44/59, 51/12), III — известняково-фосфоритовые брекчии (обр. 26/10, 39/14, 39/29), IV — глинистые фосфориты (обр. 39/18, 50/19, 51/13), V — слоистые алевроитно-песчанозернистые фосфориты (обр. 36/10, 36/12, 39/10, 39/20), VI — фосфоритовые плиты (обр. 22/7, 39/6, 44/60). Аналитики В.Н. Каминская, С.П. Слажина (ДВГИ).

и др., 1977; Heezen et al., 1973a; Preliminary..., 1981]. Палеонтологические и литологические данные свидетельствуют о начале фосфатонакопления в позднем мелу и завершении его в позднем миоцене [Волохин и др., 1988]. Новые данные позволяют предположить, что фосфатизация карбонатных илов и пород происходила в районе Огасавара в три эпохи: позднемеловую, эоценовую и миоценовую, разделенные временем неотложения или размыва ранее накопившегося на подводных горах материала в палеоцене, олигоцене и конце позднего миоцена—начале плиоцена.

О позднемеловом возрасте некоторых фосфоритов свидетельствует фауна планктонных фораминифер *Archaeoglobigerina* sp. (обр. В7-3/90, В7-3/12, определения

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	CO ₂	F	SO ₃	Сумма
0,94	0,10	33,16	2,25	4,86	3,21		98,09
0,78	0,06	28,49	3,74	10,82	2,04	–	100,15
0,89	0,05	32,89	2,84	6,40	2,05	–	99,37
0,94	0,20	30,28	1,89	2,52	2,98	–	96,15
0,91	0,15	31,34	2,69	3,59	3,04	–	97,05
1,02	0,15	30,26	2,93	5,77	2,86	–	98,26
0,89	0,22	30,59	2,83	3,92	2,99	–	97,63
1,29	0,20	29,44	3,79	5,07	3,17	–	98,34
0,62	0,15	24,64	3,37	10,79	2,54	–	97,06
1,87	0,65	28,20	3,35	4,34	2,68	1,78	99,64
1,01	0,33	29,22	2,63	4,84	2,67	–	98,59
1,42	0,66	25,98	4,94	4,54	2,59	1,33	97,98
0,69	0,14	31,17	1,73	6,40	3,04	–	98,54
0,53	0,04	25,97	1,63	13,26	2,80	–	99,78
1,22	0,73	31,26	3,51	4,77	3,03	–	99,34
1,51	0,41	28,22	3,28	5,17	2,63	–	97,98
1,06	0,12	31,18	2,62	3,96	3,25	–	97,63
1,54	0,07	31,74	5,04	6,50	2,74	–	99,55
1,10	0,55	25,22	2,70	2,61	2,63	–	94,95
1,26	0,10	31,48	2,39	7,40	2,80	–	99,22
1,33	0,32	29,07	3,05	7,72	2,48	–	98,15
0,80	0,27	30,37	3,60	4,10	2,74	1,64	99,86
0,77	0,11	23,89	2,28	16,14	2,11	–	99,57
1,00	0,29	30,20	2,97	3,90	2,98	1,48	99,64
0,76	0,30	19,37	1,91	18,50	2,21	1,36	100,68
1,24	1,13	20,29	3,84	3,05	2,08	1,36	99,44
1,67	0,94	25,40	4,48	3,86	2,37	1,79	100,02
1,58	0,75	28,38	3,28	4,41	2,47	1,91	99,78
0,70	0,50	21,57	2,76	16,54	2,08	–	99,68
0,68	0,85	30,84	1,40	2,55	2,91	–	96,88
0,89	0,84	29,30	2,19	3,61	2,49	–	97,84
1,32	0,63	31,50	2,51	2,59	2,81	–	97,80
1,69	1,50	20,96	4,69	2,95	1,76	–	98,28
1,36	0,43	30,19	3,28	4,53	2,59	1,44	99,91
2,42	2,27	18,88	4,79	3,69	1,58	–	98,01

С.П. Плетнева), кампан-маастрихтских *Elhasaella* sp. (обр. В7-39/11, определения Х.М. Саидовой), бентосных фораминифер *Harporagmoides* sp., *Pseudobolivina* sp., *Anomalinoidea* sp., *Dentalina* sp. (обр. В7-22/2, В7-22/5, определения С.П. Плетнева). Количественно планктонные фораминиферы преобладают, а в целом осадок представлял нанофораминиферовый ил с обломками литотамниевых водорослей, формировавшийся в условиях мелководной пелагиали. Нанопланктон в этих образцах представлен *Arkhangelskiella cimbiformis* Vekshina, *Biscutum constans* Gorka Black, *Zigodiscus* sp., *Z. spiralis* Bramlette et Martine.

Эоценовые и миоценовые фосфориты в большей мере связаны с фосфатизацией

Таблица 20

Химический состав фосфоритов плато Огасавара

Компонент	Пределы	Среднее	I(18)	II(4)	III(3)	IV(3)	V(4)	VI(3)
SiO ₂	0,20—23,90	4,51	2 Л	4,83	1,74	20,52	5,21	1,91
TiO ₂	0,00—0,41	0,08	0,05	0,03	0,00	0,29	0,14	0,06
Al ₂ O ₃	0,00—4,71	0,87	0,43	0,40	0,19	4,59	1,23	0,66
Fe ₂ O ₃	0,38—6,07	1,78	1,62	1,52	0,81	4,58	1,89	1,14
FeO	0,00—0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00—1,69	0,33	0,23	0,04	0,04	1,45	0,60	0,09
MgO	0,16—1,56	0,55	0,46	0,45	0,32	1,18	0,72	0,52
CaO	31,26—55,42	49,64	51,50	50,82	53,68	33,34	47,65	51,90
Na ₂ O	0,53—2,42	1,13	1,13	0,91	0,66	1,78	1,27	1,09
K ₂ O	0,04—2,27	0,46	0,30	0,57	0,28	1,64	0,42	0,37
P ₂ O ₅	18,88—33,16	28,03	30,05	30,38	22,30	20,04	26,56	28,40
H ₂ O ⁺	1,40—5,04	3,06	3,09	2,14	2,10	4,44	3,63	2,98
CO ₂	2,55—18,50	6,16	5,02	4,27	16,10	3,23	7,28	7,03
F	1,58—3,25	2,61	2,79	2,76	2,36	1,81	2,46	2,61
SO ₃ *	7—1,91	1,57	1,63	1,44	1,36	1,36	1,79	He опр.
Sr	814—2437	1415	1538	1180	1214	1063	1651	1227
Ba	211—14105	2496	2072	1511	4158	3780	4276	1032
V	73—578	226	236	222	133	214	233	269
La	10—608	205	224	225	103	167	162	295
Ce	10—178	34	152	10	10	56	66	47

Примечание. Типы руд: I — брекчиевые (желваково-щебенчатые, дресвянистые) и песчаные фосфориты, II — фосфоритовые желваки. III — известняково-фосфоритовые брекчин, I — V — глинистые фосфориты, V — слоистые фосфориты, VI — фосфоритовые плиты. В скобках — количество анализов.

Химические анализы выполнены В.Н. Каминской, С.П. Славкиной (ДВГИ); Ba, V, Ce, La определены рентгенорадиометрическим методом М.В. Войтышиной (ПГО "Приморгеология").

наноилов и первично представляли фораминиферовые наноилы (эоцен) или преимущественно наноилы (миоцен).

Анализ флоры кокколитофорид и дискоатеров позволяет заключить, что пространственно (в разрезе) эоценовая и миоценовая фосфатизация были тесно связаны, поэтому наряду с фосфоритами, содержащими только эоценовые и миоценовые комплексы, часты случаи, когда в фосфоритах встречаются смешанные эоцен-миоценовые комплексы нанопланктона.

Эоценовые фосфориты содержат планктонные фораминиферы *Morosovella crater crater*, *Globigerapsis index* (шлиф В7-36/12, В7-39/9), свидетельствующие о накоплении карбонатных илов во второй половине эоцена. Эоценовый возраст подтверждается находкой *Halkyardia* sp. в шлифе В7-22/9. В других образцах эоценовых (по нанопланктону) фосфоритов также присутствуют планктонные фораминиферы, пертерпевшие, однако, значительные вторичные изменения и не позволяющие определить возраст пород. Нанопланктон представлен *Chiasmolithus* sp., *Ch. grandis* (?), *Ch. camaruensis*, *Ligolithus dubius*, *Marthasterias tribrachiatus*, *Discoaster sajanensis*, *D. lodoensis*, *Istmolithus recurvus* (?), *Coccolithus eopelagicus*, *Reticulogenestra* sp. и другими ранне-, средне- и позднеэоценовыми видами (обр. В7-36/10, В7-22/16а, 22/12; В7-3/16b, В7-39/7, -11). Следует отметить совместное присутствие в обр. В7-22/16; i среднеэоценовых *Chiasmolithus oamaruensis* и маастрихтских *Zygodiscus erectus*, указывающих на перемыв верхнемеловых осадков и пространственную сближенность не только эоценовых и миоценовых, но и верхнемеловых фосфоритов.

Миоценовые фосфориты содержат флору *Discoaster variabilis*, *D. D. kugleri*, *D. bolli*

Таблица 24

Химический состав фосфоритов возвышенностей Уеда и Волкано

Компонент	Уеда					Волкано		
	Н-86/18	Н-86/26а	Н-266	Н-86/33	Н-86/22	Н-45/33	Н-45/34	Н-50/59
SiO ₂	5,38	3,80	9,38	11,00	3,86	6,99	1,61	1,97
TiO ₂	0,11	0,16	0,34	0,28	0,20	0,29	0,08	0,21
Al ₂ O ₃	0,00	1,62	2,52	3,07	1,56	2,54	2,58	0,71
Fe ₂ O ₃	3,99	1,96	2,33	2,71	2,51	1,18	1,73	7,21
FeO	0,19	0,27	0,21	0,28	0,43	0,66	0,21	0,23
MnO	0,05	0,13	0,05	0,09	0,11	0,07	0,00	0,24
MgO	1,22	3,52	1,29	1,86	0,63	1,07	1,06	0,51
CaO	47,87	48,43	46,23	44,72	50,98	47,85	52,48	46,78
Na ₂ O	0,71	0,72	0,86	1,31	0,71	0,58	0,45	0,68
K ₂ O	0,54	0,54	0,81	0,67	0,53	0,88	0,24	0,21
P ₂ O ₅	28,75	31,01	26,32	27,63	30,78	30,46	32,68	29,91
H ₂ O ⁺	4,82	3,48	3,95	3,80	2,66	2,42	2,69	2,89
CO ₂	1,79	3,07	3,25	1,59	3,28	1,96	2,15	4,84
F	2,15	2,74	1,51	1,51	2,35	1,84	2,00	2,65
Сумма	96,66	100,30	98,47	98,88	99,60	98,02	99,11	97,92
Вс	не опр.	401	274	321	377	318	333	не опр.

D. brouweri, *D. quingueramus*, *D. pseudovariabilis*, *D. challenger*, *D. aulacos*, *D. surculus*, *D. tanioratus*, *Ceratolithus primus*, *Coccolithus macintyre*, (обр. В7-22/11, 22/14; В7-36/12).

Смешанный эоцен-миоценовый комплекс присутствует в образцах В7-22/11 и В7-36/2, где установлены нанофоссилии *Discoaster quingueramus*, *D. variabilis*, *D. pseudovariabilis*, *D. kugleri*, *D. challenger*, *D. calcaris* (?), *D. surculus* (?), *Ceratolithus* sp., *Helicopontosphaera* sp., характеризующие различные подотделы миоцена и эоценовые — *Discoaster barbadensis*, *D. binodosus*, *Chiasmolithus* sp. Смешение эоценовой и миоценовой фауны происходило, по петрографическим наблюдениям, в наноиле до литификации породы, но в некоторых образцах миоценовых фосфоритов (обр. В7-22/11) установлены небольшие желвачки и обломки более древних фосфоритов с эоценовой микрофлорой *Discoaster barbadensis* и *D. binodosus*. Следует отметить, что эоценовые комплексы нанопланктона представлены преимущественно представителями рода *Chiasmolithus* и другими кокколитами и в меньшей степени — представителями рода

h — — • — — —

ФОСФОРИТЫ ХРЕБТА МИХЕЛЬСОНА

На хребте Михельсона (структуре, соседствующей с плато Огасавара на востоке) фосфориты подняты на гайотах Кастор и Поллукс (см. табл. 23). Оба гайота представляют щелочнобазальтовые вулканические постройки с частично (Кастор) или полностью (Поллукс) выровненными абразией вершинами, покрытыми известняковой шапкой верхнего мела и известковистыми пелагическими красными глинами и туфогенными коричневыми алевроитистыми глинами верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена. Фосфориты занимают в разрезе положение между известняковой шапкой и верхнемиоцен-плиоценовыми глинами и приурочены преимущественно к залегающему в верхах известняковой шапки горизонту калькаренинов: карбонатных песчаников и алевролитов позднемиоценового—позднемиоценового возраста.

Фосфориты, фосфатизированные известняки и железомарганцевые корки драгированы на обоих гайотах, с их вершин и склонов, с глубины 1100—4000 м на гайоте

Таблица 24

Содержание элементов-примесей в фосфоритах плато Огасавара
(7-й рейс нис "Академик Александр Виноградов")

№ пробы	Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	Y	La	Ce	Nd
B7-3/2	42	1454	608	67	17	149	169	—	1
B7-3/3	16	1553	211	122	17	134	98	—	—
B7-3/4	—	1499	329	116	10	286	311	12	107
B7-3/6	—	1518	562	98	30	360	411	72	129
B7-3/16	—	1546	375	83	6	179	204	18	22
B7-22/2	20	1425	840	109	17	204	209	85	39
B7-22/3	—	1485	697	104	19	200	222	119	36
B7-22/4	54	1494	658	186	48	468	419	128	146
B7-22/7	46	1284	591	79	51	578	608	141	132
B7-22/8	73	1524	3881	129	30	193	125	45	—
B7-22/11	11	1518	2054	121	19	266	254	—	42
B7-22/15	83	1506	3884	133	42	324	251	139	—
B7-26/6a	7	1239	391	95	18	144	211	—	24
B7-26/10	—	1065	315	47	5	85	117	—	—
B7-36/4	26	1517	320	83	5	242	238	19	84
B7-36/8	41	1278	345	99	16	238	244	33	107
B7-36/9	18	1549	430	103	25	295	318	21	107
B7-36/10	11	2437	2109	39	11	161	84	—	—
B7-36/12	14	1165	605	164	34	205	262	178	106
B7-36/25	26	1977	465	81	15	157	134	15	21
B7-39/6	26	1451	2175	132	14	155	145	—	—
B7-39/7	48	1501	6089	100	20	94	8	—	—
B7-39/10	25	1025	284	52	7	156	179	—	29
B7-39/12	70	1551	4795	188	33	268	205	—	—
B7-39/14	97	1438	9738	129	32	116	—	—	—
B7-38/18	95	1411	9070	224	44	167	—	—	—
B7-39/10	189	1978	14105	250	79	408	121	—	—
B7-39/24	106	1791	10744	188	32	183	—	—	—
B7-39/29	43	1141	2420	74	18	199	192	—	—
B7-44/58	17	959	382	53	18	101	149	—	—
B7-44/59	21	905	322	79	4	83	122	—	—
B7-44/60	53	946	329	86	5	73	132	—	11
B7-50/19	31	814	482	155	28	285	304	118	222
B7-51/12	120	1615	4950	299	52	561	539	—	137
B7-51/13	42	963	1787	129	17	190	198	50	44

Примечание. Чувствительность анализа для Nd, Sr — 0,002%, для Nb, Ce, Rb, Y, Zr, Ba, La — 0,001 %
Рентгенорадиометрические определения выполнены в ПГО "Приморгеология" М.В. Войтышиной.

Кастор и 1400—4600 м на гайоте Поллукс (см. табл. 4). На ст. Н13-3, -7, -8 (гайот Поллукс, глубины 1400—2900 м) фосфориты были преобладающим типом среди драгированных пород. На больших глубинах (ст. Н13-10, -11) фосфориты драгированы вместе с другими осадочными и вулканогенными породами из шлейфа склоновых брекчий и обычно представлены мелкими обломками, переотложенными в позднемiocен-четвертичных глинах верхней части осадочного чехла подножия гайотов.

Самые крупные из поднятых обломков фосфоритов — уплощенные глыбы, блоки или плиты, достигающие нескольких десятков сантиметров по длине и 20 см по толщине. Они покрыты железомарганцевыми корками толщиной от нескольких миллиметров до 8—10 см.

Среди литотипов фосфоритов наиболее распространены неслоистые желваково

дресвяные песчанистые брекчии, песчанозернистые фосфориты, реже встречаются щебенчатые и желваково-щебенчатые брекчии, слоистые фосфориты с песчано-алсвритовой и пелитовой структурой.

Желваково-дресвянисто-песчанозернистые фосфориты содержат фосфоритовые желваки причудливой формы, размером от долей миллиметра до первых сантиметров, дресву и реже щебень фосфоритов разного цвета (разных генераций), низанные в песчанозернистом или песчаноалсвритовом матриксе и сцементированные фосфатным цементом типа заполнения пор. Цвет фосфоритов разнообразный, но доминируют светло-желтые, палево-желтые, розовато-желтые и светло-коричневые красноватые оттенки. Макроскопически и микроскопически в фосфоритах устанавливаются в подчиненных количествах примесь дресвы и щебня швестняков, обломки полуразложившегося или полностью замещенного смектитом вулканического стекла, базальтов, органогенный детрит криноидей, брюхоногих и двустворчатых моллюсков, в различной степени затронутых фосфатизацией.

В шлифах видно, что подавляющая часть фосфоритов хребта Михельсона сформировалась по первично калькаренитовым песчаникам и дресвяникам. Реликты обломочного карбонатного материала, а также обломки зерен плагиоклазов, вулканического стекла, смектита, базальтов, остатки зубов, костей и чешуи рыб обнаружены в большинстве шлифов фосфоритов. В ряде шлифов обнаружены pellets размером 0,3—0,8 мм, сложенные микрозернистым и коллоидально-зернистым фосфатом, а также кальцитом, представляющие, по-видимому, замещенные фосфатом копрогенные остатки моллюсков и рыб. Фосфатные микрожелвачки включают различные гонкообломочный карбонатный и фосфатный материал, остатки скелетов фораминифер, костей и зубов, сцементированные тонкозернистым и коллоидально-зернистым фосфатом, который также замещает карбонатные фрагменты, что указывает на раннедиагенетическое их формирование в смешанном карбонатном и фосфорит-карбонатном песчаном осадке.

В отличие от плато Огасавара, на гайотах Поллукс и Кастор чрезвычайно развит класс смешанных фосфатно-карбонатных пород, представляющих преимущественно калькарениты с обломками, а часто, с первичными желваками и линзами фосфоритов. Плохо сортированные калькарениты, сложенные неокатанными и полуокатанными обломками известняков алевроит-песчаной размерности, представляющими фрагменты мелководной ракушки моллюсков, морских ежей, известковых водорослей, кораллов, мшанок и других организмов, копрогенных остатков, костей рыб и зубов, смешанные с остатками фораминифер (и нанопланктона) и апобазальтовой силикатной обломочной примесью, содержат причудливой формы желваки первичных фосфоритов, о чем свидетельствуют часто встречаемые нечеткие ограничения желваков.

В этих же шлифах наблюдаются "фронты фосфатизации" с неровными нерезкими и резкими границами, напоминающие "фронты окремнения" в пелагических кремниго-известковистых планктоногенных осадках. Фосфатизированные участки калькаренит-фосфатных пород сохраняют нередко обильные включения незамещенных фосфатом карбонатных фрагментов размером 0,2—0,3 мм, "плавающих" как бы в Назальном фосфатном цементе. Базальная цементирующая масса формировалась осаждением фосфата в некотором объеме известкового ила и замещением в первую очередь мелкого карбонатного материала калькаренита. Никаких следов зонального конкреционного роста фосфатных желваков не наблюдалось. Каждый желвак формировался отложением фосфата из поровой воды практически одновременно в разных его частях, что сходно с формированием диагенетических желваков кремней в мрбонатных нанофораминиферовых илах.

Фактически процесс формирования первичных фосфоритов, который может быть прослежен по шлифам фосфоритов и калькаренитов гор Михельсона, сводится к локальной (очаговой) цементации, сопровождаемой фосфатный метасоматозом карбо-

Таблица 23

Химический состав фосфоритов хребта Михельсона (13-й рейс нис "Академик Александр Виноградов")

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Гайот Поллукс								
7/1	0,80	0,06	0,30	0,33	0,09	0,05	0,36	54,98
7/7	1,10	0,02	0,28	0,39	0,18	0,07	0,34	55,98
7/8	1,20	0,03	0,40	0,26	0,18	0,13	0,49	54,22
7/9	1,20	0,05	0,56	0,46	0,27	0,05	0,40	55,03
7/11	0,82	0,03	0,35	0,51	0,00	0,05	0,32	54,56
7/12	1,10	0,04	0,51	0,86	0,00	0,25	0,44	53,15
7/13	0,80	0,05	0,35	0,49	0,00	0,36	0,44	54,69
7/16	1,10	0,05	0,47	0,47	0,10	0,07	0,34	54,61
7/21	0,90	0,05	0,35	0,53	0,00	0,05	0,31	54,92
7/20	1,10	0,05	0,46	0,59	0,27	0,05	0,34	55,19
8/1	0,60	0,05	0,23	0,88	0,10	0,02	0,32	54,95
8/2	4,63	0,13	1,43	1,21	0,00	0,36	0,65	54,81
8/4	0,40	0,02	0,28	0,56	0,00	0,16	0,34	55,67
8/14	3,93	0,12	1,11	1,31	0,00	0,10	0,56	52,61
Гайот Кастор								
20/2	0,80	0,02	0,16	0,41	0,00	0,00	0,28	55,88
20/7	0,80	0,01	0,20	0,34	0,18	0,02	0,42	56,12

натного разнородного детрита. Часто наблюдаемые следы усыхания коллоидально зернистого фосфата с сетью микротрещин ("такрыные поверхности") свидетельствуют о химическом (или биохимическом) отложении фосфата отдельных слоен желваков из коллоидных иловых растворов.

Тектурные признаки позволяют предположить растворение части не замещенных карбонатных обломков в фосфоритах и известковых фосфоритах, приводящее наряду с деятельностью сверлящих бентосных организмов (моллюсков и губок) к появлению характерных дырчатых поверхностей "хардграунда", а также к обогащению фосфоритов — второго фактора (наряду с вымыванием легких фракций при перемыве полулитифицированного осадка) обогащения фосфоритового горизонта.

По данным рентгеновского дифрактометрического изучения, в составе фосфоритов преобладает франколит, встречаются кварц, доломит, кальцит, плагиоклазы, барит. Судя по наблюдениям в шлифах кварц формирует микролинзочки и диагенетические выделения неправильных очертаний, размером до 0,6—0,8 мм, с микрокварцитовой структурой. Как и в фосфоритах плато Огасавара, повсеместно наблюдаются включения железомарганцевых микроконкреций и хлопьевидных выделений, а также каймы железомарганцевых окислов вокруг фосфатных обломков и желваков в желваково-древянисто-песчаных фосфоритах.

Химический состав фосфоритов хребта Михельсона (табл. 23) близок к составу фосфоритов плато Огасавара, отличаясь в среднем более низкими содержаниями кремнезема, глинозема, окислов железа, магния, что свидетельствует о меньшем содержании силикатной апобазальтовой обломочной и глинистой примесей. Высокие содержания CO₂ и Ca (особенно в фосфоритах гайота Кастор) свидетельствуют о том, что основной примесью в фосфоритах хребта Михельсона является кальцит, состоящий по нормативному пересчету в среднем около 5—6%. Среднее содержание фосфорного ангидрида на гайоте Поллукс 29,9%, на гайоте Кастор 21,2%. Высокие содержания серы, связанной преимущественно в барите, позволяют предположить около 1,5—2% примеси барита.

Возраст фосфоритов хребта Михельсона, как и фосфоритов Огасавара, поздне меловой—миоценовый. В фосфатизированных известняках (калькаренитах) ст. Н13-4

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	CO ₂	F ⁺	SO ₃	SrO	Сумма
Гайот Поллукс								
0,89	0,12	28,97	2,05	5,54	2,89	1,07	0,20	97,04
0,93	0,10	30,63	1,89	5,34	2,85	0,99	0,00	99,44
0,91	0,14	30,45	1,67	5,85	2,88	0,93	0,20	98,27
0,89	0,20	29,53	2,75	5,30	2,83	0,95	0,00	98,83
1,26	0,16	32,47	1,50	0,00	2,75	1,03	0,19	94,43
1,08	0,18	31,64	2,30	3,12	2,98	1,08	0,20	97,20
0,90	0,14	28,73	2,19	6,62	2,58	1,14	0,21	98,20
0,95	0,18	31,90	2,10	3,32	2,84	1,05	0,23	98,13
1,06	0,14	31,78	2,42	3,29	2,82	1,01	0,00	98,10
0,85	0,16	29,52	2,43	5,71	2,48	0,94	0,21	98,91
0,62	0,12	30,24	1,79	7,25	3,13	0,59	0,17	99,25
1,28	0,62	26,95	2,88	1,60	2,85	1,33	0,00	99,08
0,71	0,14	24,37	1,79	13,25	2,86	0,48	0,00	99,37
0,87	0,38	31,24	0,06	2,56	2,94	0,87	0,16	97,12
Гайот Кастор								
0,55	0,06	20,62	0,96	17,52	3,01	0,66	0,14	99,33
0,64	0,11	21,81	2,46	6,08	2,17	0,65	0,16	90,91

гайота Поллукс установлены переотложенные маастрихтские планктонные фораминиферы *Globotruncana mayaroensis* Bolli [Плетнев, Бирюлина, 1989; Плетнев, 1990]. Эти же фораминиферы встречаются в переотложенном состоянии в более молодых плейстоценовых илах на ст. Н13-7 и Н13-4, на вершинном плато гайота Поллукс, что позволяет считать смену стадии атолла стадией гайота, происшедшей примерно в позднем мелу. Фосфориты ст. Н13-7, -8 содержат ранне-, средне- и позднемиоценовые дискоастеры *Discoaster variabilis*, *D. kugleri*, *D. bolli*, *D. brouweri* в более темноокрашенном матриксе породы и эоценовые кокколлиты преимущественно рода *Chiasmolithus* в более светлых обломках и желвочках фосфорита из этих же образцов.

На гайоте Кастор (ст. Н13-16) на вершинном плато также установлены планктонные маастрихтские фораминиферы *Globotruncana mayaroensis*. Косвенное указание на пелагический планктоногенный характер седиментации в эоцене на гайоте Кастор дают находки среднеэоценовых планктонных фораминифер, найденных в переотложенном состоянии в туфоалевролитах ст. Н13-12 у подножия гайота, где *Pseudoglobotruncana primitiva* Fin., *Acarinina Soldadoensis* Bron., *A. acarinata* Sub. встречаются вместе с бентосными фораминиферами *Pullenia quinqueloba*, *Stilostomella subspinosus*, указывающими на гораздо меньшие глубины — средней и нижней батналя [Плетнев, Бирюлина, 1989]. Поэтому есть все основания предположить те же три этапа мелководной планктонной седиментации на гайотах хребта Михельсона (позднемеловой, эоценовый и миоценовый) и связанной с ними первичной фосфатизации, как и на гайотах соседнего плато Огасавара.

ФОСФОРИТЫ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

На Магеллановых горах изучались фосфориты, драгированные со склонов гайотов ТОЙ и ДВГИ (см. рис. 8, табл. 5). Оба гайота представляют собой плосковершинные вулканические горы, возвышающиеся на 3,5—4 км над ложем океана, с вершинными поверхностями, находящимися на 1500—2000 м ниже уровня моря. Гайоты построены кварц-нормативными и оливиновыми толеитовыми базальтами, щелочными базальтоидами, гнаюкласитами, туфами и осадочными породами: брекчиями, песчаниками,

Таблица 24

Содержание элементов-примесей в фосфоритах хребта Михельсона и Магеллановых гор
(13-й рейс нис "Академик Александр Несмеянов")

Элемент	Гайот Поллукс					Гайот ТОЙ		Гайот ДВГИ
	IP	7/16	7/6	8./1	8/3	85/16	85/20	97/19
Fe	0,50	0,47	1,70	0,42	0,50	0,86	0,66	1,50
Na	0,90	0,90	1,50	0,53	0,70	0,80	0,70	1,50
Ba	500	2900	630	200	500	720	140	850
La	70	134	247	46	ПО	III	221	185
Ce	11	19	56	7	18	24	22	37
Nd	400	481	128	300	387	10	83	121
Sm	3,3	8,1	32	3,8	7,1	11	9,8	27
Eu	0,8	2,1	8,8	1,1	1,8	3,2	3,2	6,7
Tb	1,9	0,66	2,1	0,58	1,9	1,2	0,79	1,8
Yb	6,4	12	21	3,2	8,0	13	15	12,8
Lu	0,8	1,8	2,9	0,66	0,9	1,7	2,2	1,9
Zn	68	71	109	81	80	91	78	93
Cr	22	36	7,1	10	54	7,4	5,5	29
Co	11	12	158	6,8	2,1	34	7,1	25
As	10	4,6	16	5,6	7,5	10	8,7	15
Sb	3,7	2,8	7,0	2,2	2,5	2,6	2,2	2,9
Te	10	10	11	10	10	11	130	25
Se	1,0	5,5	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Au	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,045	0,038
U	4,4	6,9	12	8,0	13	14	3,0	12
Th	0,43	1,3	7,6	0,56	2,0	1,2	1,0	2,9
Sc	2,0	5,1	9,6	2,1	3,2	8,6	7,8	13
Cs	1,0	0,32	1,7	0,63	0,45	0,52	1,0	2,3
Hf		1,0	1,9	0,6	1,3	1,0	1,1	1,8
Ta	1,0	1,0	0,1	0,55	1,0	1,0	1,0	0,47

Примечание. По сообщению Г.Н. Батурина.

алевролитами и глинами, источником которых служили продукты разложения и эрозии пород магматического фундамента гайота. Вершины обоих гайотов покрыты шапками мелководных кораллово-рудисто-мшанково-водорослевых известняков мелового возраста, известняковых, известняково-вулканических брекчий и шламовых известняков, в значительной мере фосфатизированных, общей мощностью 700—1300 м.

Фосфориты драгированы с глубин 1600—5000 м на шести станциях на гайоте ТОЙ и на четырех из пяти станций на гайоте ДВГИ. Наиболее представительный материал получен из верхней части западного склона гайота ТОЙ (ст. Н13-85, -86), средней части западного склона (ст. Н13-90) и на восточном склоне (ст. Н13-97, -98) гайота ДВГИ. Как на плато Огасавара и хребте Михельсона, на Магеллановых горах коренные фосфориты приурочены к шапке рифогенных известняков, калькаренигов и вулканитовых осадочных брекчий. В драгированном материале фосфориты и фосфатизированные известковые породы преобладают над чисто карбонатными породами. Кроме известняков, вместе с фосфоритами подняты гиалокластиты, базальты, граувакковые песчаники, глины, железомарганцевые корки и конкреции (табл. 24).

Образцы фосфоритов представлены щебнем, глыбами и плитами, покрытыми пленками или корками железомарганцевых окислов, а также встречаются в виде линз, слойков в железомарганцевых корках и в ядрах железомарганцевых конкреций. Фосфатный материал также встречается в виде выполнения пор, трещин в базальтах и цемента в вулканитовых и смешанных вулканито-осадочных брекчиях, что есте

ственно в условиях тесной пространственной близости вулканитовых брекчий и фосфоритов. На Магеллановых горах встречены те же типы фосфатопроявлений и фосфоритов, что на горах Михельсона. Наиболее распространены желваково-дресвянисто-песчаные фосфориты и песчанозернистые; встречаются слои с алевроитовой и пелитовой структурами. Слоистые фосфориты встречаются гораздо реже, слоистость тонкая горизонтальная и пологокосая. В некоторых образцах отмечаются градиционно-слоистые структуры, с постепенным переходом от песчанозернистых к пелитовым фосфоритам. Большинство фосфоритов представлены первичнообломочными породами — шламовыми известняками или фосфатно-известняковыми песками, подвергшимися перемыву, фосфатной цементации и фосфатному метасоматозу карбонатных обломков. В нескольких шлифах фосфоритов (ст. Н13-85, -97) наблюдалась фосфатизация по фораминиферовым илам. Кроме фораминифер, в фосфоритах встречаются другие органические остатки: известковые и замещенные фосфатом скелеты мшанок, ворослей (?), рассеянные фрагменты костей, зубов и чешуи рыб.

В одном из образцов (ст. Н13-85/4) установлены неравномерно рассеянные в породе ромбоздрические кристаллы диагенетического доломита размером 0,15—0,25 мм, составляющие до 7—8% от площади шлифа.

По данным рентгенодифрактометрического изучения основным порообразующим минералом фосфоритов является франколит. По наблюдениям в шлифах можно предполагать присутствие и аморфных фосфатов (коллофана). Примеси представлены обломочными плагиоклазами, основными вулканическими стеклами, смектитом, гидрогетитом, гидрослюдой, аутигенными диагенетическими — баритом, филлипситом и кварцем. Как и на плато Огасавара, хребте Михельсона, здесь отмечается тесная пространственная ассоциация фосфоритов и железомарганцевых корок.

Химический состав фосфоритов гайотов ТОЙ и ДВГИ (табл. 25) близок к составу фосфоритов плато Огасавара (табл. 26) по содержаниям большинства окислов. Содержание фосфорного ангидрида в среднем составляет 28,5%, что позволяет считать фосфориты Магеллановых гор богатыми рудами.

В 1992 г. экспедицией на судне Дальморгеологии "Геолог Петр Антропов" фосфориты были драгированы с гайота Находка. Обломочный шлейф фосфоритов с оксидными корками распространен почти повсеместно по периметру верхних частей склона гайота с небольшими перерывами, если ориентироваться на немногочисленные отобранные драги. Судя по количеству обломков фосфоритов в поднятом драгами материале (до 60—70% объема), насыщенность шлейфа ими иногда весьма значительная. Это может служить указанием и на значительное (участками) развитие фосфоритов в коренном залегании. Видимо, такая ситуация зависит, кроме прочего, и от довольно большой мощности карбонатной "шапки". \

Подавляющая часть изученных фосфоритов относится в той или иной степени к фосфатизированным карбонатным осадкам — нанофораминиферовым илам, наноилам. В принципе именно подобные осадки, естественно литифицированные, и составляют карбонатную "шапку" гайота Находка. Не установлены однако фосфатные породы стадии острова-атолла, что вызвано, скорее, не действительным их отсутствием, а недостаточной степенью изученности, ибо редкие образцы известняков рифового типа, не фосфатизированные, были подняты. В резко подчиненном количестве встречены фосфатные брекчии в виде единичных образцов, а также и слоистые их разновидности, что опять-таки объясняется практическим отсутствием в привершинной части выходов вулканитов.

Преобладающие разновидности фосфоритов, образованные фосфатизацией нанофораминиферовых илов, реже наноилов, включают обычно небольшое (до 2—5%) количество обломков вулканитов и реже — более древних фосфоритов. Окраска их преимущественно серая, желтовато-серая, реже — красноватая, коричневатая. Различаются разновидности более крепкие, плотные и более мягкие, царапающиеся ногтем.

Текстуры преобладают массивные, изредка нечетко слоистые, сравнительно одно-

Таблица 25

Химический состав фосфоритов Магеллановых гор (13-й рейс нис "Академик Александр Несмеянов")

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Гайот ТОЙ								
77/64-1	2,16	0,05	0,20	0,45	0,00	0,08	0,56	51,63
77/64-2	2,81	0,05	1,09	0,57	0,00	0,04	0,57	51,37
77/64-3	8,24	0,21	1,41	2,49	0,08	2,38	0,77	45,76
77/64-4	7,92	0,20	1,28	2,44	0,00	1,69	0,87	50,97
84-12/7	0,80	0,01	0,09	0,29	0,27	0,16	0,29	56,02
85/3	1,81	0,12	0,88	0,66	0,09	0,22	0,54	54,08
85/4	2,21	0,08	0,62	0,83	0,00	0,21	1,05	54,03
85/5	2,61	0,08	0,60	0,98	0,00	0,05	0,46	54,55
85/12	5,34	0,20	1,41	1,91	0,08	0,32	0,87	48,12
85/13	4,87	0,26	1,29	0,81	0,07	0,06	0,60	51,53
85/16	3,21	0,10	0,74	1,15	0,00	0,30	0,61	51,49
85/17	2,66	0,07	0,43	1,05	0,00	0,13	0,67	52,92
85/20	1,50	0,07	0,27	0,55	0,22	0,00	0,48	52,92
86/1	3,26	0,14	0,96	0,93	0,10	0,13	0,65	54,80
86/4	5,03	0,15	1,41	1,07	0,00	0,11	0,65	49,19
86/5	6,33	0,36	1,63	2,61	0,00	1,66	1,09	45,88
87/1	10,83	0,42	1,79	3,40	0,00	0,60	1,03	41,86
Гайот ДВГИ								
97/19	4,64	0,17	1,68	1,91	0,00	0,27	1,02	48,30
97/21	7,23	0,22	1,36	1,35	0,00	0,10	0,64	51,42
Гайот Находка								
1011	2,93	0,10	2,58	1,78		2,74	1,66	48,23
1012	1,35	0,06	1,06	1,19		0,24	1,01	50,80
1016А	0,61	0,00	0,82	0,93		0,44	2,08	51,06
1019	2,54	0,20	2,82	0,92		0,62	1,69	48,11
1023А	0,94	0,00	1,02	1,71		0,35	1,89	51,00
1025 Б	1,60	0,00	1,10	0,72		0,15	1,25	51,68
1048А	2,02	0,26	1,72	2,02		0,26	0,33	50,39
1059А	0,50	0,20	1,00	1,66		0,56	0,36	53,55
1048Б	6,73	0,24	4,00	4,91		0,82	1,60	41,18

родные, иногда сгустковые. В некоторых разностях развита тонкая пористость, (выщелоченные остатки фораминифер?). Структуры визуально преимущественно тонкозернистые до мелкозернистых (за счет остатков фораминифер).

Различная степень фосфатизации проявлена на фоне базового нанофораминиферового известняка, включающего варьирующие количества остатков фораминифер алевроитовой размерности и основной тонкозернистый матрикс, в котором в оптический микроскоп при обычных увеличениях другие органические остатки чаще не видны, но при растворении или электронно-микроскопическом изучении обычно устанавливаются многочисленные кокколитофориды. Некоторые разности почти ж содержат остатки фораминифер и, соответственно, представляют собой, видимо, фосфатизированный наноил. В пористых разностях поры отчасти, вероятно, представляют выщелоченные фораминиферы, отчасти вулканические обломки. Другие органические остатки встречаются крайне редко — это кости позвоночных, преимущественно рыб, изредка части скелетов морских ежей.

Фосфатизация развивается неравномерно, но довольно часто охватывает до 20—97% объема, когда сохраняются редкие точечные включения карбоната. Она не захватывает обломки вулканитов, естественно, и более ранних фосфоритов. Фосфат

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	CO ₂	F ⁻	SO ₃	SrO	Сумма
Гайот ТОЙ								
1,08	0,26	30,01	1,97	8,72	2,83	0,72	0,16	99,24
0,93	0,19	29,97	2,17	2,60	3,03	0,58	0,17	94,39
1,29	0,73	24,90	5,11	3,04	2,50	1,02	0,19	98,60
1,65	0,74	24,45	3,24	0,47	2,68	0,89	0,22	98,16
0,88	0,07	29,58	2,06	5,30	3,03	1,09	0,22	98,41
0,90	0,33	29,09	2,44	4,57	3,15	0,94	0,20	98,20
1,06	0,30	29,87	2,01	3,69	2,86	1,13	0,15	98,44
1,03	0,25	30,04	2,30	2,53	2,87	0,95	0,19	97,83
1,13	0,53	28,05	3,16	4,01	2,85	0,85	0,21	97,39
0,99	0,45	29,02	2,62	3,05	3,03	0,82	0,18	97,90
1,04	0,20	28,35	3,10	5,21	2,85	0,98	0,15	97,83
1,11	0,34	30,51	2,94	2,28	2,68	1,02	0,16	97,41
1,94	0,55	30,75	2,45	3,28	1,52	1,07	0,14	97,71
2,18	0,83	29,56	2,55	1,05	2,15	0,84	0,14	99,03
2,02	0,77	29,76	2,32	2,49	2,31	0,87	0,15	97,46
1,42	0,49	26,60	2,97	4,65	2,51	1,00	0,15	97,90
1,61	1,03	24,27	2,20	2,60	2,26	2,16	0,19	94,94
Гайот ДВГИ								
2,45	0,98	28,49	2,83	3,06	2,48	0,96	0,12	97,92
1,18	0,45	28,15	2,50	2,04	2,66	0,81	0,15	98,72
Гайот Находка								
1,47	0,40	26,66	2,80	4,76	2,75	1,90	-	99,61
1,57	0,29	28,78	2,31	7,32	3,13	2,05	-	99,85
1,83	0,28	29,28	3,95	5,61	2,75	1,74	-	100,23
1,79	0,39	29,03	5,16	3,77	2,85	1,20	-	99,90
1,79	0,23	28,82	3,36	5,38	2,50	1,76	-	99,62
1,61	0,36	30,56	3,16	4,64	2,98	1,15	-	99,71
2,02	0,51	29,19	3,15	6,04	2,20	1,06	-	100,25
1,69	0,29	29,62	3,71	3,57	2,79	1,80	-	100,13
1,06	0,74	28,15	4,98	3,57	2,00	1,14	-	100,28

скрытокристаллический, изотропным, светло-серый, если не окрашен гидроксидами железа и марганца.

Крайне редкие брекчиевые фосфориты отличаются только присутствием большого количества обломков вулканитов, не затронутых в основном фосфатизацией, а также обломков более ранних фосфоритов. Последние ничем не отличаются от основной неравномерно фосфатизированной массы по нанофораминиферовому илу, только более часто окрашены гидроксидами железа и марганца и более плотные, крепкие. Размеры обломков изменяются от 1—2 мм до 3—4 см в поперечнике, количество их достигает 40—50% объема породы. Форма их угловатая, изредка полуугловатая.

Редкие слоистые разности в составе фосфоритового субстрата корок преимущественно относятся к фосфатным брекчиям. Обычно видно не более двух слоев, которые различаются количеством и размерами обломков, отчасти окраской основной массы. Границы слоев обычно резкие, иногда заметно волнистые. Видимые мощности не превышают 2—3 см. Характерно, что иногда обломки вулканитов интенсивно замещены гидроксидами железа и марганца черного цвета.

Устанавливается в редких образцах заполнение трещин в фосфоритах новым

Таблица 26

Средний химический состав фосфоритов западной части Тихого океана

Компонент	Район Огасавара				Хребет Михельсона (16)	Магеллановы горы (19)	Среднее по Западной Пацифике (78)
	Плато Огасавара (35)	Возвышенности на океанических бортах желобов		Среднее (43)			
		Уеда (5)	Волкано (3)				
SiO ₂	4,51	6,66	3,52	4,69	1,33	4,41	3,93
TiO ₂	0,08	0,24	0,19	0,11	0,47	0,15	0,19
Al ₂ O ₃	0,87	2,03	1,94	1,08	0,46	1,01	0,94
Fe ₂ O ₃	1,78	2,69	3,37	2,00	0,60	1,34	1,55
FeO	0,00	0,32	0,37	0,06	0,09	0,05	0,07
MnO	0,33	0,9	0,10	0,29	0,13	0,44	0,29
MgO	0,55	1,70	0,88	0,71	0,39	0,70	0,64
CaO	49,64	47,70	49,02	49,37	54,84	50,91	50,87
Na ₂ O	1,13	0,86	0,57	1,06	0,93	1,37	1,11
K ₂ O	0,46	0,62	0,44	0,48	0,19	0,50	0,42
P ₂ O ₅	28,03	28,93	31,01	28,34	28,81	28,51	28,48
H ₂ O ⁺	3,06	3,73	2,67	3,11	1,96	2,68	2,77
CO ₂	6,16	2,60	2,98	5,52	5,78	3,40	5,06
F ⁻	2,61	2,04	2,16	2,51	2,80	2,65	2,60
SO ₃	1,57	Не опр.	Не опр.	1,57*	0,93	0,99	1,30
SrO	0,16	"	"	0,16*	0,13	0,17	0,16

*Принято по среднему значению для плато Огасавара.

Примечание. В скобках - число проанализированных проб.

обычно белой или серой окраски фосфатизированным нанофораминиферовым илом. Ширина трещин, иногда включающих угловатые обломки каркаса, до 4—5 см при присутствии и заполненных трещин всего около 1—2 мм шириной. Трещины проникают в породу на глубину до 10—12 см. В целом иногда создается поэтому впечатление не только механического, но и активного внедрения органического материала, своеобразной инфильтрации.

Вещественный состав фосфоритов гайота Находка иллюстрируется рядом химических анализов (см. табл. 25), которые (не претендуя на средние характеристики) тем не менее дают достаточно определенную картину. В случае достаточно интенсивной фосфатизации содержания пятиокси фосфора колеблются в пределах 25—31%, что указывает на сравнительно высокое качество. Содержание оксидов алюминия, кремния, железа и магния невелики в преобладающих карбонатных фосфоритах, что, видимо, допускает (при облагораживающем обжиге) использование для производства водорастворимых удобрений.

Содержания фтора достаточно высоки, как обычно в фосфоритах подводных гор, что постоянно указывает на карбонат-фторapatитовый характер фосфатного минерала. Повышенные содержания серы связаны преимущественно не с присутствием сульфидов, а барита, примесь которого в виде тонкоигольчатых кристаллов достигает десятых долей процента.

К юго-востоку от изученных нами фосфоритов, на подводных горах Ита-Маитаи и ИОАН, в 9-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" фосфориты были подняты и изучены сотрудниками ГИН АН СССР [Лисицына и др., 1988], использовавшими, кроме материала драгирования, и наблюдения с подводных аппаратов "Пайсис". Ими установлено, что фосфатизация носит пятнистый характер, наблюдается в коренном залегании до глубин, по крайней мере, 2000 м, а фосфатизированные известняки

встречены в драгах и глубже (до 4000 м и более). По структурно-текстурным признакам, на гайотах ИОАН и Ита-Маитаи Н.А. Лисицына с соавторами [1988] выделяют: фосфатизированные оолитовые известняки; биокластические (рудистовые, кораллово-водорослевые, эхиноидные), фосфатизированные известняки; фораминиферо-нанопланктонные фосфатизированные известняки, которые приурочены к осадочным шапкам гайотов. Также встречаются и другие формы фосфатопоявлений: выполения везикул, пор и трещин в базальтах, фосфатный цемент в базальтовых и смешанных базальт-лититовых брекчиях, фосфоритовые ядра железомарганцевых конкреций, смешанные фосфорит-известняковые и фосфорит-базальтовые брекчии. В минеральном составе фосфоритов эти авторы отмечают две минеральные разновидности апатита: дернит (натрий-сульфатапатит) и франколит. Реже встречается гидроксил-апатит. Содержание P_2O_5 (в 20 проанализированных образцах фосфоритов) варьирует от 21,6 до 30,4%.

В отличие от гайотов ДВГИ и ТОЙ, где в калькаренидах и фосфоритах наблюдались только единичные фосфатизированные оолиты, в гайотах ИОАН и Ита-Маитаи оолитовые фосфориты представляют лагунно-рифовую фацию одной из наиболее древних на гайотах Западной Пацифики осадочной толщи (апт), затронутой фосфатизацией. На гайотах Ита-Маитаи и ИОАН фосфатизированы карбонатные породы от верхов нижнего мела до эоцена включительно, и, по заключению Н.А. Лисицыной и др. [1988], фосфатизация происходила не ранее миоцена. Верхняя возрастная граница фосфатонакопления определяется по налеганию пород позднего миоцена на фосфатизированные более древние карбонатные породы шапки гайотов. Отметим, что здесь, как и на гайотах Огасавара и хребте Михельсона ряд образцов фосфоритов содержит смешанные эоцен (ранний эоцен)-миоценовые комплексы фораминифер и нанопланктона.

Существование нескольких генераций фосфатов отмечается также и на Магеллановых горах. Поэтому вряд ли следует связывать образование фосфоритов Ита-Маитаи и ИОАН с одной миоценовой фосфатизацией, затронувшей породы шапки разных возрастных уровней. Вопрос об этапности фосфатизации на Магеллановых горах еще требует разрешения, но литологическое сходство фосфоритов и фосфатопоявлений на гайотах Западной Пацифики (при некоторых больших различиях) склоняет к поиску общих причин фосфатообразования на всех этих гайотах.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ ПЛАТО ОГАСАВАРА, ХРЕБТА МИХЕЛЬСОНА, МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ФОСФАТНОСТИ

Фосфатопоявления на подводных горах Западной Пацифики по многим внешним признакам отличаются как друг от друга, так и от лучше изученных кайнозойских фосфоритов на континентальных шельфах, что породило различия во взглядах на их происхождение.

Многие фосфориты подводных гор (стяжения, корки и плиты и др.) рассматриваются как результат фосфатного метасоматоза рифовых и нанофораминиферовых известняков на поверхностях хиатусов под воздействием фосфатов глубинных холодных океанических вод, привносимых в зонах надгайотных или приостровных апвеллингов [Heezen et al., 1973a; Лисицына, 1988].

В других случаях образование миоцен-плиоценовых фосфоритов на атоллах связывается с метасоматозом известняков и других пород осадочной шапки и подстилающего фундамента фосфатами, привносимыми при инфильтрации птичьего гуано [Marine..., 1986; McKelvey, 1986a].

Фосфатизацию известняков и магматических пород (базальтовых стекол и базальтов), наблюдавшуюся на подводных горах Мид-Пацифик, плато Капингамаранги и

др., под воздействием гидротермальных растворов предполагают В.Г. Сафонов [1982], В.Н. Свальнов и В.В. Матвеенков [Sval'nov, Matveenkov, 1986] и некоторые другие исследователи.

С раннедиагенетической фосфатизацией сравнительно мелководных нанофор-1 миниферовых илов в трещинах, кавернах и порах в базальтах, брекчиях и рифогенных известняках за счет ресурса фосфора мягких тканей планктонных организмов связывают образование фосфоритов Мид-Пацифик и гайота Милуоки Э.Л. Школьник и Г.Н. Батуринов [1986, 1987]. При этом процессе предполагается стягивание к центрам, где происходит "бактериальный распад мягких тканей" фосфора не только из порового пространства планктонного ила, но и наддонной воды [Школьник, 1989].

Связь с пригайотными апвеллингами и накопление по механизму, тождественному с фосфатонакоплениями на континентальных шельфах (по Г.Н. Батуринову [1978]), предположены для фосфоритов плато Огасавара [Волохин и др., 1987, 1988; Васильев и др., 1989].

Решение вопроса о природе фосфатонакоплений на подводных горах Западной Пацифики заключается в выборе или модификации, наиболее совместимой с имеющимся геологическим материалом, представленным в предыдущих главах.

Гипотеза, связывающая фосфатизацию известняков с инфильтрацией, гуано, вряд ли применима для объяснения происхождения изученных фосфоритов, поскольку рассматриваемые подводные горы были гайотами по крайней мере с начала сенона, постепенно погружавшимися почти до конца миоцена, после чего их погружение резко ускорилось. Этапы фосфатизации, зафиксированные в нанофораминиферовых илах позднемелового, эоценового и миоценового возраста, судя по петрографическим наблюдениям, связаны с диагенезом еще нелитифицированных илов этого возраста, а метасоматоз каркасных рифовых известняков апт-туронского возраста вряд ли можно связать с накоплениями птичьего гуано, так как самих птиц и птичьих базаров в это время еще не существовало.

Мы не располагаем данными, подтверждающими активную гидротермальную деятельность на гайотах Огасавара, Михельсона, Магеллановых гор в позднемеловую, позднепалеоцен-эоценовую и миоценовую эпохи. Активный вулканизм, по-видимому, закончился к аптскому времени, имея результатом магматические основания островов-атоллов, после чего сформировалась довольно мощная (от нескольких сотен метров до 1,5 км) шапка каркасных рифовых известняков. Накопление мелководного пелагического карбонатного комплекса началось после погружения атоллов и возникновения надгайотного апвеллинга. Нет свидетельств такой длительной жизни активных магматических очагов (от раннего мела до конца миоцена) на гайотах Огасавара, Магеллановых гор и хребта Михельсона, если не считать сами фосфориты их продуктом. Фосфатный метасоматоз вулканических стекол и базальтов, по-видимому, достаточно редкое явление и нами отмечался только в южной части Императорского хребта. Сам по себе он не может служить доказательством гидротермальной природы растворов, так как ортофосфорная кислота достаточно агрессивна и может приводить к фосфатизации силикатов и при низких температурах растворов.

В качестве данных, подтверждающих гидротермальную природу фосфоритов подводных гор Маркус-Неккер, используются материалы по изотопному составу кислорода [Сафонов, 1982], которые дают значения от 23,5 до 36‰. Эти температуры ранее считаны по уравнению А. Лонджинелли (1965—1966 гг.), которое позднее было пересмотрено А. Лонджинелли и С. Нути (1973 г.). Принятый в расчетах изотопный состав кислорода морской воды предполагался тождественным современному [Сафонов, 1982]. Перерасчет данных В.Г. Сафонова по новой температурной шкале [Longinich 1981] дает значительно более низкие температуры (от 13,5 до 26,3°C) для пяти из шести изученных образцов и 32,3°C — для образца со ст. 6017, который, возможно, отражает условия перекристаллизации фосфата в момент окварцевания гиалокластита, либо связан с контаминацией кислорода фосфата кислородом кварца в про-

цессе фторидного разложения трудно разделимых смешанных агрегатов фосфата и кварца.

В эпохи эвстатического подъема уровня моря, которое, скорее всего, связано с потеплением и таянием ледниковых шапок, изотопный состав кислорода воды океана мог быть заметно (на 2‰) ниже. Введение в расчет температур облегченной по кислороду морской воды дает еще более низкие температуры: от 10 до 23°C при составе кислорода воды, равном 1‰ *SMOW*, и от 6 до 19°C при 5¹⁸O, равном 2‰ *SMOW*. Такие температуры вполне достижимы при отложении фосфоритов на относительно мелководье, в приэкваториальной зоне, в пределах которой происходило перемещение гайотов с мела до настоящего времени [Heezen et al., 1973]. Последовательное отложение, замещение карбонатных фрагментов и перекристаллизации фосфатного материала на протяжении истории формирования фосфоритовых горизонтов, связанные с изменениями глубины, среды диагенеза и температуры растворов, еще более осложняют интерпретацию изотопного состава кислорода фосфатов.

Гипотеза фосфатизации рифовых и планктоногенных нанофораминиферовых известняков предполагает длительное воздействие гидрогенного фосфора, привносимого апвеллинговыми течениями [Ames, 1959] в периоды фактического прекращения осадконакопления и становления хардграундов [Heezen et al., 1973a]. Длительные эксперименты, проведенные Р. Гулбрандсеном с соавторами [Gulbrandsen et al., 1984], предварительно позволяют считать этот механизм вполне реальным [Лисицына и др., 1988]. Недостаточная концентрация фосфора в глубинных водах современного океана [Батурин, 1978] еще не может служить основанием, чтобы отрицать возможность накопления значительно более высоких содержаний фосфатов в океанах прошлого. Предполагается, что условия стагнации и накопления фосфора в глубинных водах предшествовали активизации апвеллингов и выходу глубинных вод на шельфы, стимулировавшему фосфоритообразование в удаленных районах земного шара. Гидродинамическая перестройка, таким образом, предположительно считается причиной глобальных эпох фосфогенеза в венд-кембрийское время и вблизи границы мела и палеогена [Cook, Cook, 1985]. В этом подходе, который можно назвать "гидрогенной метасоматической концепцией", есть некоторое противоречие. Привнос фосфора предполагается с апвеллинговыми течениями, стимулировавшими накопление планктоногенной шапки, сама же фосфатизация не связана с деструкцией органического вещества планктона, а с длительным воздействием гидрогенного фосфора на поверхности перерывов, т.е. в периоды, когда планктоногенные осадки длительно не накапливались. Формирование фосфоритов по этому механизму должно было находиться в противофазе с периодами эвстатического подъема уровня моря, апвеллинга и накопления планктоногенной карбонатной шапки, совпадая по времени с периодами неотложения и размыва ранее накопившихся осадков.

Гораздо более увязанной с петрографическими типами и возрастами фосфоритов является концепция диагенетического фосфатонакопления в илово-водной фосфатной среде, создаваемой в результате деструкции органического вещества отмершего известкового планктона, накапливавшегося на вершинах и склонах гайотов, на относительно мелководье (до 300—400 м). Фосфориты на гайотах Огасавара, хребта Михельсона и Магеллановых горах представлены преимущественно желваково-дресвянисто-песчано-зернистым типом [Волохин и др., 1988], в котором можно различить две-три генерации фосфата, в основном франколита, различающихся цветом, структурой и(или) временем фосфатизации. По замещенным фораминиферам, кокколитофоридам и дискоастерам устанавливаются верхнемеловая, эоценовая и миоценовая генерации фосфата.

Наряду с фосфоритами этих уровней распространены фосфориты, где присутствуют мел-эоценовые и эоцен-миоценовые смешанные комплексы. В последнем случае эоценовые кокколиты и дискоастеры встречены в обломках и микрожелваках фосфоритов более ранней генерации, а миоценовые — в фосфатизированном мат-

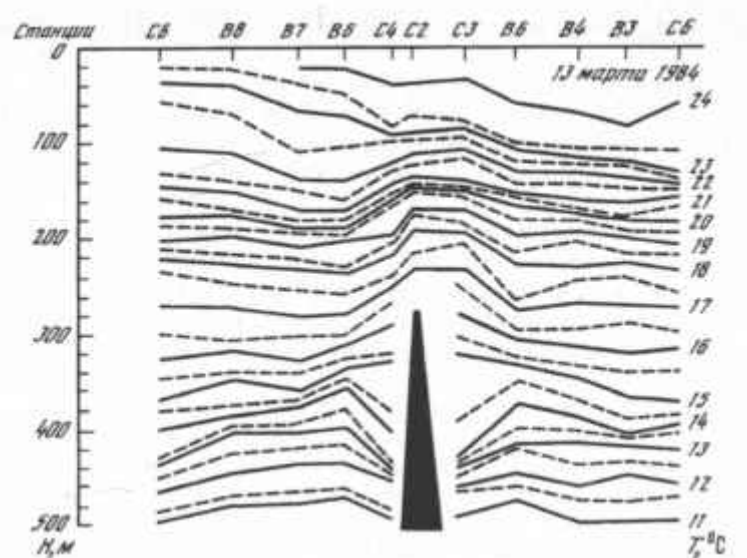


Рис. 34. Термическая структура водной толщи над подводной горой Минами-Касуга в западной приэкваториальной части Тихого океана (по: [Boehlert, Genin, 1987])

риксе поздней генерации фосфата. Встречаются также образцы, где миоценовая фосфатизация происходила по смешанным эоцен-миоценовым комплексам. Отсутствие палеоценовой (кроме редких фораминифер позднего палеоцена на Мид-Пацифик. устное сообщение С.П. Плетнева) и олигоценовой фауны и флоры в смешанных комплексах свидетельствует о неотложении и эрозии в эти эпохи ранее накопившейся на вершинах гайотов планктоногенной толщи. Краткий этап эрозии или неотложения нанопланктона предполагается и в конце миоцена—начале плиоцена.

Периоды накопления мелководного нанофораминиферового комплекса на гайотах Западной Пацифики в целом совпадают с глобальными эвстатическими повышениями уровня моря, а эрозия и неотложения — с периодами понижения (по: [Вейл и др., 1982; Hag et al., 1987]). С этими подъемами уровня моря было сопряжено становление надгайотных апвеллингов, вероятно относительно слабых, чтобы стимулировать биогенное кремненакопление, но достаточных для стимуляции развития известкового планктона. Обычная распространенность зубов и костей рыб в фосфоритах при редкости их в других типах осадков косвенно указывает на развитые пищевые цепи и существование апвеллинга в периоды накопления мелководного нанофораминиферового комплекса шапки гайотов. Формирование фосфоритов в карбонатных илах, накапливавшихся с низкими скоростями в условиях апвеллинга, предполагается для позднечетвертичных фосфоритов верхней части континентального склона (на глубинах 350—450 м) Восточной Австралии [o'Brien et al., 1987] и плейстоценовых фосфоритов Юго-Западной Африки [Birch et al., 1983]. Умеренные скорости накопления известкового планктона ниже уровня моря объясняют относительно небольшую мощность фосфоритового горизонта.

Пример умеренного апвеллинга над неглубоко погруженными подводными горами иллюстрирует рисунок термической структуры водной толщи над подводной горой Минами-Касуга, находящейся в тропической зоне на глубине 260—270 м ниже уровня моря [Boehlert, Genin, 1987]. Купол холодной воды над горой определяет смещение изотерм, которое уменьшается от 50 м по изотерме 17°C у самой вершины до исчезновения холодной аномалии на глубине 80 м ниже уровня моря, т.е. в 180 м выше вершины подводной горы (рис. 34). Очевидно, что стимуляция фитопланктона над гайотными апвеллингами лимитируется подъемом купола холодной воды в фоти

ческую зону, т.е. в верхние 100—150 м. При погружении подводной горы на глубины более 350—400, максимум 500 м приток фосфора и других питательных веществ в фотическую зону прекратится, и биопродукция над гайотами не будет отличаться от биопродукции над сопредельными более глубоководными участками.

Диagenетическое (за счет фосфора органического вещества) фосфоритообразование также лимитируется и глубиной, до которой возможен перенос фосфора в неразложившихся мягких тканях отмершего планктона. По имеющимся представлениям, она не превышает 400—500 м. Существование по меньшей мере трех генераций фосфоритов (позднемеловой, эоценовой и миоценовой) на гайотах Огасавара свидетельствует о том, что длительный период, от 88 до 7 млн лет тому назад, с начала сенона и почти до конца миоцена (исключая его последнюю зону) гайоты медленно погружались на фоне эвстатических колебаний уровня моря до глубины 400—500 м. Затем они погрузились до глубины 1—2 км, местами более, и фосфоритообразование здесь прекратилось.

Эвстатические изменения уровня моря, происходившие на фоне слабого погружения гайотов, также приводили к вымыванию легких карбонатных нефосфатизированных фрагментов (раковин фораминифер и др.) в периоды снижения уровня моря и активизации волновой деятельности и придонных течений. Вероятно, с обмелением и активизацией течений в палеоцене и олигоцене связано неотложение карбонатного планктоногенного материала на вершинах гайотов, а также формирование калькаренитовых песков на гайотах хребта Михельсона и Магеллановых гор, вершинные плато которых были ближе к поверхности моря, чем на гайотах Огасавара. Подобный механизм формирования фосфоритовых горизонтов в связи с эвстатическими изменениями уровня моря в верхнеплейстоцен-голоценовое время показан У. Бёрнетом [Burnett, 1974] на примере фосфатообразования на шельфе Перу. Наряду с обогащением поверхностного слоя раннедиагенетическими желваками фосфоритов и фосфатизированными фрагментами известняков за счет вымывания нелитифицированного нанофораминиферового ила и глинистых частиц на мелководье (хребет Михельсона и Магеллановы горы) происходила эрозия твердого субстрата известняковой рифовой постройки, материал которой засорял формирующийся фосфоритовый горизонт, чем, на наш взгляд объясняется большая известковистость этих фосфоритов по сравнению с фосфоритами плато Огасавара.

Фосфориты, обнажившиеся на поверхности, по-видимому, также частично обогащались за счет растворения остатков нефосфатизированных карбонатов при погружении гайотов в послемiocеновое время либо под воздействием кислых поровых вод на стадии еще формирования фосфоритового горизонта.

Любопытно, что на гайотах Западной Пацифики проявились эпохи фосфатообразования, отмеченные и для других районов мира. В частности, позднемеловая, эоценовая и миоценовая эпохи фосфатонакопления проявились в крупнейшей Средиземноморской фосфатной провинции [Notholt, 1985]. Миоценовые фосфориты установлены недавно в Японском море, широко распространены в Калифорнии [Roberts, Vercouter, 1986] и в Перу (в пустыне Сечура), в прибрежных зонах вдоль западной окраины Американского континента, на поднятии Чатам и в других местах. Однако на гайотах Западной Пацифики все три эпохи фосфатонакопления устанавливаются в пределах и тех же структур, где есть отложения этого возраста (в частности, на плато Огасавара).

На гайотах Западной Пацифики можно различать фосфатизацию инфильтрационную, связанную с инфильтрацией обогащенных фосфатом поровых вод и тонкого нанофораминиферового ила в твердые каркасные рифовые известняки (там, где есть рифовые шапки) и в трещины и поры в базальтах и базальтовых брекчиях, и фосфатонакопление *in situ*, связанное с мелководным пелагическим карбонатным комплексом. Органическое вещество отложившегося на небольших глубинах планктона было, по-видимому, главной причиной образования фосфатной илово-водной

системы, в которой происходило аутигенное фосфатообразование и развивался фосфатный метасоматоз по карбонатным или другим фрагментам. Эта система формировалась неоднократно одновременно с накоплением шапки планктоногенных осадков на гайотах: существенно фораминиферовых в позднем мелу, фораминиферово-нанофоссилиевых в познепалеоцен-эоценовую эпоху и существенно нанофоссилиевых в миоцене. Пятнистый характер фосфатизации в некоторых незатронутых перемывом образцах мела с гор Мид-Пацифик, скорее, свидетельствует, судя по морфологии фосфатизированных участков, о диагенетической природе фосфатных стяжений. Они нередко причудливой изометричной формы. Размер их может достигать 10—15 см и охватывать слой мела на глубину до 8—10 см.

Изучение на сканирующем электронном микроскопе, проведенное Хизеном с соавторами [Heezen et al., 1973], показало, что фосфатизация известняков рифового комплекса проявилась в псевдоморфном замещении первичных известняковых структур с сохранением решетчатой структуры раковин рудистов, кораллов и скаленоздров кальцитового цемента, связывавшего биокласты органогенно-детритовых известняков. В верхнемеловых и эоценовых нанофораминиферовых илах кокколитофораминиферовая масса оказывается замещенной либо слабо упакованными агрегатами кристаллов гексагонального франколита, либо массивным аморфным коллофаном, т.е. обычно первоначальная структура известкового осадка изменяется.

Эти наблюдения показывают, что фосфатизация в верхнемеловых и эоценовых мелах происходила в нелитифицированном рыхлом осадке на стадии раннего диагенеза и заключалась не только в псевдоморфном замещении карбонатных элементов, но и в отложении аутигенного фосфата в поровом пространстве растущего стяжения. Косвенно это указывает на то, что фосфатная илово-водная система начала образовываться с накоплением мелководного планктоногенного комплекса и, по-видимому, отсутствовала в апт-туронское время, когда формировался рифовый комплекс. На гайотах хребта Михельсона и гайотах ДВГИ и ТОЙ Магеллановых гор, где, в силу более мелководных, чем на плато Огасавара, условий, большее распространение получили калькаренитовые горизонты, илово-водная фосфатная система нередко формировалась в смешанном нанофораминиферо-калькаренитовом осадке за счет ресурса фосфора мягких тканей планктона, либо инфильтрации из вышелегавших нанофораминиферовых илов. Здесь участки и фронты фосфатизации часто наблюдаются в лучше отсортированном песчано-алевритовом калькаренитовом материале с примесью фораминифер и нанопланктона, с цементацией фосфатом, в различной степени замещенных франколитом карбонатных фрагментов. Остается вопросом, не является ли большая известковистость фосфоритов хр. Михельсона и Магеллановых гор следствием нехватки ресурса фосфора в илово-водной системе смешанного нанофораминиферо-калькаренитового ила наряду с механическим разубоживанием.

Встречающиеся в шлифах фосфоритов колломорфные структуры, участки с полигональной трещиноватостью усыхания осадка, характер ограничения фронтов фосфатизации, их локальность и объемность свидетельствуют о возможном химическом (или биохимическом) отложении фосфатного геля в мел-миоценовых нанофораминиферовых илах на стадии раннего диагенеза. В отличие от конкреций осаждение фосфата в линзах и желваках (участках фосфатизации) происходило практически одновременно по всему объему фосфатизированного участка, сопровождаясь частичным или полным замещением карбонатных фрагментов и раковин. Уплотнение и обезвоживание фосфатного геля стяжений приводило к образованию неровных трещин, которые заполнялись фосфатом более поздних генераций и баритом.

Источником фосфора в иловой воде предполагаются дошедшие до дна остатки неразложившейся при осаждении цитоплазмы фораминифер и кокколитофорид, а также кости рыб, гелефикация которых могла дать существенную добавку фосфора в иловую воду. Бактериальное разложение органического вещества, которое неизбеж

но должно было возникнуть в ходе диагенеза нанофораминиферовых илов, отложившихся на относительно мелководье, было мощнейшим ускорителем аутигенного фосфатообразования и фосфатного метасоматоза.

Механизм синтеза апатита в пресной и морской воде за счет фосфора органического вещества экспериментально изучен Ж. Люка и Л. Прево в 1981—1985 гг. [Lucas, Prevot, 1985]. В качестве ресурса кальция использовались кости каракатиц, панцири морских ежей, скелеты кораллов и оолиты с различным минеральным составом (арагонит, высоко- и низкомagneзиальный кальциты). Экспериментально установлено, что в среде, где присутствуют бактерии, апатит формируется в течение нескольких дней, тогда как в стерилизованных растворах никакого фосфатотложения не наблюдалось в опытах, длившихся более года. Замещение апатитом карбонатных элементов происходило с сохранением их общей формы и структуры (оолитовой или другой), тогда как тонкая структура биогенных элементов, наблюдаемая при больших увеличениях, обычно не сохраняется в процессе замещения. По предложенному механизму [Lucas, Prevot, 1985], бактериальное расщепление рибонуклеиновой кислоты приводит к высвобождению ортофосфорной кислоты, азотистых оснований и сахарной рибозы. Рибоза и часть азотистых соединений потребляется микроорганизмами, поддерживая их развитие, а ортофосфорная кислота и часть азотистых оснований высвобождается в раствор. В растворах, не содержащих Mg, возможно прямое образование апатита, а в средах с высоким содержанием магния (морской воде) отлагается струвит ($\text{MgNH}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). Отложение струвита происходит до достижения предельного уровня Mg в растворе, после чего начинается отложение апатита.

Ингибиторное влияние Mg на кристаллизацию карбонат-фтороапатита [Martens, Harriss, 1970] ограничивает возможность прямого осаждения фланколита из наддонной морской воды, поскольку концентрация Mg в ней высока и везде превышает критическое значение. В процессе диагенеза вследствие метаморфизации состав иловой морской воды может меняться. Аутигенное минералообразование (образование опал-кристобалит-тридимитовых леписфер, доломита, глауконита, смектитизация вулканических стекол и др.) и реакции катионного обмена (замещение железа магнием в структурах глинистых минералов) приводят к снижению содержания Mg в иловой воде, что может способствовать прямому отложению апатита. Из путей снижения концентрации Mg в поровых водах карбонатных илов на гайотах Западной Пацифики наиболее вероятны: аутигенное образование доломита (широко проявленное на хребте Михельсона и Магеллановых горах) и смектитизация основных вулканических стекол, наблюдаемая повсеместно.

Доломит, редко встречающийся в фосфоритах на гайотах, рассматривается как минерал-индикатор островных (атолловых) условий образования, отличавшихся повышенным испарением в лагунах и способствовавшим насыщению вод магнием [Cullen, Burnett, 1987]. Широкое распространение калькаренитов и фосфатизированных калькаренитов на гайотах хребта Михельсона и Магеллановых горах как будто согласуется с этим, позволяя предположить возобновление островных условий в периоды снижения уровня воды. Этим, вероятно, объясняется распространенность более мелководных (чем на Огасавара) оолитовых фосфоритов на некоторых гайотах Магеллановых гор (гайоты Ита-Маитаи, ИОАН, по Н.А. Лисицыной и др. [1988]).

Образование фосфоритов нередко связывается с положением зоны кислородного минимума в придонных водах, с глубинами границ зоны кислородного минимума [Manheim et al., 1975]. Данные по изотопному составу углерода и серы в современных фосфоритах свидетельствуют о формировании природных франколитов как в окислительных, так и в бескислородных условиях [Benmore et al., 1983]. В последнем случае образование франколита ограничивается самой верхней частью анаэробной зоны. Эти и другие данные [O'Brien et al., 1987] позволяют предполагать диагенетическую фосфатизацию в относительно маломощном (до первых десятков

сантиметров) приповерхностном слое карбонатного ила. Изменения уровня моря приводили не только к эрозии ранее накопившегося ила с рассеянными фосфоритовыми зернами, желваками и линзами, но и к смене анаэробных условий аэробными и к смещению границ кислородных зон. Кристаллизация барита на более поздних ступенях диагенеза фосфатизированного ила, вероятно, отражает условия окисления органической серы и повышения концентрации иона SQJ в иловой воде в моменты снижения уровня моря и опускания верхней границы кислородного минимума ниже формирующегося горизонта фосфоритов. В целом же завершение окисления органического вещества и железа фосфоритов, по-видимому, наступило после погружения гайотов в конце миоцена и начала массового отложения железомарганцевых корок на твердом субстрате склонов гайотов.

Различия петрографического состава, форм проявления фосфоритов на подводных горах и океанических шельфах в значительной мере обусловлены отличающимися обстановками седиментации в пелагических и гемипелагических (или шельфовых) областях. Последние отражаются как в типе фосфатгенирующих биогенных отложений, так и в петрографическом облике и химическом составе фосфоритов. Тем не менее в основных чертах механизм образования фосфоритов тождественен. Глубинный контроль фосфоритообразования и связь его с глобальными циклами изменения уровня моря, контролировавшими накопление мелководного пелагического комплекса, диагенетическую фосфатизацию и обогащение фосфоритовых горизонтов, позволяет прогнозировать значительные накопления фосфорных руд на гайотах Западной Пацифики, где магматический фундамент имел наиболее древний (раннемеловой) возраст, а фосфоритообразование возобновлялось неоднократно, в позднем мелу, эоцене и миоцене. Обширные по площади вершинных плато гайоты и их скопления предоставляли наиболее благоприятные условия для образования значительных по объему фосфоритовых накоплений.

Подсчеты показывают, что даже при незначительных мощностях (менее 1 м) фосфоритовых горизонтов масштабы накопления фосфатов на гайотах Западной Пацифики могут измеряться многими миллиардами тонн. Геологическая молодость фосфоритов, высокая степень их окисленности и отсутствие органического вещества, с которым часто связаны высокие содержания урана и других вредных примесей, высокие содержания фосфора являются факторами, повышающими промышленную ценность океанических фосфоритов как агроруд, и привлекают к ним интерес как к сырью будущего.

ФОСФОРИТЫ ПОДВОДНЫХ ГОР МАРКУС-УЭЙК И МИД-ПАЦИФИК

В пределах системы подводных гор Маркус-Уэйк в 1990—1992 гг. в рейсах нис "Геолог Петр Андропов" изучено более 25 подводных гор, в том числе гайот Батиса весьма детально (выполнено более 180 станций драгирования). На большей части установлено присутствие свалов фосфоритов и фосфатоносных пород (более 5% P_2O_5), но достаточно полные сведения имеются только по гайоту Батиса.

По району подводных гор Мид-Пацифик имеются данные изучения небольшой, но важной коллекции ИО АН СССР, собранной в рейсе нис "Витязь" в 1968 г. [Безруков и др., 1969], на основе которой были описаны и вовлечены в научное рассмотрение базальтоиды и известняки с пустотами, заполненными фосфатизированным нанофораминиферовым илом [Школьник, Батурин, 1987]. Представлялось, что этот тип фосфатизации на подводных горах распространен не очень широко и какой-либо заметной роли играть не может. Приводимые ниже материалы показали ошибочность таких представлений, так как этот тип фосфатизации иногда преобладает на подводных горах Пацифики.

Подводные горы Маркус-Уэйк

Фосфоритоносность подводных гор Маркус-Уэйк была изучена недостаточно полно и без необходимой детальности, что связано, в частности, и с тем, что ей не придавалось сколько-нибудь серьезного значения. В последнее время положение несколько улучшилось и изучение осуществлялось системно и относительно полно, что и позволило получить много новой и интересной информации.

Распространение. Гайоты, на которых установлено присутствие фосфоритов, по данным драгирования, дночерпателей и трубок, показаны на рис. 9, 10. Отсутствие сведений о наличии на некоторых из них фосфоритов не связаны с действительным их отсутствием, но, возможно, с неблагоприятными условиями отбора либо просто малым числом выполненных станций опробования из-за небольших размеров гайотов. Не исключается поэтому, что при более детальном изучении на некоторых из них будут обнаружены фосфориты. Ясно, что больший интерес для изучения представляют крупные гайоты с значительной площадью вершинных площадей, но на них-то фосфориты обнаруживаются постоянно.

Присутствие фосфоритов по результатам драгирования устанавливается достаточно достоверно: неоднократной проверкой (отбором нескольких проб с одного и того же участка) показано, что если в первой драге были фосфориты, то они обязательно были и в последующих драгах.

В большинстве случаев только отдельные части подводных гор удобны для драгирования и соответственно только здесь возможно обнаружение фосфоритов, которые могут присутствовать не на каждой станции; максимально до 50—70% таких площадей несут свалы фосфоритов (например на гайоте Батиса).

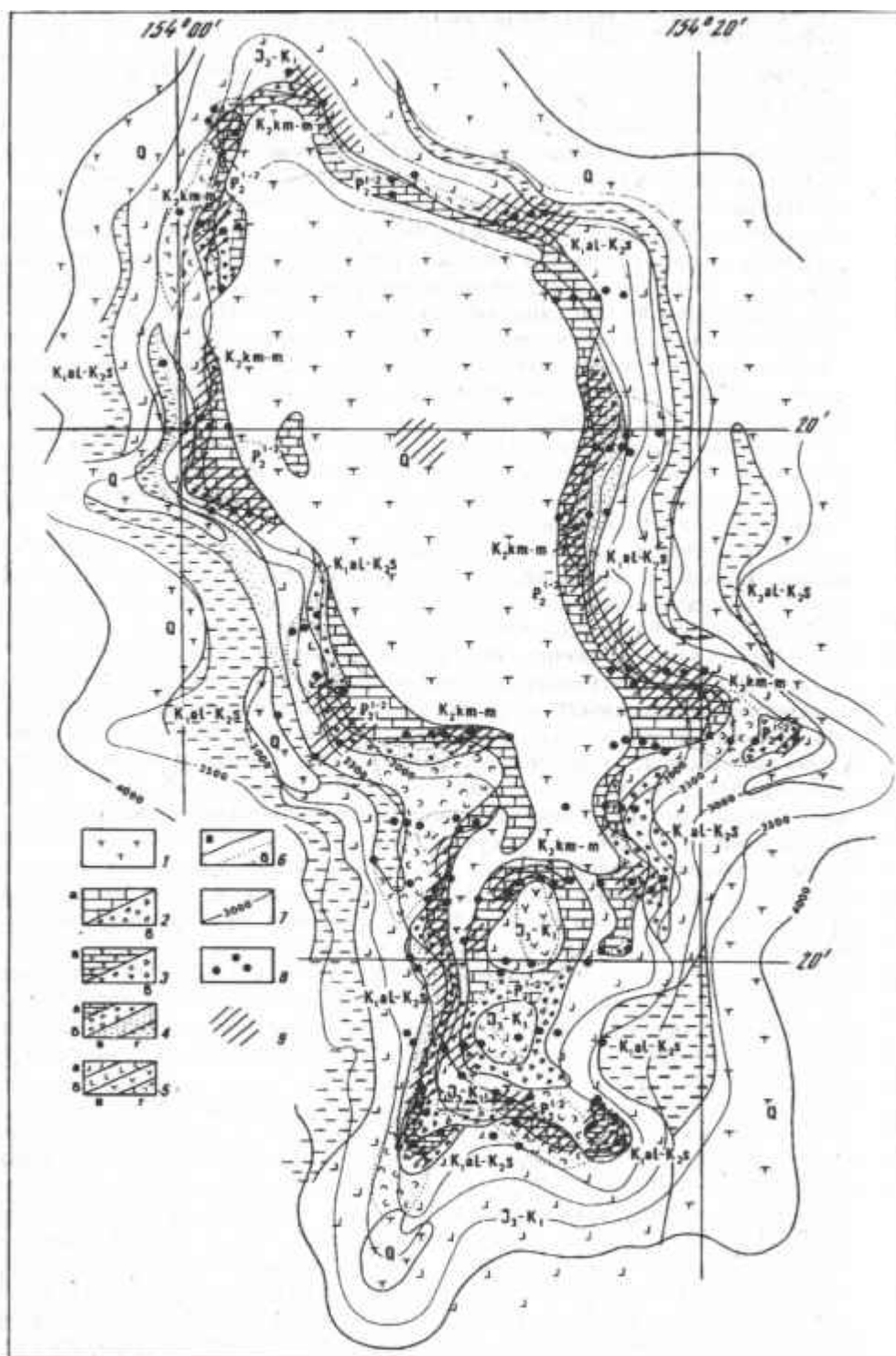
Гипсометрически расположение области свалов достаточно точно совпадает с сравнительно наиболее крутыми склонами привершинных частей гайотов. Выположенные вершинные поверхности, закрытые обычно рыхлыми осадками, в основном остаются неосвещенными в рассматриваемом отношении, но на гайотах Батиса и других в отдельных случаях подтверждено присутствие свалов фосфоритов и на таких площадях благодаря незначительной мощности рыхлых осадков.

Таким образом, реальные площади распространения фосфоритов наверняка значительно больше, чем показано на прилагаемых картах.

Количество обломков фосфоритов относительно общей массы поднятого материала изменяется очень широко: от первых процентов и максимум до 60—80%, что связано, вероятно, как с насыщенностью разреза коренных пород фосфоритами, так и с условиями накопления, сохранения в осыпях, а также и условиями опробования.

Геологическое строение подводных гор прямо влияет на распространение фосфоритов и на формирование их разновидностей. Фосфориты чаще встречаются на подводных горах с достаточно мощной и занимающей значительную площадь "шапкой" карбонатных пород, чем на гайотах, где такая "шапка" развита прерывисто и менее значительно.

До недавнего времени все находки фосфоритов на подводных горах Мирового океана были связаны только с обломочными шлейфами — эдафогенными отложениями склонов гор. Сведений об условиях залегания их в разрезах коренных пород практически нет до сих пор. В 1990 г. в рейсе нис "Геолог Петр Андропов" были впервые выявлены фосфориты в коренном залегании *in situ*. Эти фосфориты связаны с комплексом рыхлых или слабо консолидированных отложений на склонах подводных гор. На юго-западном склоне безымянного гайота (глубина около 3,5 км, ст. 718-Т) (см. рис. 9) трубкой была поднята колонка цеолитовых глин мощностью около 10 см, ниже которых с четким, резким, неровным контактом залегает слой слабо литифицированных карбонатных фосфоритов вскрытой мощностью 14 см. Геологически это проявление связано с редкими выходами в эрозионных окнах чехла современных осадков более древних, в данном случае верхнеэоцен-нижеолигоценовых, отло-



Ит 35. Схематическая геологическая карта гайота Батиса (по М.Е. Мельникову)

1 — комплекс четвертичных карбонатных и глинисто-карбонатных осадков; 2 — комплекс эоценовых фосфатитованных осадочных пород: а — планктоногенные известняки, б — брекчии с фосфатно-карбонатным цементом; 3 — комплекс кампан-маастрихтских осадочных пород: а — известняки рифовой фации, в — обломочные породы: брекчии, конгломерато брекчии, гравелиты, песчаники; 4 — комплекс альб-сеноманских пород: а — рифогенные и планктоногенные известняки, б — конгломераты, конгломерато-брекчии, гравелиты, н — измененные вулканомиктовые песчаники, г — глины, алевроглины, песчаники;) — позднейший-раннемеловой комплекс магматических пород: а — анкармиты, б — трахибазальты, в — феолиты, г — туфы различного состава; б — границы: я — геологические, б — фациальные; 7 — Изобаты; 8 — геологические станции драгирования; 9 — участки свалов обломков фосфоритов

жений. Покрывающие цеолитовые глины, по остаткам диатомовых, — предположительно миоценовые.

р. Данных о площадном распространении инситных фосфоритов не имеется, но сам факт присутствия фосфоритов в составе чехла планктоногенных осадков склонов подводных гор примечателен. Это расширяет возможные области распространения фосфоритов прежде всего за пределы площадей развития коренных выходов в вершинных частях гайотов, с которыми связаны обычно все обломочные шлейфы фосфоритов. Вероятно, инситных фосфоритов на сравнительно пологих склонах подводных гор много, но они преимущественно перекрыты современными и более древними осадками, что в условиях преобладающего способа изучения — драгирования, конечно, почти исключает их обнаружение. Разработка соответствующих способов изучения позволила бы, видимо, получить представление об их истинном распространении, возможно, очень значительном.

Фосфориты обломочных шлейфов, напротив, хорошо драгируются и поэтому площади их развития устанавливаются легче. На большинстве подводных гор отобрано от нескольких до одного-двух десятков драг, что не позволяет скольконибудь конкретно оценить реальные параметры распространения, закономерности размещения. На детально изученном с помощью более сотни станций драгирования через 6—8 км гайоте Батиса это сделать удобнее.

>. Гайот Батиса — вытянутая в меридиональном направлении на 75 км, отчетливо илосковершинная подводная гора, с минимальной глубиной относительно уровня океана 1574 м, с превышением над окружающими котловинами до 3,5 км (рис. 35). Максимальная ширина уплощенной вершины (в северной части) достигает 25 км. Склоны максимально круты в привершинной части (до глубины 3 км), достигая 30—45°, и именно в этой части максимальны сборы фосфоритовых обломков, хотя изредка они подняты с глубин до 3400 м. На выровненной вершине из-за обычно мощного чехла рыхлых осадков лишь в двух случаях удалось поднять фосфориты.

Гайот характеризуется не очень мощной (сотни метров) карбонатной "шапкой" с развитием отложений как стадии острова-атолла, так и более значительными (первые сотни метров) отложениями стадии неглубокой подводной горы. К тому же на выположенной (за исключением крайней южной части) вершинной поверхности распространен чехол рыхлых четвертичных (и более древних?) осадков, перекрывающий фосфатоносные отложения. В южной части вершины сохранилась серия вулканических построек, усложняющих рельеф, что определило присутствие в отложениях стадии неглубокой подводной горы и, видимо, даже острова-атолла **большого** числа обломочного материала подобных вулканитов. Такой рельеф был, видимо, сформирован еще до погружения атолла и не был полностью абрадирован при погружении ниже уровня океана.

Фосфориты и(или) повышеннофосфатоносные породы (далее фосфориты) присутствуют как в отложениях стадии острова-атолла (K_2km — mt), так и стадии

1-2

неглубоко погруженной подводной горы (P_1 и P_2). Далеко не по всему периметру привершинной части склона обнаружены фосфориты, но на каждом более или менее значительном участке распространения указанных комплексов на дне фосфориты

встречены. Они полностью отсутствуют, если из-под чехла не выходят фосфат содержащие отложения. В общем же приблизительно на 50—70% общей длины выходов фосфатоносных отложений установлены фосфориты. Однако вряд ли около 50% объема разреза этих отложений действительно сложены в той или иной степени фосфатизированными породами, учитывая возможную избирательность сохранения в свалах именно фосфатных пород. Скорее более реальной можно считать цифру в 25—30%, характеризующую долю собственно фосфатной части разреза. Конечно, достаточно точные данные могут быть получены только бурением.

На других гайотах рассматриваемого региона фосфориты также присутствуют на части их площади, удобной для драгирования (см. рис. 9, 10), но оценить реальные соотношения невозможно из-за малых объемов опробования. Тем не менее известны многие станции, где фосфориты не обнаружены. В северной половине рассматриваемой площади в среднем фосфориты подняты на 40% станций. Для южной части эти цифры выше — примерно на 60—70% станций драгирования на разных гайотах были установлены фосфориты.

Таким образом, в южной части частота распространения фосфоритов явно шире, что хорошо коррелируется с различиями в геологической ситуации: в северной части района карбонатная "шапка" на гайотах развита несомненно в меньшей степени, чем в южной. Если в северной части разные карбонатные породы составляют всего около 1% объема поднятых образцов, то в южной части в большей части станций они присутствуют в заметных количествах. Соответственно имеют место и различия в характере самих фосфоритов — на севере почти исключительно развиты фосфатные базальтоиды¹, редко брекчии, на юге — карбонатные и брекчиевые фосфориты при крайне незначительном распространении вулканитов с фосфатным материалом.

Разновидности фосфоритов. В пределах рассматриваемого района присутствуют, как отмечено, инситные фосфориты и их обломочные накопления — шлейфы.

Инситные фосфориты представлены широко распространенной разновидностью фосфоритов подводных гор — карбонатной, являющейся фосфатизированным наноилом. В принципе такие же фосфориты имеются в эдафогенных накоплениях на склонах гайотов, но в виде обломков. Инситные фосфориты весьма слабо литифицированные, массивные, белого цвета с серо-коричневыми, зеленоватыми, зеленовато-коричневыми пятнами. Ряд их физических свойств следующий: плотность 1,68 г/см³ (плотность перекрывающих цеолитовых глин 1,49 г/см³), плотность скелета 1,06 г/см³, естественная влажность 59%, пластическая прочность 8360 г/см³ (у цеолитовых глин 268 г/см³). Высокие значения пластической прочности, как известно, характерны для слабоконсолидированных фосфатов кальция. Они состоят из массы фосфатизированных кокколитофорид верхнеэоцен-нижеолигоценового возраста (определение М.Г. Ушаковой), т.е. уточняется и время фосфатизации (рис. 36). Химический анализ керна этих фосфоритов приведен в табл. 27. Из анализа следует, что это типичный карбонатный фосфорит с несколько пониженными содержаниями F. Обогащения R3Э и другими элементами не фиксируется (г/т): Rb — 23, Sr — 1726, V — 123, Ba — 1095, La — 115, Ce — 14, Nd — 48. Заметных концентраций U не установлено. В целом каких-либо существенных отличий от фосфоритов подводных гор Мирового океана, в том числе и рассматриваемого района, не фиксируется.

Слабая степень литификации, видимо, обусловлена консервацией в толще илов. Как только такие фосфориты попадают в окислительные обстановки непосредственно на морском дне, степень их литификации возрастает, они обычно становятся

¹ Термин "фосфатные базальты" введен специально вместо "фосфатизированные базальты", чтобы подчеркнуть развитие фосфата кальция за счет нанофораминиферового ила, выполняющего пустоты в породе, без заметного замещения вещества самого базальта.

Рис. 36. Керн трубки 718Т

/ — цеолитовые глины (2,6% P_2O_5); 2 — фосфориты слабо-литифицированные (27% P_2O_5)

более плотными, до таких твердых, как, например, фосфориты дна Японского моря [Берсенев, Школьник, 1984].

Неинситные фосфориты устанавливаются несравненно более часто и значительно более разнообразны. Они отвечают всей гамме таких образований, развитых в отложениях привершенных частей гайотов.

В северной половине рассматриваемого гайота, как отмечалось резко преобладают фосфатные вулканиты, в южной части — достаточно однородные карбонатные фосфориты, фосфатные брекчии и отчасти другие разности, в том числе фосфатизированные базальтоиды. Последние, однако, встречены здесь в единичных случаях.

Обычно в небольших количествах и редко встречаются и фосфориты стадии острова-атолла, что имеет место, естественно, только в тех случаях, когда соответствующие отложения имеются на конкретной подводной горе. Таким образом, геологическая история конкретной горы и обуславливает развитие или неразвитие этой разности. Если геофизическими методами можно установить распространение отложений стадии острова-атолла, то это позволит установить возможность и места вероятной локализации этой разности фосфоритов.

Как правило, фосфориты стадии неглубоко погруженной подводной горы распространены более широко и они также могут предварительно прогнозироваться по геофизическим наблюдениям, в том числе и для учета возможных разновидностей.

В целом фосфориты подводных гор с точки зрения их вещественного состава являются варьирующей совокупностью, сочетанием фосфата кальция, карбоната и силикатного материала вулканитов (железомарганцевые комплексы рассматриваются отдельно). Морфологическое проявление этих компонентов бывает разным, но частые варианты следующие: а) карбонатные составляющие — основная масса нанофораминиферовая, наноиловая, фрагменты карбонатных пород и карбонатных организмов, ооидные образования; б) фосфатная составляющая — в той или иной степени фосфатизированная основная масса и карбонатные фрагменты, обломки более ранних фосфоритов, фрагменты скелета позвоночных; в) основная масса вулканитов с порами, кавернами, трещинами, заполненными фосфатизированным в разной степени нанофораминиферовым илом, обломками вулканитов, редко жилко-подобные выделения фосфатов второй генерации.

Общая классификационная схема фосфоритов изучаемого региона приведена в табл. 28.

Рассмотрим подробнее более распространенные фосфориты стадии неглубоко погруженной подводной горы.

А. Фосфатные вулканиты. В результате проведенных исследований впервые стало ясно, что вулканиты, каверны, поры и трещины в которых заполнены фосфатизированным нанофораминиферовым илом и наноилом, описанные и выделенные как тип фосфатизации на подводных горах в 80-е годы Э.Л. Школьников и Г.Н. Батуриным [1987], могут быть действительно широко распространены на подводных горах Мирового океана, а на некоторых горах это вообще почти единственный тип фосфатизации. С этим фактом следует считаться и с практических позиций. Тем более и потому, что часто (но не всегда) с этим типом фосфатизации связано и разви-



Таблица 27

Химический состав фосфоритов и фосфатных пород подводных гор Маркус-Уэйк

Компонент	1 952Д/Б	2 883Д/Б	3 902Д/Г	4 933Д/А	5 495Д/В	6 497Д/Б
SiO ₂	3,58	1,09	3,16	2,40	2,59	1,35
TiO ₂	0,28	0,01	0,18	0,23	0,46	—
Al ₂ O ₃	1,15	1,15	1,74	2,74	1,13	0,40
Fe ₂ O ₃	2,70	1,53	2,15	2,47	0,79	0,40
MnO	0,09	0,34	1,29	0,80	0,02	0,06
MgO	0,58	0,61	0,59	0,64	0,23	0,41
CaO	48,98	50,72	48,65	48,20	52,23	52,76
Na ₂ O	1,83	2,04	1,77	1,69	0,66	0,97
K ₂ O	0,46	0,38	0,20	0,13	0,12	0,06
P ₂ O ₅	32,13	30,62	29,67	29,05	31,13	23,55
H ₂ O ⁺	2,69	2,09	3,35	2,70	1,24	1,45
CO ₂	2,24	7,11	3,50	3,22	7,70	16,50
SO ₃	1,26	1,09	0,68	1,69	0,61	0,61
F	2,80	2,70	2,64	2,10	2,96	2,60
Сумма ₁	100,77	101,48	99,57	98,08	101,87	101,12
-0 = 2F	1,18	1,14	1,11	0,88	1,25	1,09
Сумма ₂	99,59	100,34	98,46	97,20	100,62	100,03

Компонент	14 23Б-431/А	15 23Б-449/А	16 23Б-431	17 902Д/В	18 902Д/Е
SiO ₂	2,64	2,53	2,73	7,64	8,76
TiO ₂	0,60	0,22	0,33	0,64	0,62
Al ₂ O ₃	1,79	2,32	2,46	0,58	2,10
Fe ₂ O ₃	2,98	2,71	3,00	3,50	4,21
MnO	2,06	0,26	0,90	0,27	0,38
MgO	1,36	0,47	1,49	0,69	0,36
CaO	47,08	49,30	47,80	50,96	46,40
Na ₂ O	1,68	1,77	0,94	0,91	0,75
K ₂ O	0,33	0,50	0,38	0,16	0,22
P ₂ O ₅	26,16	27,20	27,77	27,20	11,54
H ₂ O ⁺	4,94	3,40	3,58	2,30	1,55
CO ₂	5,06	6,28	5,69	3,21	20,82
SO ₃	1,46	1,25	1,29	0,88	0,55
F	2,40	2,49	2,61	2,69	1,79
Сумма ₁	100,54	100,70	100,97	101,63	101,05
-0 = 2F	1,01	1,04	1,09	1,13	0,75
Сумма ₂	99,53	99,66	99,88	100,50	100,30

Примечание. 1—6, 17—21 — гайот Батиса (20°12' с.ш., 156°30' в.д.); 7—9 — безымянный гайот (22°14' с.ш., 161°22' в.д.); 22, 23 — безымянный гайот восточнее гайота Батиса (20°00' с.ш., 157°28' в.д.); 24 — западный отрог гайота Батиса (20°25' с.ш., 156°00' в.д.); 25 — безымянный гайот к востоку от гайота Батиса (19°32' с.ш., 157°52' в.д.); 10, 11, 26, 27, 28—38 — гайот МБ-23Б (19°40' с.ш., 158°06' в.д.); 1—16 карбонатные фосфориты и фосфатные породы; 1—6, 10—16 — фосфориты и фосфатные породы.

7 718Т	8 718Т/1	9 718Т/2	10 23Б-425/Б	11 23Б-427/А	12 23Б-490	13 23Б-502/А
13,78	11,39	15,00	0,89	3,43	2,89	4,99
0,49	0,51	0,21	0,35	0,32	0,19	0,00
3,63	4,57	4,58	1,05	2,20	2,25	2,63
2,98	2,80	3,40	1,86	2,53	0,73	0,89
0,26	0,24	0,23	1,80	0,13	0,42	0,76
2,37	1,05	1,30	1,72	1,30	1,69	0,52
39,32	42,66	39,58	47,60	49,33	48,49	46,76
2,45	2,06	1,17	1,16	1,22	1,69	1,80
1,10	1,29	0,89	0,25	0,36	0,25	0,61
27,07	23,50	0,15	30,55	28,67	29,40	26,52
6,22*	3,10	1,17	5,44	4,78	4,12	5,20
—	3,03	31,97	5,08	2,67	4,41	6,22
—	1,06	—	1,26	1,63	1,46	1,20
—	2,80	0,15	2,00	2,86	3,17	2,55
99,26	100,06	99,80	101,01	101,41	101,16	100,65
—	1,17	0,06	0,84	1,20	1,33	1,07
—	98,87	99,74	100,17	100,21	99,83	99,58

19 965Д-1/Б	20 952Д/Г	21 962Д/Д	22 535Д/2	23 532Д/В	24 501Д	25 552Д/1
5,47	13,97	24,31	14,15	4,50	3,10	8,94
0,12	0,56	1,52	0,67	0,25	0,46	0,84
2,12	5,33	6,75	3,87	3,38	2,45	2,15
1,48	4,84	8,64	3,87	4,02	2,37	4,33
0,45	0,25	0,18	0,64	3,43	0,30	3,48
0,20	0,87	4,80	3,55	0,80	2,02	0,77
50,57	39,80	25,67	41,88	45,48	47,01	42,45
1,56	1,78	1,60	1,45	1,06	0,77	1,60
0,24	1,14	0,42	0,43	0,14	0,24	0,32
27,19	24,03	15,78	23,11	26,52	31,00	25,95
3,06	3,07	6,46	1,63	3,35	3,79	1,58
5,85	1,36	1,78	3,31	3,83	3,77	3,87
0,62	0,85	0,44	0,42	0,93	1,25	1,02
2,50	2,35	1,65	2,35	2,70	2,65	3,78
101,43	100,20	100,00	101,33	100,39	101,18	101,08
1,05	0,99	0,69	0,99	1,14	1,12	1,59
100,38	99,21	99,31	100,34	99,25	100,06	99,49

повые дражные пробы; 7, 8 — инсигные фосфориты, штупные пробы из литологической трубки ст. 718Т, 9 — миоценовые (?) цеолит-карбонатные илы, перекрывающие инсигные фосфориты, штупная проба из литологической трубки, ст. 718Т; силикатные и карбонатно-силикатные фосфориты и асфатные породы, штупные пробы: 17—24, 26, 27, 29—36 — фосфатные брекчии, 28 — фосфатный счаник стадии острова-атолла; 47, 48 фосфатные базальты, штупные пробы: 37, 38. Проба 7 (718Т): НjO* — потери при прокаливании.

Таблица 27 (окончание)

Компонент	26 23Б-479	27 23Б-440	28 23Б-402	29 23Б-407А	30 23Б-412А	31 23Б-416
SiO ₂	7,57	40,14	12,34	5,90	4,82	19,01
TiO ₂	0,60	2,20	0,93	0,08	0,51	1,02
Al ₂ O ₃	1,88	11,55	4,72	3,27	1,77	7,24
Fe ₂ O ₃	3,34	10,32	6,77	1,84	5,60	4,62
MnO	0,25	0,28	0,18	0,74	0,56	0,17
MgO	1,59	2,88	4,56	2,94	1,12	1,44
CaO	44,10	11,39	34,16	45,30	43,35	32,93
Na ₂ O	1,31	1,65	3,27	1,91	3,22	1,68
K ₂ O	0,82	2,92	1,13	0,67	1,15	1,63
P ₂ O ₅	22,96	5,65	9,78	26,28	25,93	18,06
H ₂ O ⁺	4,79	10,28	5,95	2,70	4,09	7,93
CO ₂	7,71	0,00	15,18	4,97	4,38	2,37
SO ₃	0,81	0,52	0,60	1,40	1,67	0,79
F	2,27	0,73	1,27	2,69	2,65	1,83
Сумма ₁	100,00	100,51	100,84	100,69	100,82	100,78
-0 = 2F	0,95	0,30	0,53	1,13	1,11	0,77
Сумма ₂	99,05	100,21	100,31	99,56	99,71	99,95

Таблица 28

Классификационная схема разновидностей фосфоритов системы Маркус-Уэйк

<u>Стадия подводной горы</u>		
Не инситные		
I	Силикатные фосфориты — заполнения пор, каверн, трещин в базальтоидах, иногда с целлитами — фосфатные базальтоиды	Распространение широкое почти исключительно в северной части района и незначительное в южной
II	Карбонатные фосфориты — фосфатизированные нанофораминиферовые илы при незначительной примеси обломков вулканитов, редко фосфоритов, макрофоссилий	Только в южной части района широкое, в сочетании с другими типами
III	Карбонатно-силикатные, силикатные фосфориты — фосфатные брекчии: смесь фосфатизированного нанофораминифероидного ила с обломками вулканитов, фосфоритов, редко карбонатных и фосфатных скелетных остатков	Широкое в южной части, но постоянно в сочетании с другими типами
Инситные		
IV	Карбонатные фосфориты — фосфатизированный нанофоссиливый ил	Не ясное, установлены в северной части района
<u>Стадия острова-атолла</u>		
V	Фосфатные конгломератобрекчии до калькаренигов, включающие обломки карбонатных пород, карбонатных органических остатков, иногда вулканитов с карбонатным, фосфатно-карбонатным цементом	Незначительное, только в южной части совместно с другими видами

32 23Б-430	33 23Б-443/А	34 23Б-483/А	35 23Б-495/А	36 23Б-505	37 23Б-404/А3	38 23Б-404/А2
38,03	8,17	39,77	10,68	10,42	17,07	23,64
1,09	0,48	1,05	0,70	0,36	1,17	1,58
5,34	3,72	11,02	4,06	3,15	7,97	10,97
16,95	8,83	8,90	6,18	5,82	2,64	4,88
0,11	3,67	0,56	0,88	5,38	—	0,05
3,48	1,66	2,32	0,80	1,15	0,98	1,12
11,94	38,76	11,55	39,68	37,74	37,44	31,62
1,86	1,54	1,83	1,22	2,29	2,00	2,03
1,12	0,74	3,08	0,48	0,92	0,78	1,18
5,73	23,43	7,82	21,12	21,18	18,76	18,06
10,80	2,72	9,70	5,47	3,23	3,84	2,96
1,82	4,61	1,44	4,31	4,85	2,70	1,46
0,92	0,28	0,40	1,70	0,90	2,94	0,48
1,06	1,75	1,01	2,03	2,17	0,70	0,50
100,25	100,36	100,45	99,31	99,56	98,99	100,50
0,44	0,73	0,85	0,85	0,91	0,29	0,20
99,81	99,63	99,60	98,46	98,65	98,70	100,30

тие цеолитов. Такая ассоциация практически не известна в фосфоритах континентального типа.

Цеолиты наиболее часто присутствуют в виде выполнения стенок пор, каверн, реже в виде рассеянных агрегатов — игольчатых, розетковидных в фосфатной или базальтовой массе. Наиболее часта такая последовательность: непосредственно обволакивает поверхность поры полоска из игольчато-лучистых агрегатов цеолитов (небольшие поры целиком выполнены ими); за ней следует полоска гидрооксидов Fe и Mn и уже затем карбонатно-фосфатная или фосфатная масса, выполняющая центр поры (рис. 37).

Рентгенофазовым анализом установлено присутствие различных цеолитов, наиболее часто филлипсита, реже анальцима, иногда гармотома и гейландита. Белые полупрозрачные игольчатые кристаллы анальцима вместе с агатовидными тонкополосчатыми агрегатами филлипсита наиболее часты в выполнении стенок пор. Сравнительно небольшие поры (до нескольких десятков кубических сантиметров) иногда заполнены пизолитовыми агрегатами агатовидного филлипсита. Изредка отмечается и сочетание фосфатов и цеолитов в тонкополосчатых агрегатных выделениях, рентгенофазовый анализ которых установил присутствие филлипсита и апатита примерно в равных количествах.

Характерно, что как базальтовый каркас, так и цеолитовые выделения фосфатом не замещаются, и все же в большинстве случаев цеолиты — более ранние образования, вероятно, сформированные на стадии поствулканических преобразований, сразу после формирования лавовых потоков. И лишь после остывания, часто после периода окисления поверхности пор, они начинали заполняться нанофораминиферовым илом, который быстро фосфатизировался.

По общему химическому составу рассматриваемая разновидность соответствует силикатному, отчасти карбонатно-силикатному типу, что подробнее характеризуется ниже.



Рис. 37. Фосфатный вулканит

Видны многочисленные, различной формы, иногда крупные поры, заполненные фосфатизированным наноилом (1); по стенкам пор тонкие оторочки мелкокристаллических цеолитов (2) в базальтовом каркасе (3) с интенсивным развитием гидрооксидов железа и марганца. Прозрачный шлиф, николи II, увел. х К Гайот Макдонелл, обр. Д577

Б. Фосфатизированные нанофораминиферовые, наноилы — карбонатные фосфориты. Широко распространены в рассматриваемом районе, представляя неравномерно фосфатизированные нано- и нанофораминиферовые илы. Они не содержат или содержат в небольшом количестве (до 3—5% объема) обломки вулканитов, иногда фосфоритов, поэтому их можно считать карбонатными фосфоритами (рис. 38). Количественно они резко уступают в рассматриваемом районе другим типам фосфоритов, составляя не более 15—20% общего количества.

Четко выделяются две разновидности: сравнительно мягкие, слабо литифицированные, режущиеся ножом, даже ногтем, и твердые, крепкие, разбить которые можно только молотком. С другой стороны, выделяются сильно пористые (до 30—40% объема составляют тонкие округлые поры) и весьма слабо пористые, сливные фосфориты. Последние чаще твердые, плотные. Окраска обычно от беловато-серой до чисто белой, либо грязновато-серая для слабо консолидированных разновидностей и желтовато-серая, розовато-серая, желтовато-коричневая — для плотных разновидностей, хотя и есть исключения.

Текстуры чаще массивные, крайне редко наблюдается нечеткая слоистость. И в целом достаточно однородные, хотя участками может быть несколько более крупнозернистое сложение, но в целом все же они тонкозернистые. В некоторых случаях устанавливаются структуры типа заполненных ходов илюдов, сложной конфигурации и неравномерного распределения, обычно более тонкозернистого строения и иной окраски — желтоватой, коричневатой. Такие структуры чаще встречаются в слабо консолидированных разновидностях.

Изредка и не только в рассматриваемом типе фосфоритов наблюдаются системы изогнутых трещин до 2—5 см шириной, обычно сужающихся и выклинивающихся, видимо, к низу слоя, заполненных фосфатизированным же нанофораминиферовым илом (рис. 39). В ряде случаев трещиноватость обуславливает распад обычно более темноокрашенного фосфорита основной части образца на обломки, особенно в тех участках, где ширина трещин максимальна. Более светлое заполнение трещин хорошо

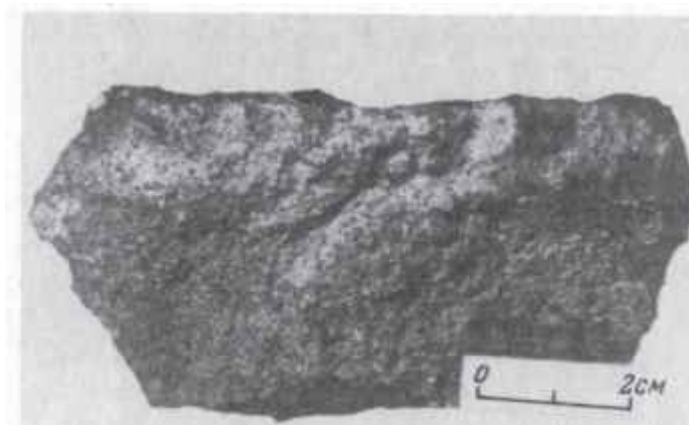


Рис. 38. Карбонатный фосфорит, тонко-мелкозернистый по нанофораминиферовому илу, тонкопористый, сравнительно литифицированный. Гайот Батиса, обр. Д960

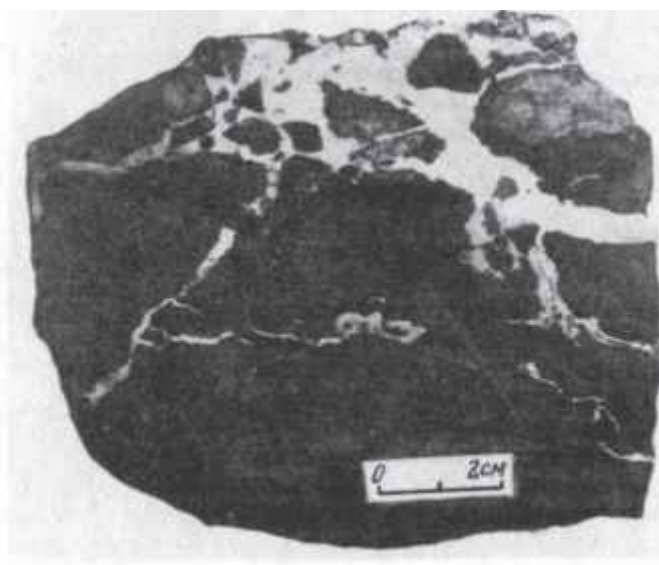


Рис. 39. Выполнение трещин в фосфорите (темное) "новым" фосфоритом (белое) — также фосфатизированным нанофораминиферовым илом. Гайот Находка, обр. 1025

шо выделяется. Такие примеры — еще одно подтверждение важного значения на подводных горах процесса заполнения любых пустот в различных породах "дождем" планктона, который затем фосфатизируется. Возможно, это вообще главная выделяющаяся особенность фосфатогенерирующих процессов на подводных горах при относительно небольших глубинах их вершинных поверхностей. В континентальном типе фосфоритов такие примеры практически отсутствуют.

Обломки пород и остатки организмов, кроме фораминифер и нанопланктона, довольно редки. Первые — преимущественно фрагменты вулканических пород и более ранних фосфоритов, очень редко — пепловый материал. В отличие от плато Огасавара и близлежащих подводных гор крайне редко присутствуют фрагменты раковин морских ежей и других беспозвоночных, но встречаются кости и зубы позвоночных.



Рис. 40. Фосфатная брекчия (брекчиевый силикатный фосфорит), слоистая, с разновеликими обломками вулканитов, замещенных частично гидрооксидами железа и марганца. Гайот Макдонелл, обр. Д577/1



Рис. 41. Фосфорит с обломками вулканитов

Светлое — плитчатые обломки разложившейся туфогенной породы (сметит?); перемещение обломков незначительно. Гайот к юго-западу от гайота Батиса, обр. Д540

Рассматриваемые породы состоят обычно из фосфатизированных в различной степени фораминифер и основной, очень тонкозернистой массы — микрита. В разностях с максимальными содержаниями пятиоксида фосфора весь объем породы, за исключением редких, тончайших индивидумов карбоната, замещен фосфатом. Это соответствует примерно 32—33% P_2O_5 или порядка 98—99% объема фосфата и может служить указанием, что в чистом фосфате этих фосфоритов не более 34—36% P_2O_5 . И поэтому оснований ожидать фосфоритов более высокого качества нет.

Количественные соотношения остатков фораминифер и основной массы весьма широко колеблются: максимально количество раковин фораминифер обычно алевритовой размерности, достигает 60—70% объема породы, но в некоторых образцах они вообще отсутствуют. Для пористых разновидностей микроскопическое изучение позволяет установить, что по крайней мере часть пор возникла за счет уничтожения (выпадения, растворения?) раковин, но, возможно, и частично мелких обломков. В чем суть этого процесса, определенно установить не удалось и необходимо дальнейшее изучение.

Предполагается, что тонкозернистый матрикс в основном сложен остатками кокколитофорид, обычно не очень хорошо диагностируемых под оптическим микро-

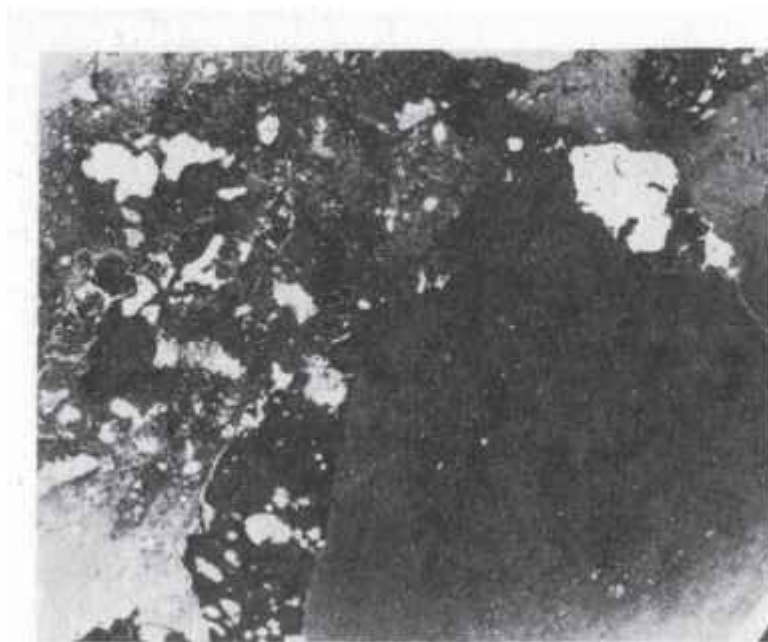


Рис. 42. Фосфатная брекчия (брекчиевый фосфорит)
Г Обломки ранних фосфоритов и вулканитов, частично замещенных гидроксидами железа и марганца. Прозрачный шлиф, николи II, увел, х 8. Гайот Макдонелл. обр. Д577-1



Рис. 43. Брекчиевый фосфорит с заполняющим фосфатизированным нанофораминиферовым илом
Прозрачный шлиф, николи II. Гайот Батиса, обр. Д9821А

скопом, но лучше в сканирующем микроскопе. Исходя из этого, первичный осадочный материал этой разновидности, который подвергался фосфатизации, определяется как нанофораминиферовый или наноил. Таким образом, данный вид фосфоритов формировался по планктонным осадкам, отлагавшимся на поверхности гайотов. В эти осадки почти не поступали продукты разрушения выходов коренных пород гайотов (вследствие их отсутствия в непосредственной близости в данное время). Судя по общему соотношению типов фосфоритов такие участки были относительно редки на гайотах системы Маркус-Уэйк.

г Фосфатизация, как отмечалось, в рассматриваемом виде фосфоритов проявлена неравномерно — от полностью фосфатизированных разностей до частично фосфа-

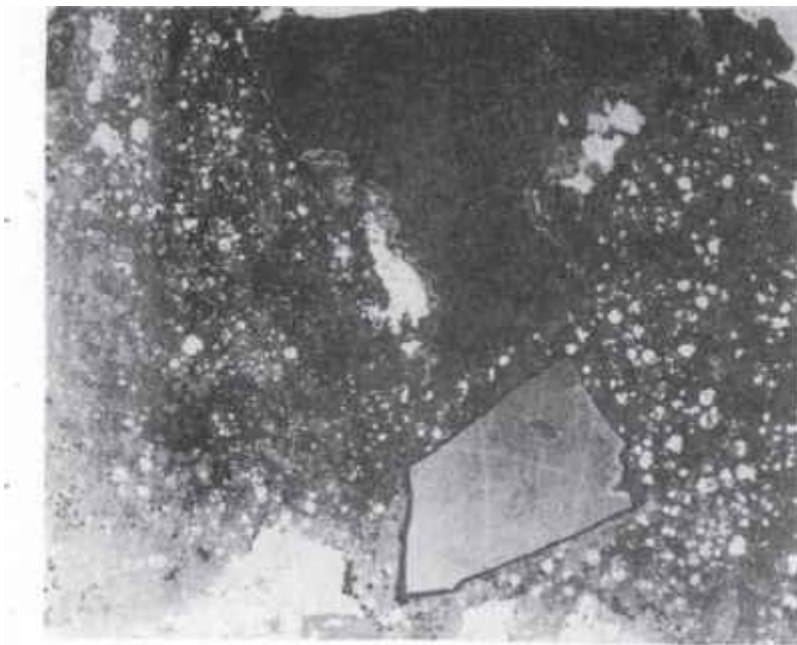


Рис. 44. Брекчиевый фосфорит (фосфатная брекчия) с крупными, резкоугловатыми обломками более ранних фосфоритов по наноилу (?)

Прозрачный шлиф, николи II, увел, х 7. Гайт Батиса, обр. Д839



Рис. 45. Переслаивание брекчиевого (темный слой) и небрекчиевого (светлый) фосфорит.1 Гайот Батиса, обр. Д892

тизированных (первые проценты объема). Не установлено каких-либо элементов, определяющих степень развития фосфатизации. Она происходит участками иногда с некоторым стремлением к послойности, но, возможно, это кажущееся явление.

Фосфат изотропный, явно скрытокристаллический, отчетливо замещающие органические остатки с сохранением часто тонких деталей строения, что указывает на весьма щадящий первичные структуры процесс. Особенно это становится ясным когда фосфатизируется только часть скелета какого-либо организма. Незамещенные реликты при сплошной фосфатизации представлены точечными фрагментами карбоната. При частичной фосфатизации совершенно ясно, что фосфатизации под

•ергался карбонатный осадок. Границы полей фосфатного замещения не резкие, не четкие, не ровные, характер распространения фосфата неравномерно-пятнистый.

| Пока еще очень мало данных о позднем преобразовании фосфоритов. Визуально некоторые образцы красновато-коричневые, желтоватые и обычно плотные. Такие изменения связываются с окислительным воздействием после попадания обломков в окислительную придонную обстановку. Слабо литифицированные фосфориты, видимо, не испытали такого воздействия и обычно серые.

L Имеются какие-то еще не очень ясные пока позднедиагенетические процессы. В сканирующем электронном микроскопе удается наблюдать сильно разрушенные раковины фораминифер с признаками сильного растворения и перекристаллизации. В некоторых случаях видны и явные признаки постфосфатизационной перекристаллизации, когда фосфатная мелкокристаллическая масса переходит в еще более тонко- и равномернокристаллический более светлый агрегат фосфата с примесью карбоната. Если обычно фосфатизированные участки отличаются от нефосфатизированных только в скрещенных николях, то указанная перекристаллизация отчетливо устанавливается и в проходящем свете. Чаще это бедные фосфатные породы с значительной долей обломков вулканитов, которые также захватываются таким процессом перекристаллизации.

I В. Фосфатные брекчии — силикатные, редко карбонатно-силикатные фосфориты.

Являются очень важной, участками преобладающей разновидностью фосфоритов района, особенно их много в южной части, где они иногда составляют до 60—70% объема драгированных фосфоритов. Это не уникальное явление. Широкое распространение на гайотах подобных фосфоритов было известно и ранее [Лисицына и др., 1988].

Обычно пестроокрашенные породы массивной или реже слоистой текстуры состоят из основной массы, соответствующей в той или иной степени фосфатизированному нанофораминиферовому илу, наноилу, в которую погружены разновеликие обломки преимущественно вулканитов, реже более древних фосфоритов (рис. 40—44). Изредка к ним добавляются фрагменты скелетов беспозвоночных (ежей, моллюсков и другой биоты), кости и зубы позвоночных, еще реже — обломки известняков, что приближает их к типу сравнительно мелководных фосфоритов. Таким образом, от вышеописанной разновидности они отличаются обилием включенного обломочного материала, причем заполняющий пространство между обломками неравномерно фосфатизированный нанофораминиферовый ил совершенно аналогичен.

Количество обломков широко колеблется от 5—10 до 60—70% объема породы. Соответственно изменяется и количество заполняющей массы, определяющей типную природу таких фосфоритов. При этом обломки ведут себя определенно как независимый, посторонний элемент, что отчетливо просматривается в слоистых образцах, где видно, как слоистость нарушается такими обломками, что возможно при их попадании в нелитифицированные илы.

i С другой стороны, встречены слоистые разности, один из слоев которых соответствует описанной выше разновидности, а другой — рассматриваемой брекчиевой, что еще раз подчеркивает их как пространственную, так и генетическую общность, указывая, что образование шлейфа обломков естественно варьирует во времени (рис. 45).

Обломки брекчий несомненно могут считаться продуктами разрушения коренных выходов базальтоидов, ранних фосфоритов, известняков, вызванных подводным "выветриванием", землетрясениями или действием придонных течений. Такой обломочный материал смешивается с "дождем" планктона, который потом фосфатируется, причем весь процесс происходит исключительно быстро. В результате образуется описываемый тип брекчий.

Размеры и форма обломков достаточно широко изменяются: имеются брекчии,

обломки в которых не превышают 0,5—1 см в поперечнике, но встречаются разного размера, размеры обломков в которых достигают 2—8 см. Степень сортировки по размерам варьирует — часть брекчий с достаточно близкими размерами обломков, а часть — с резко различными размерами; различается и степень насыщения обломками породы. В слоистых разновидностях последовательные слои могут содержать разное количество обломков разных размеров.

Обломочный материал брекчий вполне аналогичен соответствующим современным эдафогенным отложениям подводных гор, которые драгируются с их склонов, конечно, также являющихся продуктом разрушения соответствующих коренных выходов. Процесс образования шлейфов из обломков коренных пород верхних частей подводных гор явно характеризуется значительной неоднородностью во времени и пространстве, что отчетливо проявляется в характере самих фосфоритовых брекчий — достаточно хаотического и неравномерного сложения. Этот процесс фактически продолжается до настоящего времени, поскольку весь драгированный материал — это те же продукты разрушения выходов коренных пород, что и обломки брекчий. Удивительно только, что в брекчиях не встречены такие крупные обломки, какие наблюдаются сейчас; возможно, это связано с ограниченными возможностями наблюдений.

Степень окатанности обломочного материала, как правило, плохая, подавляющая часть обломков угловатая, изредка полуугловатая. Обломки вулканов имеют иногда отчасти плитчатые контуры, не в результате окатывания, а разрушения на месте соответствующих пород.

Среди обломков вулканитов резко преобладают базальтоиды, практически постоянно измененные скорее выветриванием, гальмиролизом и, менее вероятно, гидротермальными процессами. Они варьируют по составу, строению, но обычно в одном образце обломки достаточно близкого строения и состава, чего не скажешь о всей совокупности изученных брекчий. Резко преобладают обломки пород, являющиеся преимущественно вулканомиктовым материалом; но изредка встречаются и небольших количествах (один, редко два в шлифе) обломки свежих кристаллов (пироксена и др.), что указывает на синхронную формированию брекчий вулканическую деятельность. Характерно, что обломки вулканитов не фосфатизируются, за исключением небольшой, частичной фосфатизации заметно стекловатых разновидностей. Поэтому несомненно, что значительная роль в составе обломочного материала вулканитов (при прочих равных условиях) снижает качество фосфатных брекчий, более того, определяет иной их минеральный вид.

Другим, широко распространенным типом обломков являются фосфориты, естественно более древние, чем собственно конкретная фосфоритовая брекчия, их включающая. Это несомненно говорит о многоактности процессов фосфатизации на подводных горах. Само присутствие таких обломков, тем более в заметных количествах, в целом улучшает качество брекчий как фосфатной породы, но все же более важна степень развития фосфатизации в основной массе. Однако редко, но все же встречаются брекчий, включающие только обломки ранних фосфоритов.

Обломки фосфоритов отличаются, как правило, окраской, от более коричневато-желтоватой до темно-коричневой, от цвета основной фосфатной массы. Они обычно угловатые, неокатанные, иногда отчетливо удлиненно-плитчатые. Размеры различные — от долей сантиметра до 2—5 см в поперечнике, но в целом меньше, чем вулканитов. Обломки фосфоритов, как правило, не содержат участков, не подвергнутых фосфатизации. Они тонкозернистого, скрытокристаллического строения, массивные и очень редко содержат остатки фосфатизированных фораминиферов, что предполагает возможность их формирования преимущественно по наноилу.

Обломки иного состава сравнительно редки; изредка встречаются обломки нанофораминиферовых известняков. В некоторых случаях присутствуют как фосфати-

нированные, так и не фосфатизированные фрагменты различных организмов — пластинки, иглы морских ежей, фрагменты раковин беспозвоночных, костные остатки позвоночных. Этим намечается переход к описанному выше на плато Огасавара и Магеллановых горах типу фосфоритов подводных гор, включающему значительное количество фрагментов макрофоссилий. В пределах системы Маркус-Уэйк такой тип однако в полном виде большого распространения не получил.

Показательны некоторые сведения о слоистых разностях брекчий (рис. 46—48).

Наблюдавшиеся мощности слоев не превышают 4—6 см, но, учитывая размеры поднятых образцов, видимо, могут превышать 10 см. Обычная ситуация, когда чередуются слои с разным количеством, размерами обломков, а также, как указывалось, практически не содержащие обломков. Границы слоев довольно резкие, обычно неровные, даже пологоволнистые. Это обстоятельство указывает на вероятность определенных перерывов в отложении, что хорошо коррелируется с данными об условиях седиментации на современных подводных горах. Можно поэтому достаточно уверенно предполагать и некоторый размыв отложенных осадков, что в частности косвенно указывает на одну из возможных причин появления фосфоритовых обломков как результат воздействия придонных течений.

Г Следует отметить, что иногда некоторые или все обломки брекчий имеют железомарганцевую корку либо целиком замещены гидроксидами Fe и Mn. Представляется, что это, скорее всего, относительно поздние образования, близкие по времени формированию железомарганцевых корок на самих брекчиях. Такое предположение основывается на соображении, что вряд ли при последующей фосфатизации могли бы сохраниться (в условиях высокой степени восстановленности среды, сульфатредукции и т.д.) без заметных изменений указанные гидроксиды. К тому же фосфатизация и коркообразование явно происходят на разных глубинах.

Заполняющей основной массой брекчий является полностью или частично фосфатизированный нано- или нанофораминиферовый ил, который в принципе ничем не отличается от описанного выше, включая иногда и обилие мелких пор — удаленных остатков фораминифер и т.д. Фосфатизация развита чаще неправильными участками или с тенденцией к развитию по слоистости. Характер фосфата аналогичен.

В целом фосфатные брекчии являются отчетливым результатом смешивания планктонных осадков и обломков пород — продуктов разрушения коренных выходов верхней части гайота. В этом смысле они отчасти соответствуют современным «дафогенным» отложениям, но только не сцементированным и, естественно, не фосфатизированным (учитывая современные глубины).

Г. **Фосфориты стадии острова-атолла.** Распространены в значительно меньшей степени и в целом сравнительно беднее по содержанию фосфора. Это очень характерная в литологическом отношении группа пород, достаточно разнообразная — от близких к конгломератобрекчиям до типичных песчаных пород (типа калькаренитов), т.е. преимущественно обломочные породы — от мелко- до грубозернистых, даже «ресвянистых», слаболифитизированные. Большей частью обломки хорошо окатанные, изредка почти угловатые и хорошо «упакованы» друг с другом, что, видимо, отражает сравнительную мелководность среды их образования. Обычно пестроокрашенные, в зависимости от состава обломков, но изредка однородно серые. Наиболее характерно присутствие в той или иной степени окатанных обломков рифовых (баунстоуновых) известняков и обломков рифостроящих организмов — кораллов, известковых водорослей и т.п. В некоторых случаях присутствуют онкоидные разности, что отражает, видимо, обстановки мелководных лагун или около-рифовых отмелей. Следует полагать, что эта группа пород указывает на стадию острова-атолла и в целом очень мелководные условия седиментации; некоторые образцы поразительно похожи на фосфатные калькарениты современных низких островов Индийского океана (Амирантские и аналогичные им острова),
и) Соотношение окатанных, полуокатанных обломков широко варьирует, хотя ока-

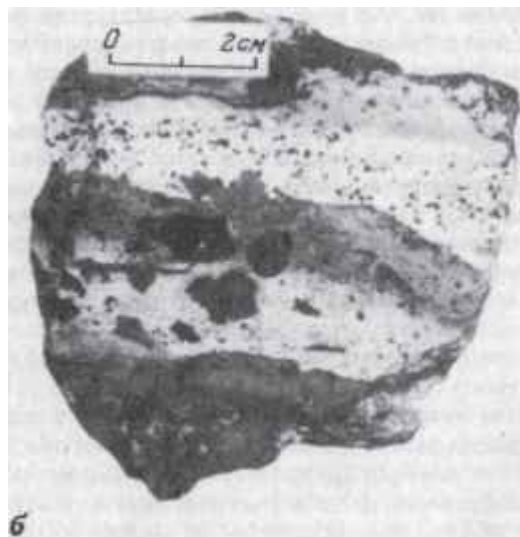
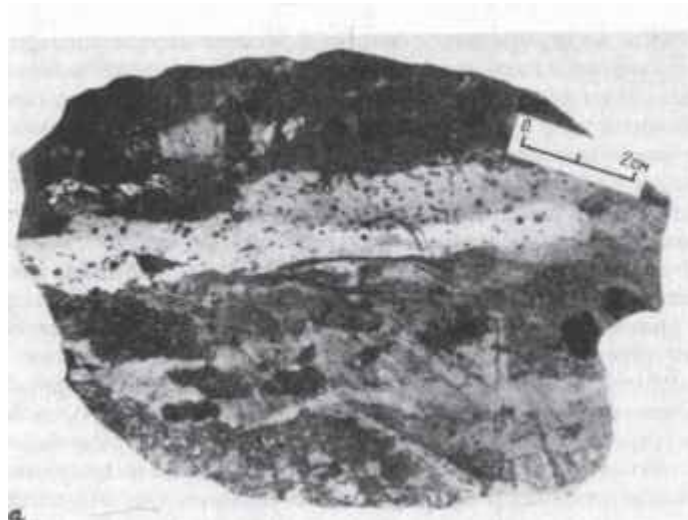
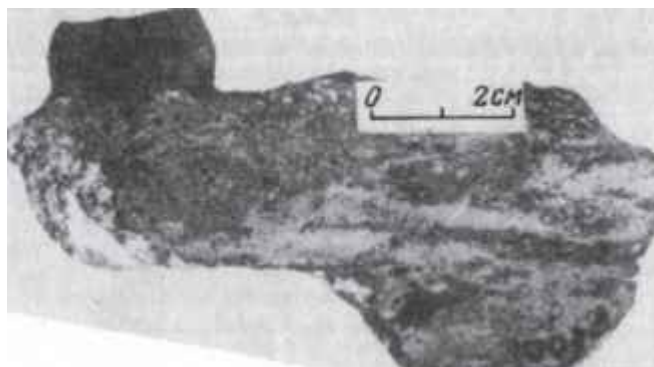


Рис. 46. Слоистый неравномерно-брекчиевый фосфорит (фосфатная брекчия)
а — гайот к юго-западу от гайота Батиса.обр. Д544-1; б — то же, обр. Д544

тайные явно Преобладают. Слоистость лишь намечается. По составу резко преобладают обломки карбонатных пород (в том числе и фрагменты организмов), причем они иногда в разной степени фосфатизированы. Онкоиды в основном небольшие (до 0,3 см в поперечнике), как целые, так и обломанные, с хорошо выраженным тонкоконцентрическим строением и отчасти центральным ядром. Изредка присутствуют обломки более древних фосфоритов. Количество обломков вулканических широко варьирует, иногда их довольно много (до 20—25% объема) и часто они хорошо окатанные. Иногда присутствуют отдельные кристаллы свежего пироксена — почти не окатанные (пирокластического характера (?)).

Цемент разный, его сравнительно немного (до 10—12%); в одних случаях он похож на нанофораминиферовый материал, отчасти фосфатизированный, часто же являющийся



Ит. 47. Нечеткослоистый мелкобрекчиевый фосфорит (фосфатная брекчия). Гайот Батиса, обр. Д1003-1



ис. 48. Фосфатизированный калькаренит стадии острова-атолла. Гайот 23Б, обр. 23Б-402А

диагенетически перекристаллизованный карбонат (иногда доломит), нефосфатизированный.

Фосфатизация неравномерно охватывает как обломки карбонатных пород, онкоиды, так и иногда заполняющую массу. Иногда же наблюдается фосфатизация только периферии обломков, вероятно, связанная с переработкой ее микроводорослями, о чем говорит специфический характер поверхностной зоны таких обломков. В онкоидах фосфатизированным может быть только ядро. Фосфат обычный, изотропный, скрытокристаллический, отчетливо биоморфный. В целом фосфатизация не достигает величины, характерной для описанных выше видов фосфоритов. Комплекс фораминифер, по заключению С.А. Плетнева, в этом типе пород соответствует относительно мелководным условиям, отличается от ассоциации фораминифер в охарактеризованных выше типах фосфатных пород, типично планктонных. Соответственно первый отвечает позднему мелу, а второй — верхнему палеоцену—эоцену.

Несомненна специфичность рассмотренной группы фосфатных пород, и совокупность полученных данных не оставляет сомнений, что они являются отражением стадии существования островов-атоллов для некоторых подводных гор системы Маркус-Уэйк. В целом в характере органических остатков, строении и составе, даже в К фосфатизации не усматривается каких-либо принципиальных отличий от соответствующих образований современных островов-атоллов, с естественной поправкой на разницу в геологическом времени, например, на организмы-рифостроители и т.д. Достаточно хорошая аналогия в данном случае просто подтверждает тот давно несомненный факт, что вершины многих подводных гор на начальных этапах своего развития находились у уровня океана, что, собственно, уверенно доказывается Шшсутствием гайотов.

Таблица 33 (продолжение)

Результаты анализов дражных проб фосфоритов на некоторые полезные и вредные агрохимические компоненты, %

Компонент	532Д/А	531Д/2	527Д/2	537Д/1	514Д/1	544Д/1
P2O5 общая	19,13	31,82	27,08	32,10	23,70	29,78
P2O5 лимонно-растворимая	9,62	10,58	10,27	11,15	7,05	6,41
То же (отн. %)	50,2	33,3	37,9	34,6	29,3	22,3
F	2,13	3,50	3,00	3,05	Не опр.	Не опр
Cd	0,00035	0,0004	0,00035	0,00035		
Pb	0,0063	0,005	0,0046	0,0073		
Zn	0,014	0,0081	0,0075	0,008		
Cu	0,0113	0,0081	0,0084	0,0081		
Cl	0,17	0,06	0,31	0,77		и

Примечание. 532Д/А — фосфатный базальт; 544Д/1 — карбонатный фосфорит; 537Д/1 — карбонат. фосфорит, гайот Ханк; 514Д/1 — карбонатный фосфорит; 531Д/2, 527Д/2 — фосфатная брекчия, гаж Мэлони.

Сказанное подтверждает наличие на подводных горах двух разных видов фосфатизации — в условиях острова-атолла, что уже отмечалось [Лисицына и др., 1988], и в условиях собственно неглубоко погруженной подводной горы независимо от конкретного механизма, определяющего этот процесс.

Химический состав фосфоритов. На основе многочисленных анализов фосфоритов, лишь частично приводимых в табл. 27, можно сейчас составить вполне четкое представление об их химизме как достаточно большой совокупности и применительно к выделенным разновидностям. Средние значения P_2O_5 по выборкам в десятки проо колеблется от 16 до 23—26,5%, причем чаще встречаются последние значения при максимальных 32—33%. Это говорит о том, что в преобладающей части фосфоритовый субстрат корок содержит около 23—24% P_2O_5 , и эта цифра может рассматриваться как средняя. При этом карбонатные фосфориты по нанопораминиферовым и нанофоссилиевым илам чаще имеют такие или близкие средние значения, хотя вследствие неравномерности фосфатизации общий разброс значений достаточно велик. Видимо, только этот тип имеет ограниченные содержания вредных компонентов для производства водорастворимых удобрений — Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MgO . Проблема с содержаниями CO_2 может быть решена на основе обжига либо микробиальным разложением. Можно считать, что эта разновидность фосфоритов гайотов при соответствующих обогащательных операциях (вне зависимости от путей утилизации рудных корок) позволит получить параметры качества, удовлетворяющие требованиям к производству водорастворимых удобрений. Конечно, для подтверждения необходимы соответствующие исследования.

Напротив, фосфатные брекчии, фосфатизированные базальты содержат столь значительные количества указанных вредных примесей, что в большинстве случаев не отвечают существующим требованиям к сырью для кислотной переработки, а только в общем для производства фосфоритной муки достаточно высоких сортов. И этом отношении следует подчеркнуть, что относительные содержания растворимой и 2%-ной лимонной кислоте P_2O_5 во всех разновидностях составляют в среднем около 30—35 отн. % (табл. 29) с некоторыми колебаниями, в пределах 5—10%, что несомненно является позитивным фактором для их использования прямым внесением (но после проведения соответствующего комплекса сравнительных агроиспытаний). Ин

¹ Материал для проведения химических анализов в основном не включал рудные корки, которые механически отделялись от фосфоритового субстрата.

Таблица 30

Содержание микроэлементов в фосфоритах гор Маркус-Уэйк, г/т

Элемент	952Д/Б	883Д/Б	902Д/Г	933Д/А	902Д/В	535Д/2	532Д/В	501Д	552Д/1
Rb	90	120	90	90	90	МО	100	110	100
Sr	1180	1510	1510	1440	1140	910	1150	950	1020
Ba	140	5800	270	230	180	190	400	270	540
Zr	150	150	290	240	180	240	180	180	300
Nb	10	35	33	24	27	23	36	20	27
Y	90	250	1570	1200	510	480	420	130	600

Примечание. Анализы выполнены рентгенорадиометрическим методом.

интересен также факт наличия цеолитов в фосфатных базальтах. Такое природное сырье на континентах неизвестно, и дальнейшее изучение представляется очень интересным со многих точек зрения, учитывая и отсутствие какой-либо информации по этому оригинальному сырью, тем более, что сама базальтовая основа (каркас) может тоже являться почвенным мелиорантом.

Из сказанного с очевидностью вытекает, что содержания кремнезема, глинозема, щелочей, оксида магния, отчасти железа отражают количественное присутствие вулканических обломков. Для разделения типов фосфоритов достаточно условно приняты значения суммы силикатной составляющей примерно до 5—6%, но в принципе граница должна определиться в случае их промышленного использования, когда она будет иметь технологическое значение. Иногда высокие содержания Са, превышающие нормативные для фосфата кальция, прямо отражают неполноту замещения карбонатного планктоногенного или рифового материала. Высокие содержания Мп, Fe обусловлены присутствием оксидов этих элементов внутри фосфатных breccий, явно заместивших обломки вулканитов.

Некоторые черты геохимической характеристики фосфоритов района дают результаты рентгеноспектрального анализа (табл. 30). Отчетливо повышенные содержания Sr в пределах 0,03—0,15% в общем присущи многим фосфоритам, в том числе и континентального типа. Напротив, присутствие Ba в широких значениях (от 0,09—0,6%) характерно скорее только для фосфоритов, встречаемых на современном дне морей и океанов. При максимальных содержаниях редкие удлиненные игольчатые кристаллы барита удается наблюдать в оптическом микроскопе. Насколько ясно сейчас, процесс фосфатизации прямо не коррелируется с развитием барита, и причины этого остаются непонятными.

Не являются необычными и относительно повышенные содержания La, Zr, признаки преобладания РЗЭ лантановой группы. Хотя некоторое повышение содержаний Y и Rb не необычно для фосфоритов, но значения до 0,1—0,15% Y в отдельных пробах представляются очень значительными и требуют специальной проверки наиболее точными методами. Вероятно, такое же отношение должно быть к присутствию Nd в количествах до 0,01% в некоторых пробах.

Содержание F в зависимости от содержаний P₂O₅ колеблется от 1,8 до 3,5% (см. табл. 27, 29), что в общем отвечает карбонат-фторапатиту.

Характерны низкие содержания тяжелых металлов, в том числе и кадмия (см. табл. 29), но количества Zn кажутся иногда несколько повышенными (при содержаниях до первых сотых процента), правда, в наиболее богатых разностях фосфоритов его все же не более тысячных долей процента.

Обращает на себя внимание заметно повышенное содержание хлора. Вероятно, он не входит в решетку фосфата, скорее является результатом сохранения NaCl морской воды в образцах, о чем свидетельствует отсутствие корреляции между содержаниями P₂O₅ и Cl. Сказанное означает, с одной стороны, что часть Na, определенная при

химическом анализе, входит не в силикаты, с другой — определяет необходимость отмычки фосфоритов в пресной воде, если придется использовать их в качестве сырья для производства удобрений, в том числе и фосфорной муки.

Возраст фосфоритов. Данных о времени фосфатогенеза на гайотах системы Маркус-Уэйк пока еще не очень много, но то, что было известно еще сравнительно недавно, не давало четких представлений о соотношениях развития подводных гор и связанных с ними седиментационных процессах.

Сейчас стали ясными следующие важные моменты: 1) часть подводных гор несомненно несет фосфатизацию этапа их развития в виде острова-атолла; 2) другой этап фосфатизации, явно более значительный по масштабам, происходит на стадии уже собственно подводной горы.

Возможны различные реальные ситуации в зависимости от эволюции подводной горы, особенно на втором этапе. Прежде всего они связаны со временем погружения поверхностной части гайота ниже глубин, благоприятных для фосфатогенеза (более 400—500 м), что прекращает фосфатогенез на этом участке. Однако, если вследствие каких-либо причин (колебаний уровня океана, тектонических процессов) происходит подъем вершины гайота до глубин менее 400—500 м, то фосфатогенез может вновь возобновиться. Поэтому изучение органических остатков фосфоритов позволяет получить много интересной информации по истории развития подводных гор.

Для рассмотренной части системы гор Маркус-Уэйк имеются пока не очень многочисленные сведения о присутствующих в фосфоритах органических остатках, главным образом фораминифер. Они приведены выше. Здесь мы только подчеркнем, что для части гайотов (Батиса и др.) стадия острова-атолла имела место в позднем мелу, в течение кампана-маастрихта. Собственно положение подводной горы наступило в палеоцене, продолжалось почти до конца эоцена, затем фосфатогенез в связи с понижением глубин ниже благоприятных прекратился, при этом продолжающееся понижение до уровня современных глубин в 1,5—2,0 тыс. м составило с эоцена порядка 1,0—1,5 тыс. м. Конечно, в разных участках океана возможна индивидуальная направленность развития, своя история, что хотя бы видно из того, что наряду с подводными горами сейчас существуют как низкие, так и высокоподнятые (на десятки метров) острова-атоллы. Видимо, следует быть очень осторожным при оценке, базирующейся на результатах, полученных по одной или нескольким подводным горам, для других гор, даже рядом расположенных.

Благодаря присутствию органических остатков в фосфатизированном заполнении пор и каверн базальтоидов удалось установить, что часть базальтоидов подводных гор Маркус-Уэйк несомненно позднемеловая, что вполне естественно в свете сказанного выше и дает независимые подтверждения; но одновременно устанавливается и вероятность отдельных пароксизмов вулканизма в эоцене, что с общих позиций не исключается. Такие суждения базируются на предположении, что заполнение пор и каверн нанофораминиферовым илом происходит быстро (в геологическом смысле) после соответствующих излияний.

Соотношения фосфоритового субстрата с рудными корками. В подавляющем большинстве случаев фосфоритовые обломки выступают субстратом для рудных корок. Обычно соотношение объема корок и субстрата широко варьирует, причем часто в зависимости от размеров куска фосфорита. У образцов более 8—15 см в поперечнике объем корки не более 10—15% от общего. В меньших образцах соотношение несколько иное — примерно 2:1.

Максимальные мощности наблюдавшихся корок около 3,5 см, причем на фосфатном базальте; на плотных и мелкообломочных фосфоритах — до 2—3 см, на остальных — до 1—1,5 см.

Понятно, что эта картина отражает фиксированные данные, но реально развитие корки зависит от ряда факторов, включая время экспозиции обломка фосфорита на поверхности дна, степень взаимодействия придонной воды с разными по составу,

строению фосфоритами и т.д. Здесь интересно отметить, что наряду с рудными корками, в той или иной степени полностью окутывающими фосфоритовый субстрат, гидрооксидами железа и марганца в разной степени часто пропитывается весь объем субстрата; интенсивно замещаются детритные обломки; выстилаются полости пустот, пор, каверн. Очень часто рудной коркой покрыты или целиком замещены обломки вулканитов в составе фосфатных брекчий.

По вопросу о времени образования обособлений оксидов железа и марганца внутри фосфоритового субстрата существуют разные точки зрения, в том числе среди авторов настоящей монографии. Одни считают, что они сформировались в сравнительно недавнее время, когда возникла преобладающая часть корок, другие — что в результате раннетретичного коркообразования, сохранившегося до настоящего времени. Придерживаясь первой точки зрения, мы хотели бы обратить внимание специалистов на необходимость изучения внутренних, находящихся в субстрате выделений гидрооксидов Fe—Mn, что может иметь значение для расшифровки собственно процесса коркообразования, в значительной части имеющего характер замещения, а не просто гидрогенного осаждения.

Крайне интересен вопрос о пространственно-количественных соотношениях в распределении корок с фосфоритовым субстратом и без него. Наиболее полно это можно понять на основе данных по гайоту Батиса, где такие соотношения устанавливались при независимом анализе. Максимальные концентрации корок (более 90 кг/м²) распределены на тех же участках, где установлены фосфориты, и лишь на некоторых концентрации несомненно развиты шире. Распространение корок при постоянном совпадении с областями развития фосфоритов всегда более широкое.

Примерно такие же данные имеются по ряду других гайотов (Дженнингс, Пот, Макдоннелл, Уэйк и ряд других безымянных), но степень изученности их несомненно ниже.

Подводные горы Мид-Пацифик

В системе Срединно-Тихоокеанских подводных гор фосфориты были установлены впервые в 50-х годах в рейсе нис "Мид-Пацифик" в районе Маршалловых островов (это вообще первая находка в Мировом океане). С гайота Сильвания с глубины 1500—1900 м были подняты обломки туфобрекчий, в которых трещины были заполнены нижнеэоценовым фосфатизированным фораминиферовым известняком. Таким образом, история изучения фосфоритов подводных гор в Мировом океане, по сути, началась с открытия разновидности заполнения пор, каверн, трещин, впервые научно выделенной и соответственно проинтерпретированной лишь через сорок лет [Школьник, Батулин, 1987]. Характерно, что сразу же определилось и широкое распространение фосфоритов — в этой же экспедиции фосфатизированные третичные известняки были открыты на близких гайотах Хорайзн и Кети Джонсон. С тех пор находки фосфоритов исчисляются сотнями, и сейчас проблема не столько в новых находках, сколько в определении модели фосфатогенеза на подводных горах (чему в значительной степени и посвящена настоящая монография), а также в оценке геолого-экономического значения этой минерализации.

Авторы монографии имеют по рассматриваемому району материалы, собранные в 1968 и 1970 гг. в 43-м и 48-м рейсах нис "Витязь". Данные об этих рейсах и полученных материалах неоднократно публиковались [Батулин, 1978; Безруков и др., 1969], однако они до сих пор не позволяют дать достаточно полную картину, ибо масштабы и степень изучения несравнимы с теми, которые достигнуты в последние годы в других районах. Именно поэтому и нет полных данных о масштабах развития, степени концентраций и качестве рудных образований. Это и понятно, поскольку задач специализированного изучения тогда перед исследователями не ставилось. Однако часть собранной в этих рейсах коллекции была любезно передана Г.Н. Батуриным и изу-

чалась первым автором настоящего раздела. В результате впервые удалось обосновать как характерный элемент фосфатных пород подводных гор фосфатизацию. заполнения разных пустот органическим илом во многих типах пород: пор в рифовых известняках стадии острова-атолла, пор, каверн, трещин в базальтоидах стадии под водной горы.

Несмотря на то что большей частью эти материалы опубликованы [Школьник, Батурин, 1986, 1987], мы считаем необходимым кратко обобщить их здесь, ибо в них по сути впервые обоснованы некоторые принципиальные научные позиции, которые получили полное подтверждение в последующих исследованиях, в том числе и в настоящей работе.

Вначале остановимся на фосфатизированных известняках Мид-Пацифик, поднятых в 48-м рейсе нис "Витязь" [Школьник, Батурин, 1986]. Это серые, участками слегка желтоватые твердые породы. С поверхности они слегка кавернозны, как бы отпрепарированы; в результате подводного "выветривания" выступают остатки кораллов, трубки серпулид. Внутри породы более однородные, литоидные, на срезах участками видны сечения фосфатизированных фораминифер. При тщательном изучении устанавливается значительное количество заполненных пор, диаметром до 0,7 см, в сечении от округлой до неправильной формы. Лишь отчасти кажется, что это ходы илоедов, но, вероятнее, чаще просто поровое пространство между скоплениями макрофоссилий. Ниже зоны "выветривания" на срезах они прослеживаются в виде изгибающихся неровных полос, выделяющихся темно-серой окраской, заполняющего их существенно фосфатного материала, чем отличаются от основной светлой массы известняка.

Плотные, существенно органические известняки, переходные от вакстоунов к пакстоунам, неравномерно, участками диагенетически перекристаллизованные. В ряде образцов перекристаллизация захватывает и материал заполнения пор, представленный преимущественно темно-серым (за счет распыленного органического вещества?), неравномерно фосфатизированным нанофораминиферовым материалом.

Нанофораминиферовое заполнение также переходное от вакстоуна к пакстоуну, но микрит более тонкозернистый. Окраска темных тонов за счет как рассеянного органического вещества, так, видимо, и тонких выделений сульфидов. Границы пор резкие, но они не пересекают остатки известняка каркаса.

Отчетливо проявлен раннедиагенетический характер фосфатизации. Более интенсивно фосфатизирован микрит с образованием сплошных масс, включающих редкие реликты карбоната. Частично, но постоянно фосфат выполняет внутренние полости фораминифер и стенки раковин, полностью сохраняя присущее им строение. Фосфат скрытокристаллический. На границе с ним признаки перекристаллизации карбоната не фиксируются, не меняется характер структуры, что является хорошим указанием на псевдоморфное замещение при очень низких температурах, т.е. в раннедиагенетическую стадию.

С внешней стороны заполненных пор в известняке каркаса обычно присутствуют тонкие (доли миллиметра), часто прерывистые полоски фосфата. Они располагаются сразу у границы и, если диагенетическая перекристаллизация не достигает пор, состоят из бледного зеленовато-буроватого изотропного фосфата. Контуров этих полосок нечеткие, расплывчатые, иногда с включениями реликтового карбоната.

В случаях, когда диагенетическая перекристаллизация достигает заполненных пор, они также перекристаллизовываются в тонкозернистый агрегат из смеси тонких обособлений фосфата и карбоната, причем уже этот агрегат отчетливо двупреломляющий.

Интересны данные о различиях в возрасте известняка каркаса и заполнения поры. В каркасе (обр. 6261-2А) Е.В. Краснов определил склерактинии, вероятнее всего, раннемиоценового времени. В заполнении поры этого же образца С.П. Плетнев установил присутствие позднемиоцен-современных планктонных фораминифер. С этой

же станции С.И. Шумейко [Батулин, 1978] определил (следует полагать, из материала заполнения пор) кокколитофориды неоген-четвертичного возраста.

Проявление фосфатизации главным образом в заполненных первичных порах и вблизи них определяет общее качество таких фосфатоносных пород, т.е. содержание в них P_2O_5 . Во-первых, оно резко варьирует в пределах даже одного образца в зависимости от количества, объема пор и в среднем не достигает очень высоких значений, в пределах 11—22% P_2O_5 . Поэтому в общем случае такие фосфориты, видимо, не максимально богатые, что следует учитывать при их оценке.

Процесс их образования явно многоэтапный. На первой стадии, при положении гайота вблизи уровня океана формируется комплекс рифовых и околорифовых карбонатных фаций. Кавернозность обычна для обстановок развития рифов вне области интенсивного волнового воздействия. Частично пористость может быть результатом воздействия илоедов. Отсутствие заполненных седиментационным материалом пор на этой стадии не менее обычно. В то же время быстрая литификация представляется также обычной, характерной, но важной для образования жесткого каркаса.

При последующем погружении над поверхностью гайота, вследствие обычно возникающего местного апвеллинга, формируется область высокой биопродуктивности планктона. В низких широтах это соответствует большей частью возникновению ареала нанофораминиферового планктона. Отмершие организмы лишь при условии сравнительно небольшой глубины, до нескольких сотен метров, могут служить источником фосфатизации. Это связано с тем обстоятельством, что попадающий в поры каверны планктон для фосфатизации в дальнейшем должен сохранять мягкие ткани, которые являются энергетической основой раннего диагенеза. Поскольку процесс распада мягких тканей происходит уже в течение нескольких суток, то достигающий больших глубин "дождь трупов" планктона уже не содержит этих мягких тканей и не может вызвать фосфатизацию в принципе. Реально ее и нет в глубоководных областях Мирового океана, даже под зонами подъема обогащенных биогенами вод.

Итак, каверны, пустоты становятся "ловушками" для планктоногенного материала. Заполнение, инфильтрация в них планктона происходили в несколько этапов. При этом имел место распад мягких тканей при активном участии микроорганизмов. Это приводило к сульфат-редукции, к образованию гидротроилит-пирита в относительно замкнутом пространстве поры; такие специфические обстановки благоприятны для фосфатного осаждения/замещения. В заполненные поры и каверны соответственно должен был поступать диффузионный подток фосфора сквозь поровую воду для снижения возникавших градиентов концентраций фосфора. Завершение распада мягких тканей прекращало процесс фосфатного осаждения/замещения. Для фосфатизации использовался фосфор мягких тканей организмов и поровой, вероятно, и наддонной воды. Этот процесс аналогичен процессу формирования обычных конкреций, но только в поре, в изолированном природном пространстве. Обычный фосфатный желвак — это скопление нескольких остатков организмов с мягкими тканями в массе инородного осадка [Школьник, 1989]. Необходимая ограниченность, локальность в этом случае проявляется через ограниченность объема самих этих остатков. В рассматриваемом же случае имеет место ограниченность поры, в остальном разница несущественна. Конечный результат одинаков независимо от характера организмов — были бы при захоронении их мягкие ткани. Таким образом, фосфатизация заполнения пор, каверн принципиальна, по сути аналогична обычной начальной фосфатизации в осадках и представляет лишь один из серии типов, зависящих от конкретных геологических, морфологических и других условий при однотипности детерминированных причин, механизма, стартовых и финишных условий.

Важным вопросом является определение возможности связи с таким видом фосфатогенеза крупных скоплений фосфатных пород. В общем виде этот тип, как

начальный, не может считаться весьма благоприятным; очевидно и то, что содержания фосфора за счет присутствия известнякового каркаса не максимально возможные. Нет оснований ожидать выдержанных по качеству слоев; нет оснований ожидать и продуктивных переминов с концентрациями фосфатных зерен, так как каркас изначально твердый, селективное разделение на фосфатную и нефосфатную составляющие в этих условиях невозможно. Технология обогащения хотя и не изучалась, но в случае известкового каркаса просматривается относительно **ВО I** возможной как путем флотации, так и обжига. Значительно более сомнительна возможность эффективного отделения фосфатных пород от нефосфатных, карбонатных, но это должно решаться на конкретных пробах.

В целом этот вид фосфатоносных пород не может считаться наиболее благоприятным на подводных горах, гайотах из-за его, вероятно, не очень широкого распространения. Другой вид фосфатных пород — фосфатные базальтоиды, их пирокласты. Это очень распространенный, как выяснилось позднее, тип фосфатизации, но все еще недостаточно понятый.

Наиболее простой пример — это фосфатное заполнение пор, каверн в соответствующих базальтоидах, обладающих такими пустотами. Изучение показало, что заполнены поры фосфатизированным нанофораминиферовым илом, иногда даже включающим остатки мелких раковин беспозвоночных [Школьник, Батурин, 1987]. Общий характер фосфатизации в целом совершенно аналогичен фосфатизации пор в известняках, но фосфатизации обычно не подвергаются стенки пор. Размер таких заполненных фосфатом пор и каверн различен в поперечном сечении — глубина от 1—2 до 10—15 см, ширина — до нескольких десятков сантиметров. В некоторых случаях (особенно при крупных порах) материал заполнения их вываливается из тела базальта и драгируется отдельно. В результате в руки исследователя попадает кусок фосфатизированного нанофораминиферового ила, и на этом основании делается общее заключение о фосфатизации нанофораминиферовых осадков в этом районе. Фактически же обычные на подводных горах нанофораминиферовые отложения могут фосфатизироваться только локально: либо в порах, кавернах, либо в отдельных участках слоя — например, вокруг скоплений макрофауны, либо в виде отдельных, обычно подчиненных линзо-слоев.

Определенные процессы изменений происходят в крупных кавернах. В результате еще не совсем ясных причин в некоторых участках каверн, чаще в их центре, происходит перекристаллизация фосфата в прожилкоподобные выделения с исчезновением биоморфных структур, переходом в визуально светлый, сравнительно однородный изотропный фосфат, неравномерно трещиноватый. Такой же фосфат выполняем прожилки в базальтах, т.е. явно обладает способностью к перемещению, при этом — и определенной способностью замещать базальтовые стекловатые глобулы при сохранении их внешней структуры. Именно такие прожилки, устанавливаемые в базальтах, послужили основой для утверждений о присутствии на подводных горах "гидротермальных" фосфоритов. Фактически же мы имеем дело с низкотемпературной автоперекристаллизацией (возможно, вследствие саморазогрева лавреффиции) несомненно фосфатизированных органогенных накоплений.

Материал заполнения базальтоидных пор хорошо отличается от материала заполнения пор в известняках вследствие присутствия в нем фрагментов лав, остатков стекла, часто игольчатого филлипсита, корок цеолитов и т.п.

В некоторых случаях наблюдались примеры неоднократного заполнения каверн. Так, неправильные, угловатые, явно обломочные куски фосфатизированного нанофораминиферового ила со значительным количеством гидроксидов железа и марганца находятся в белом, светлом, близком по характеру фосфатизированному нанофораминиферовому материалу, играющем роль заполнителя и цемента обломков в каверне.

Пока менее ясны формы присутствия фосфата в пирокластических породах. Лишь

отчасти это фосфатизированное заполнение каверн, пустот, аналогичное охарактеризованное выше. В других случаях в них фосфатизированы скопления макрофоссилий, причем мелководного характера, а также остатки структур, образованных цианобактериями, но все они еще недостаточно изучены.

Фосфатизация, связанная с эффузивными породами, казалась вначале практически малоинтересной, хотя ясно, что при широком развитии пористых, кавернозных, шлаковых базальтов в составе подводных гор явления фосфатизации пор и каверн могут быть очень широко развиты. В этом случае может продуцироваться большое количество фосфатного материала, который в условиях подводного "выветривания" может образовать на достаточно широких площадях скопления фосфатных фрагментов. Это ситуация, требующая определенной последовательности значительной цепи событий, действительно подтвердилась дальнейшими исследованиями.

ЛИТОТИПЫ И ФАЦИАЛЬНАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

Обобщение имеющихся материалов по фосфоритам и фосфатоносным породам плато Огасавара, гайотов Кастор и Поллукс, а также центральной части системы подводных гор Маркус-Уэйк позволяет определить литотипы исходных отложений и фациальные обстановки фосфоритов этих районов. Имеется в виду оценка различий специфических условий формирования фосфоритов на разных подводных горах для воссоздания общей картины, на фоне которой происходит собственно процесс фосфатизации.

В целом можно отметить некоторые важные черты отличия фосфоритов плато Огасавара, хребта Михельсона от фосфоритов изученной части системы Маркус-Уэйк, наиболее полно рассматриваемых в настоящей публикации. Для первых характерны фосфориты, состоящие при существенной роли организмов планктона также и из остатков организмов бентоса, частично нектона при сравнительно незначительной роли обломочного вулканического материала, а также малое распространение фосфатизированных вулканитов. Для второго региона, напротив, более характерным является обилие обломочного вулканического материала в фосфоритах, иногда и значительное, даже преимущественное распространение фосфатизированных вулканитов. Ясно, что палеообстановки этапа фосфатонакопления в этих районах значительно отличаются, имеется достаточно широкий спектр различий, хотя имеются и однотипные фосфориты. Последнее говорит о достаточно широком диапазоне обстановок, в которых реально осуществляется фосфатогенез.

Причина таких различий кроется в отличиях геологического строения подводных гор этих районов: разных масштабах развития карбонатной "шапки", ее мощности, площадях распространения и т.д. Поэтому разумно рассмотреть литотипы и соответствующие обстановки раздельно по этим районам.

В общем виде такое подразделение имеет значение не столько для создания классификационной схемы, вещественной типизации и т.д., сколько для отражения обстановок седиментации и соответственно фосфатизации и в конечном счете для расшифровки более общих причин развития фосфатизирующего процесса на подводных горах. Можно полагать, что геологическая история процесса становления и развития подводной горы должна более или менее опосредованно выразиться в распределении тех или иных морфологических типов фосфоритов, в разных масштабах фосфатогенеза.

То, что мы знаем к настоящему времени в рамках изучаемого вопроса, позволяет считать, что в Мировом океане распространены подводные горы, характеризующиеся развитием различных типов фосфоритов. И предстоит еще значительная работа, чтобы разобраться в этом вопросе.

Принятое подразделение наряду с определенными морфогенетическими различиями обосновывается суммарными различиями вещественного состава, влияющими, естественно, на выбор пути их практического использования. При этом глубинная генетическая суть собственно фосфатного компонента остается одинаковой, неизменной. В тех случаях, когда вариации общего состава вызваны присутствием обломков вулканитов, граничные значения разделения типов руд должны определяться технологическими требованиями в зависимости от химического состава (пока необходимых данных для такого разделения недостаточно). При дальнейших исследованиях это полезно иметь в виду.

Следует оговорить еще одно обстоятельство: почти постоянно с фосфоритами и фосфатными породами непосредственно связаны железомарганцевые корки, выделения внутри образцов и т.п. В настоящем разделе эта минерализация при изложении не учитывается, поскольку этой проблеме посвящена специальная глава.

Литотипы фосфоритов и фосфатных пород плато Огасавара, хребта Михельсона, Магеллановых гор

Изучение показало, что в драгированном материале присутствуют породы, содержащие резко различные количества фосфата кальция, до 75—90% объема; при этом есть разновидности, содержащие всего несколько процентов. Не вызывает каких-либо сомнений, что в данном случае мы имеем дело просто с разной степенью проявления фосфатизирующего процесса. Можно подобрать серию образцов, в которых видны различные стадии последовательного замещения фосфатом аналогичных по вещественному составу, текстурно-структурным признакам изначальных отложений.

Подобное положение может казаться парадоксальным, но только на первый взгляд. Уже было показано, что фосфатизация исходных пород рассматриваемых районов носит раннедиагенетический характер [Волохин и др., 1988]. Из этого верного суждения вытекают и естественные следствия. Если учесть, что развита начальная, инситу фосфатизация, то, основываясь на работе [Школьник, 1989], и из этого положения следует, что: 1) она захватывает только ограниченные части осадка (поскольку имеет место стягивание фосфора из окружающей массы в определенные области, ибо на фосфатизацию всего осадка фосфора просто не имеется); 2) фосфатизация происходит только в тех случаях, когда в осадке накапливаются остатки организмов с мягкими тканями (реакционноспособное органическое вещество). Отсюда следуют два принципиальных вывода — не вся масса однотипного осадка при прочих равных обстоятельствах фосфатизируется, а только его меньшая часть; распределение фосфатизированных частей подчиняется определенным условиям, но прежде всего обязано присутствию реакционноспособного органического вещества.

Поскольку мы имеем дело не с нормальным разрезом отложений, а с достаточно случайной выборкой драгированных образцов, то естественно, что в одну драгу могут попасть как полностью фосфатизированные фрагменты разреза, так и не полностью, частично фосфатизированные, даже совершенно не фосфатизированные, что в реальности и имеет место.

Такая ситуация делает достаточно сложной задачу выделения промышленных типов руд. Для промышленной оценки в условиях опробования преимущественно свалов на дне следует исходить не только из некоторых средних значений содержаний основных полезных и вредных компонентов, возможностей обогащения и т.д., при ориентировке на спектр вероятного использования, а также учитывать ситуацию оруденения. Если ориентироваться на применение в качестве фосмуки, то средние содержания фосфорного ангидрида будут определяющим фактором (не менее 19–23% P₂O₅). Но при этом варианте можно предварительно считать, что практически

интересны не только фосфориты с 28—30% P_2O_5 , но и с 10—15% и даже меньше в общей совокупности. Таким образом, в спектр промышленного интереса могут попасть известняки с разной степенью фосфатизации.

Совершенно другой подход может сформироваться, если ориентироваться на кислотные способы переработки, поскольку необходимы продукты, содержащие, видимо, не менее 26—28% P_2O_5 . Естественно, что в этом случае породы с 10—20% P_2O_5 уже могут не рассматриваться как рудные.

На данной стадии изученности, конечно, трудно определить с необходимыми ограничениями, тем более что совершенно очевидно, что реальные оценки должны сочетать кобальтоносные корки и фосфатный субстрат как особый тип оруденения в целом. Вместе с тем так же достаточно очевидно, что подходящие фосфориты должны относиться к карбонатному типу.

Значительно более сложная проблема возникает при определении генетических типов карбонатных фосфоритов, поскольку необходимо установление исходного осадка, подвергнувшегося фосфотизации, а также и условий его седиментации. Полная фосфатизация отчасти затушевывает первоначальные черты осадка, хотя, как известно [Школьник, 1990], раннедиагенетическая фосфатизация обычно проходит путем псевдоморфного замещения существовавших текстур и структур.

Изучение показывает, что в строении фосфатизированных карбонатных осадков рассматриваемых гайотов в разном соотношении участвовали следующие главные элементы: нанофораминиферовый ил (или наноил) в варьирующем сочетании с фрагментами, детритом и целыми скелетами различных организмов — ежей, кораллов, водорослей, моллюсков и т.д., а также иногда и обломков более ранних фосфоритов, вулканитов, известняков. В их соотношениях исчерпываются колебания состава ингредиентов, составляющих фосфатизированные известняки. В абсолютном большинстве случаев все детритные фрагменты имеют отчетливо автохтонный характер, явно образовались не на значительном удалении друг от друга, в пределах локального бассейна и соответственно либо совершенно неокатанные, либо в редких случаях отчасти полуокатанные (главным образом последнее касается фрагментов ранних фосфоритов, вулканитов и известняков).

Общей и характерной особенностью является то, что все крупные, псаммитовой и псефитовой размерности биофрагменты (биокласты) и обломки пород погружены в заполняющий микрит (как нефосфатизированный, так и полностью фосфатизированный), количество которого в подавляющем большинстве случаев не снижается менее 15—20% объема, в результате чего все эти фрагменты не опираются друг на друга, а "плавают" в массе такого микрита — изначально карбонатного ила. В крайнем случае никаких обломков и биофрагментов, целых раковин нет — весь объем породы — микрит (полностью фосфатизированный). Особое значение имеют присутствующие планктонные и отчасти бентосные (?) фораминиферы. Характерно, что в подавляющем большинстве случаев они сохраняются в виде цельных раковин без признаков механического или биологического разрушения (рис. 49—51).

Что касается планктонных фораминифер, то их следует рассматривать как элемент, равнозначный (с позиций определения седиментационной сущности) микриту (в основе своей наноилу), имея в виду, что в низких широтах Мирового океана накопление планктоногенных нанофораминиферовых илов — ситуация совершенно типичная. И это несмотря на то, что размеры раковин планктонных фораминифер значительно превышают микритовую размерность. Бентосные фораминиферы, напротив, даже при разрушении их раковин в тонкий детрит вполне аналогичны совокупности биофрагментов, встречающихся в фосфоритах и фосфоритизированных породах.

Вместе с тем планктонные фораминиферы далеко не всегда видны в составе заполняющей массы. Это может означать либо их действительное отсутствие в составе

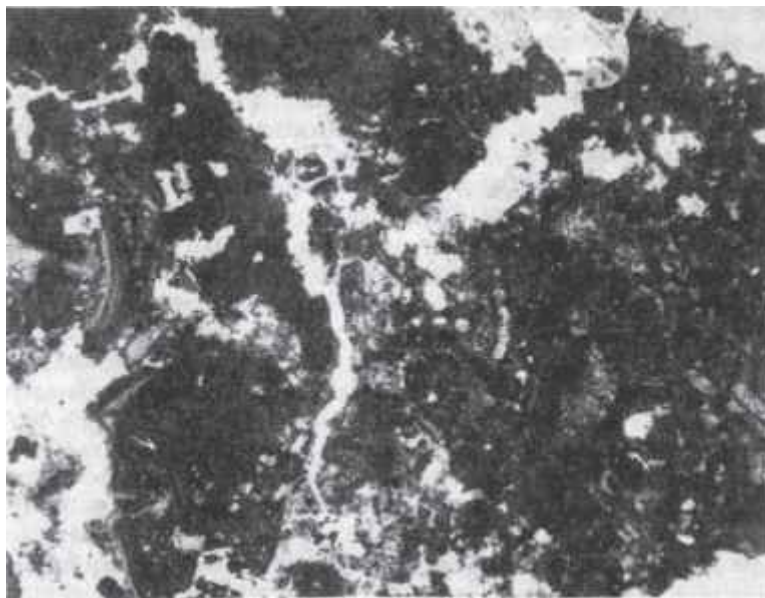


Рис. 49. Фосфатный калькарени́т стадии острова-атолла
Прозрачный шлиф, николи II, увел. х 7. Гайот Батиса, обр. Д923-1Б

планктона, и тогда приходится предполагать только наноил, либо уничтожение воздействием каких-то организмов (рис. 52). Последнее более вероятно, тем более что ходы илоедов реально наблюдались.

В соответствии со сказанным, используя известную классификацию Р. Данхе-ма [Уилсон, 1980], среди фосфоритов и фосфатных пород по соотношению биофрагментов, целых раковин, разных обломков и микрита (включая планктонные фораминиферы) можно выделить такие разновидности, как мадстоуны, вакстоуны, редко — пакстоуны, флоутстоуны. Такая классификация достаточно четко устанавливает некоторые условия седиментации, что облегчает понимание и конкретных условий фосфатизации, непосредственно следующей за седиментацией.

Поскольку предлагаемая классификация отражает условия седиментации (и фосфатизации), то выделение соответствующих обстановок седиментации может иметь определяющее значение для картирования участков с такими обстановками, а следовательно, и групп фосфоритов.

Применительно к рассматриваемой коллекции драгированных пород могут быть конкретно выделены: 1) слоистые и массивные мадстоуны; 2) переходные разности от мадстоунов к вакстоунам; 3) различные вакстоуны; 4) весьма редкие пакстоуны; 5) смешанные, слоистые разновидности указанных выше типов; 6) редкие породы типа флоутстоунов.

Отсутствуют фосфатные грейнстоуны (среди карбонатных пород они есть), баундстоуны (встречаются в виде обломков в вак- и пакстоунах); пеллетные, онкоидные разновидности, но в коллекции карбонатных пород они имеются, причем в одних с фосфоритами драгах. Это обстоятельство является важным для решения проблемы причин фосфатизации. Подчеркивается, что причина последней лежит не просто в карбонатном органогенном накоплении, не в самом факте длительного взаимодействия карбонатов с морской водой, как иногда считается, а имеет четкую обусловленность в накоплении особого типа осадков.

Выделенные выше разновидности включают весь круг карбонатных фосфоритов и фосфатоносных пород на указанных подводных горах.

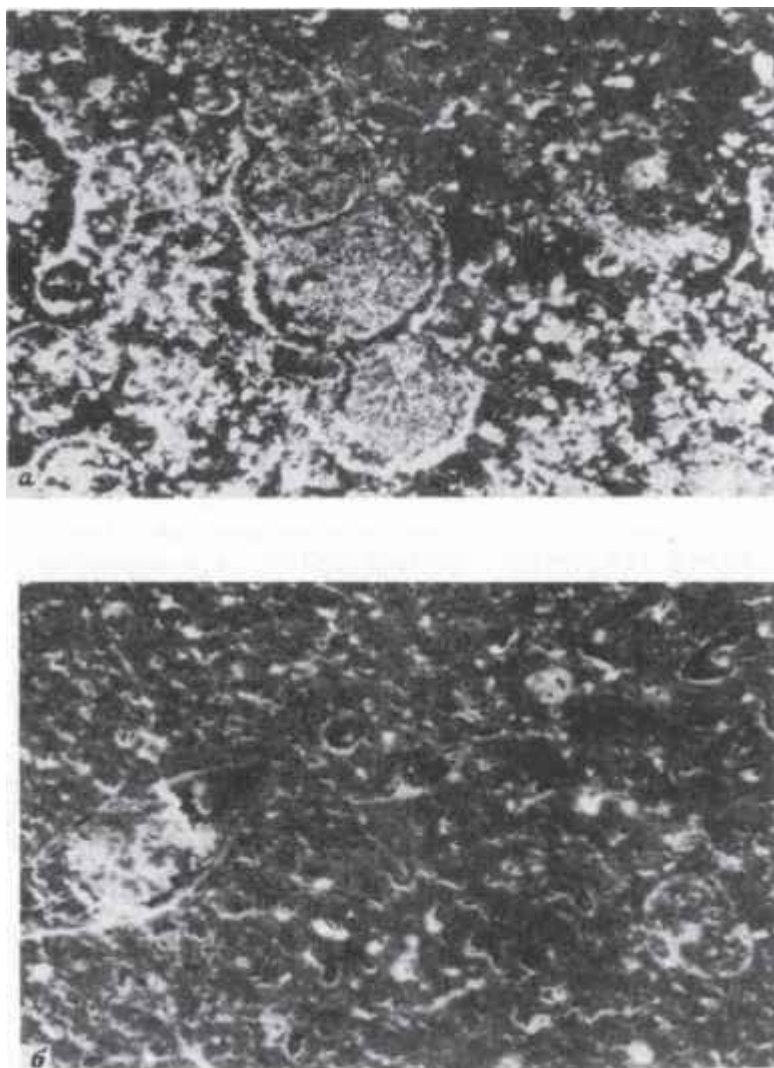


Рис. 50. Остатки фораминифер в фосфатизированном нанофораминиферовом иле (карбонатный фосфорит); прозрачный шлиф (СЭМ)

а — Магеллановы горы, обр. Н13-85/1; б — плато Огасавара, обр. В7-39/11

1. Слоистые и массивные мадстоуны. Эта разновидность составляет до трети всех драгированных фосфатосодержащих пород, включая и фосфориты (более 17—18% P_2O_5).

В основном они состоят из микрита и иногда планктонных, отчасти, возможно, бентосных фораминифер, чаще в виде целых раковин, редко разрушенных (биологически?). Микрит в основной части обычно является изначально карбонатным илом, результатом отложения планктонных водорослей, коколитофорид, т.е. наноилом, что подтверждено электронномикроскопическим изучением на отдельных образцах. В этом отношении присутствие планктонных фораминифер является дополняющим элементом. Отчасти микрит представлен и тонким детритом бентосных организмов, но точные соотношения требуют более детального изучения. Таким образом, начально микрит в совокупности с фораминиферами представляет существенно



Рис. 51. Позднедиагенетическая перекристаллизация в раковине фораминиферы, замещенной фосфатом. Прозрачный шлиф. СЭМ. Магеллановы горы, обр. Н13-85/1

планктоногенный осадок с некоторой, в рассматриваемом случае, скорее, незначительной примесью тонкого бентосного детрита, т.е. существенно наноилы и нанофораминиферовые илы планктоногенного происхождения.

Они могут быть отчетливо слоистыми, до весьма тонкослоистых, почти ламиными, но и массивными в небольших сечениях (что несколько не исключает слоистости большего порядка). Слоистость проявляется различно – в чередовании слоев с различным количеством фораминифер (вплоть до полного отсутствия); в изменении характера микрита, наличии слоевых ограничений и т.п. Отражением слоистости, действительно присущей этой группе, является обычный плитчатый характер поднятых образцов при толщине плиток до 5–8 см.

В крайних случаях, кроме микрита и фораминифер, практически более не наблюдается каких-либо компонентов. Иногда встречаются редкие биофрагменты – обломки скелетов разных беспозвоночных организмов в небольших количествах (до 1–3%), костные остатки позвоночных.

Фосфатизация развита широко, некоторые образцы полностью фосфатизированы и от карбоната остаются только точечные реликты. Неполностью фосфатизированных образцов мало. Из этого следует, что фосфатизация мадстоунов – явление достаточно закономерное и сравнительно широко развитое. Источником, причиной фосфатизации и ее объектом является несомненно сам органогенный ил.

Наличие слоистости, чередование различных по исходному составу пород, плитчатый облик поднятых обломков указывают на: 1) флуктуацию седиментационного процесса, в том числе вариацию органогенных составляющих; 2) послойный характер фосфатизации (преимущественно). Поэтому наиболее вероятный тип разреза, откуда происходят такие фосфатные мадстоуны – относительно частое чередование фосфатных слоев-линз с нефосфатными, слабо фосфатными известняками, в которых было иное соотношение биогенных компонентов, иное содержание мягких тканей и т.д.

Соответствующими аналогами на континентах могут быть: чередующиеся линзы слои фосфорита и доломита в Окино-Хубсугульском бассейне (Э.Л. Школьник и др., 1984 г.), диатомитов и фосфатных мадстоунов в формации Монтерей (Береговые хребты, США) и другие подобные случаи инситу фосфатных линзо-слоев [Школьник, 1990]. Фосфатизация нанофораминиферовых илов вообще характерна для подводных гор Мирового океана [Батурин, 1978], и, строго говоря, все, что до сих

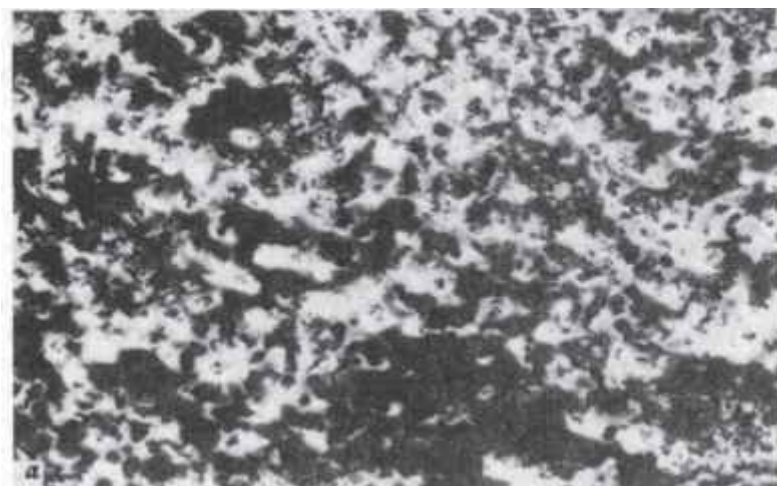


Рис. 52. Не определенные органические образования в фосфорите
Прозрачный шлиф. СЭМ. Плато Огасавара
а — обр. В7-39/11,6 — то же, при большом увеличении

пор достоверно описано по сборам с них, — это фосфатизированные нанофораминиферовые илы. Оригинальность рассматриваемого случая заключается в следующем. Становится ясным, что фосфатизированные нанофораминиферовые илы, наноилы на подводных горах образуют некоторый слоистый разрез, имеют явную латеральную выдержанность (как, например, фосфатоносных пачек диатомитов и мадстоунов формации Монтерей). Подобная фосфатизация не редкость и на континентах (в отложениях эпиконтинентальных морей). В качестве примера можно привести фосфориты эоцена Кызылкумов [Школьник, 1990], где имеют далеко не локальное значение фосфатизированные нанофораминиферовые илы.

Таким образом, мы можем предполагать, что на рассматриваемых подводных горах развит комплекс планктоногенных отложений, фосфатизация которых не связана с ограниченными морфологическими условиями (типа заполнения пор, каверн), а объясняется формированием в слоистой пачке, где фосфатные фрагменты чере-

дуются с нефосфатными, т.е. инситной фосфатизацией типа линзо-слоев [Школьник, 1990].

В практическом отношении подобная разновидность наиболее интересна: она почти лишена примесей (кроме карбонатов), достигает достаточно высокого качества и поэтому оконтуривания полей ее развития могут быть важной задачей при детальном изучении.

По батиметрическому положению в момент отложения и фосфатизации она, видимо, относительно наиболее глубоководная. По известным построениям Д. Уилсона (1988 г.), эта группа соответствует его первой фации бассейновых осадков (с естественной поправкой на рассматриваемые условия). Видимо, она соответствует отложениям планктона на поверхности горы при глубинах океана от 120—150 до 300—500 м. Такая оценка определяется, с одной стороны, отсутствием или крайне редким распространением обломков, целых раковин относительно крупных бентосных беспозвоночных; считается, что это указывает на сравнительно большие глубины. С другой стороны, если бы глубины седиментации были бы более 400—500 м, то вряд ли бы дно достигали мягкие ткани планктона, что полностью исключило бы фосфатизацию.

В соответствии со схемой Д. Уилсона, увеличение роли биокластического, т.е. иного, чем планктоногенный, материала в осадках будет как-то соответствовать уменьшению глубин седиментации карбонатного осадка, исходя из принципа естественного уменьшения количества и отчасти видового разнообразия популяций бентоса по мере возрастания глубин дна.

2. Переходные разности от мадстоунов к вакстоунам. Это достаточно широко распространенная группа с количественно меняющимися соотношениями микрита и биофрагментов, при содержании последних в пределах 10—15%, с отклонениями в обе стороны. Из-за крайне неравномерного, хаотичного распределения биокластов, отчасти целых раковин по породе, точные средние оценки практически невозможны, что и вызвало необходимость выделения настоящей группы. Биофрагменты, конечно, те же — пластинки скелетов ежей, иглы, раковины моллюсков, кости позвоночных, размеры которых достаточно широко варьируют, достигая псаммитовой, в редких случаях даже псефитовой величины. Естественно, часто, но не всегда присутствуют планктонные фораминиферы (в некоторых образцах их очень много); вероятно, имеются и бентосные, поскольку иногда наблюдаются разрушенные раковины фораминифер, что не характерно для форм планктона. Изредка встречаются обломки вулканитов, кристаллов, отчасти, видимо, пирокластического характера. Текстуры как массивные, так и слоистые, плитчатость, видимо, также характерна.

Фосфатизация проявлена достаточно широко. Она развивается прежде всего по микриту, что хорошо видно (и, видимо, за счет его), включая в микрит и целые раковины фораминифер, которые, хоть частично, но фосфатизированы практически постоянно, даже в очень слабо фосфатизированных разностях. Иногда можно наблюдать фосфатизацию только стенок раковин, иногда внутренней части, но и полную фосфатизацию, в конце концов и окружающего пространства.

Наряду с полностью фосфатизированными разностями встречаются только частично затронутые этим процессом. Иногда фосфатизация осуществляется при очевидном стремлении к послойности развития процесса, но далеко не всегда. Иногда фосфатизированы только пятна, неправильные участки, расположенные незакономерно в микрите. Но иногда фосфатизация развивается непосредственно вблизи раковин моллюсков (однако не всех), некоторых костных остатков, особенно если у них есть признаки присутствия хрящеподобных ребер. Представляется, что в последних случаях фосфатизация обязана наличию мягких тканей при захоронении в иле организмов.

Если рассматривать положение этой группы на идеализированном профиле, то ка-

жется понятным, что она развита в условиях несколько менее глубоководных, знаменуя начало перехода к областям с более обильным бентосным заселением.

3. Различные вакстоуны. Эта весьма широко распространенная группа в некотором смысле представляет наиболее своеобразную и наименее однозначно интерпретируемую седиментационную картину: она все же несет максимальную информацию.

Вообще эта группа объединяет достаточно широко варьирующую по составу гамму пород, прежде всего по соотношению микрита и различных крупноразмерных биофрагментов и целых раковин. Количество микрита колеблется от 15—20 до 85—80% объема породы. При этом крупные фрагменты в подавляющем большинстве случаев "плавают" в микрите. Правда, во многих случаях видно, что в микрите много, хоть и сравнительно тонких, но обломков раковин, других скелетных частей, что затрудняет точную оценку количества собственно частиц микритового размера (размером менее 20—15 мкм). С другой стороны, в фосфатизированных разностях, где отчасти сохранился карбонатный материал, отчетливо чувствуется его некоторая неравномерная перекристаллизация, отчасти доломитизация явно позднегодиагенетического характера, происходившая после фосфатизации. В результате наблюдаются определенные различия в строении фосфатизированной и нефосфатизированной основной массы буквально рядом: фосфатизированная часть более тонкозернистая, чем нефосфатизированная.

Некоторые различия состава грубых фрагментов вакстоунов довольно отчетливо связаны с их количеством. Когда количество детрита и целых раковин, костных обломков превышает примерно 30—50% объема породы, наряду с ними начинают встречаться обломки более ранних фосфоритов (преимущественно мадстоуновых), реже вулканитов, еще реже — известняков. Наличие обломков фосфоритов, часто плитчатых, несколько полуокатанных, часто с железомарганцевыми корками по границе фрагментов, несомненно указывает на неоднократное во времени развитие фосфатизирующих процессов в пределах одного гайота, что вполне понятно, если учитывать временные параметры, после которых поверхность гайота уходит ниже области возможного фосфатогенеза. Размеры обломков иногда значительны — до нескольких сантиметров — десятка сантиметров.

Обломки известняков в целом редки: это либо известняки типа баундстоунов (взрослевых) — вероятно, обломки органогенного рифа острова-атолла, либо перекристаллизованные разности, первичный характер которых не ясен.

В целом размеры обломочных компонентов и целых раковин широко варьируют в пределах даже одного образца, достигая размеров крупного псефита, а раковины рудистов — более десятка сантиметров в поперечнике. Неравномерность распределения поразительна, что указывает на случайный характер конкретной картины, но широкое развитие определяет вполне закономерную батиметрическую нишу с определенным биологическим заполнением. Соответствующие популяции бентоса и поставляли основную массу биокластов, возникших, возможно, в результате биологического разрушения. Вероятно, о последнем свидетельствует сравнительно редкое развитие слоистых текстур, а также наиболее широкое развитие мало и неполностью фосфатизированных разностей.

Появление обломков фосфоритов, известняков и отчасти вулканитов несомненно указывает на относительную близость к передовому склону рифового массива, но несколько ниже, видимо, базиса действия штормовых волн. Этим, видимо, определяется батиметрический диапазон формирования этой группы в пределах от 50—70 до 100—120 м. Наличие обломков мадстоуновых фосфоритов может указывать и на ряд последовательных колебаний положения поверхности гайота относительно уровня океана, что в последнее время получило независимое подтверждение.

4. Весьма редкие пакстоуны. Это буквально одиночные образцы, близкие к пакстоунам, по крайней мере участками. Типично присутствие баундстоунов, перекристаллизованных известняков, реже фосфоритов наряду с обычными биокластами. Фосфа-

тизация слабая. Эта группа пород совершенно не характерна для драгированной ассоциации пород.

5. Смешанные, слоистые разновидности из указанных выше типов. Образцов такого характера не так уж много, но сам факт их присутствия принципиально важен. Они прямо указывают: 1) на стратиграфическое и батиметрическое соответствие выделенных разновидностей в принципе (как фосфатизированных, так и главным образом исходных); 2) на определенную ограниченность биотурбации при широком развитии бентосных организмов в выделенных группах; 3) на определенную дискретность седиментационного процесса, а не последовательную непрерывную эволюционность.

Преимущественно слоистые текстуры (кроме отмеченных выше) обусловлены чередованием либо разных по количеству микрита вакстоунов, либо реже вакстоунов с породами, близкими к пакстоунам, или, напротив, к мадстоунам. Фосфатизация их обычно неполная, иногда тяготеет по распределению к стоистости. Мощности слоёв различные — от долей до нескольких сантиметров. Такие породы указывают на то, что в геологическом времени соотношения седиментации микрита и биофрагментов, а также породного обломочного материала существенно могут меняться. Причины этого следует искать во флуктуации уровня моря и (или) в изменении положения поверхности подводных гор относительно уровня океана в результате эндогенных явлений, влияющих на условия седиментации, распределение биотопов, соотношения со структурными элементами поверхности горы.

6. Породы типа флоутстоунов. Крайне редки, практически единичные образцы. Представляют собой микритовую массу—мадстоун с 2—5% биофрагментов (средне-алевритовой размерности), в которую погружены ("плавают") плитчатые полуокатанные гальки нанофораминиферового известняка с примесью биодетрита, отчасти фосфатизированного, либо целиком фосфатные. Гальки, размер которых не менее нескольких сантиметров в длину, обычно имеют железомарганцевую корку.

Если суммировать изложенное, а также учесть данные по литологии собственно карбонатных пород, драгированных с этих же подводных гор, то можно приблизительно наметить в общем виде картину распределения типов пород с учетом вероятного строения привершинных поверхностей.

Практически несомненно, что на этих подводных горах развиты типичные органогенные рифы (присутствие пород типа баундстоунов), зарифовые фации или фации мелководной лагуны (присутствие онкоидных известняков). Поэтому формирование подводных гор из атоллов-островов кажется несомненным. При погружении под уровень океана характер их соответствующей поверхности частично унаследован, по крайней мере в общих чертах: включает возвышенный риф, риф-флет, отчасти постепенно погружающуюся площадку до начала резкого перегиба глубин. Судя по всему последний геоморфологический элемент достаточно широко развит (данные геофизических наблюдений).

-На этой основе возможно предварительное выделение фациальных поясов, укладывающихся в определенный профиль, по обобщенной аналогии со стандартными фациальными поясами Д. Уилсона (1981 г.), но в особой специфике погруженного атолла на подводной горе до глубин 400—500 м ниже уровня океана. Эти вероятные фации следующие:

1. Фация бассейного типа по внешнему периметру зарифового кольца — поверхности подводной горы, формирующаяся при достижении глубин более 150—200 м с отложениями преимущественно планктоногенных илов (мадстоунов) в отсутствии интенсивной биотурбации, крайне незначительного бентосного заселения. Интенсивная фосфатизация.

2. Фация промежуточного типа (соответствующая шельфовым глубинам, преимущественно ниже базиса действия штормовых волн) с отложением планктоногенных илов с ограниченным количеством (и разнообразием?) бентосных и нектонных организмов, но без породных обломков. Переходные от мадстоунов к вакстоунам и вак-

Таблица 33 (продолжение)

Схема классификации и фациального распределения фосфатных пород
плато Огасавара, хребта Михельсона и Магеллановых гор

Фация	I — бассейновая, более 200 м	II — предрифовая, 200—700 м		III — околорифовая область, около 50-70 м
		Внешняя	Внутренняя	
Исходная фация отложений	Слоистые и массивные нанофорамини- феровые илы, наноилы карбонатные. максимум алев- ритовые. Мад- стоуны (микрита + фораминифер более 90% объема породы)	Массивные и слоистые наноилы. нанофораминифе- ровые илы с не- большим коли- чеством био- кластов и целых раковин. Переходные от мадстоунов к вакстоунам (фраг- ментов не более 5—15% объема по- роды)	Массивные и слоистые наноилы, нано- фораминиферовые илы со значитель- ным количеством биокластов и целых раковин, редкие обломки пород. Вакстоуны (фрагмен- тов — около 20—60% объема породы)	Массивные и слоис- тые биокласты, целые раковины. обломки пород (включая баундсто- уны) с наноилом, нанофораминиферо- вым илом. Ваксто- уны, переход к пак- стоунам (фрагмен- тов — до 60—80% объема породы)
Степень проявле- ния фосфатизации	Значительная	Значительная	Менее значитель- ная	Менее значительная до слабой

Примечание. Фосфатизация везде связана с микритом и планктонными фораминиферами и отчасти раковинами, фрагментами костей, а также с обломками более древних фосфоритов.

стоуны с ограниченным количеством, до 30—40%, остатков непланктонных организмов. Умеренная до интенсивной фосфатизация.

3. Фация, наиболее приближенная к органогенному рифу с глубинами около 30—70 м (несколько выше базиса штормовых волн) с отложением вакстоунов до пакстоунов и флоутстоунов, с умеренным количеством планктонного материала, обилием остатков бентосных организмов и с продуктами разрушения органогенного рифа, включая и более древние фосфориты. Умеренная фосфатизация.

Обобщенная схема такого фациального распределения дана в табл. 31. Конечно, на эту идеальную картину накладываются колебания уровня моря, возможные положительно-отрицательные перемещения (?) самой подводной горы. По закону Вальтера эти фации должны сменять друг друга не только латерально, но и в разрезе. Понятно, что в конечном итоге фация I может в принципе перекрыть сам органогенный риф и III этом случае (при погружении до глубин 400—500 м) она будет распространена по всей поверхности подводной горы, но и фосфатизирована. Затем, при достижении поверхностью гайота больших глубин, она сменится накоплением тех же илов, но уже нефосфатизированных.

Таким образом, для выделения разновидностей фосфатных пород (по карбонатам) на подводных горах необходимо осуществлять определенное картирование на основе определения соответствующих типов осадков, в том числе и областей развития органогенных рифов, выходов вулканитов, последовательных стадий седиментации.

Итак, в настоящем разделе рассмотрена вполне определенная группа фосфоритов, которая связана почти исключительно с планктоногенной карбонатной седиментацией, дополненной местными бентосными и отчасти нектонными отложениями, с примесью продуктов разрушения коренных выходов. Отдельные слои и участки таких осадков подвергаются раннедиагенетической фосфатизации, которая вызвана

разложением, деструкцией мягких тканей организмов, в тех случаях, когда они попали в осадок с ними.

В этом смысле она не представляет особый оригинальный тип фосфатизации, **ибо** в конце концов фосфатизация нанофораминиферовых илов — явление совершенно обычное на подводных горах, как и на континентах. Добавление к ним любого иного биогенного материала принципиально, конечно, картину не меняет. Но от других, **до** стоверно установленных видов фосфатизации на подводных горах эта группа отличается формированием в толще свободно накапливающихся осадков на достаточно устойчивых площадях. Из известных в мировой практике типов инситу фосфатизации [Школьник, 1989], наиболее близка фосфатизация в виде слойков-линз или **не** правильных обособлений. Будущие исследования покажут, насколько высказанные соображения окажутся полезными для понимания процессов фосфатогенеза на подводных горах.

И наконец, на рассматриваемых гайотах незначительно распространена группа фосфатных пород, связанная с вулканическими образованиями. Она слабо представлена в поднятом материале и может быть подразделена на две разновидности: фосфориты непосредственно в вулканитах и фосфориты описанного типа, но включающие значительное количество обломков вулканитов и продуктов их изменения. Присутствие таких пород отчетливо устанавливается уже химическими анализами образцов. Действительно в карбонатных фосфоритах практически должны отсутствовать оксиды кремния, алюминия и др. Напротив, высокие содержания последних указывают на присутствие фосфоритов, которые с промышленной точки зрения следует определять как силикатные. Понятно, что такие разности требуют особого подхода с технологической точки зрения и поэтому на данной стадии изученности их необходимо отделять от собственно карбонатных фосфоритов. Можно считать, что вследствие высоких содержаний окислов железа и алюминия они могут использоваться только в виде фосфатной муки.

Фосфориты непосредственно в вулканитах. Имеется только один образец вулканита, трещина в котором (до 0,5 см шириной) заполнена фосфатизированным нанофораминиферовым илом. Длина ее не менее нескольких сантиметров. По своему характеру это абсолютно тот же случай, что описанное заполнение пор, каверн трещин в вулканитах, фосфатизированных нанофораминиферовым илом [Школьник Батурин, 1987], делавшее излишней дальнейшую характеристику. До недавнего времени казалось, что этот тип фосфатизации имеет небольшое распространение, но сейчас ясно, что он может иметь важное значение не только потому, что весьма широко распространен, но и потому, что является обычным субстратом кобальто-марганцевых корок, в результате чего образуются комплексные руды.

Фосфориты и фосфатные породы со значительной долей обломков вулканитов. Это, как правило, те же описанные выше вакуолиты, но содержащие значительные количества вулканических фрагментов в виде обломков пород, кристаллов и продуктов разложения вулканитов. Если степень фосфатизации их не велика, то их следует классифицировать как силикатно-карбонатный тип, если карбонат полностью фосфатизирован, — как силикатные фосфориты. Соответственна и их практическая оценка.

Фрагменты пород, как правило, окатаны слабо, но все же смотрятся как вулканомиктовый материал. Обломки кристаллов вообще угловатые и, возможно частично или полностью являются пирокластикой. Большей частью фосфатизации не подвергаются и поэтому в общем эти породы более бедные по содержанию пятиоксида фосфора. Возможно, фосфатизируются только обломки базальтового стекла.

Источник и причина фосфатизации те же — нанофораминиферовые илы. но форма отчасти своеобразна.

Фосфориты и фосфатные породы центральной части поднятия Маркус-Уэйк

В этом регионе, в отличие от выше охарактеризованного, весьма широко развиты одводные горы со сравнительно не очень мощной и распространенной карбонатной "шапкой", либо даже с ее отсутствием. Поэтому в пределах вершин гор достаточно широко распространены вулканиты. Дополнительные сложности для изучения, однако, могут создаваться при распространении на вершинах гайотов рыхлых третичных — современных осадков. Преобладающие литотипы фосфоритов и соответствующие им обстановки отложения в общем заметно отличаются в резком уменьшении до полного отсутствия бентосных остатков в преобладающей массе нанофораминиферового ила, наноила, т.е. по сути соответствующих типу мадстоуновых фосфоритов описанного выше региона. Одновременно резко возрастает роль фосфоритов с примесью обломков вулканитов и часто обломков более ранних фосфоритов, а также вулканитов с порами, кавернами, заполненными фосфатом. Мы склонны считать, что причиной такой ситуации являются именно различия в геологическом строении, а соответственно и в геологической истории подводных гор этих двух разных регионов.

И Таким образом, относительно условий карбонатакопления (и соответственно фосфатизации) описанная группа подводных гор отвечает обычно комбинации обстановок отложения как существенно планктоногенных осадков (относительное глубоководье), так и смешанных в сочетании с комплексами бентоса, нектона. Для рассматриваемой же группы характерна лишь планктонная седиментация. Мощная карбонатная "шапка" возможна, вероятно, лишь при относительно медленном погружении крупной подводной горы после стадии острова-атолла, когда происходит бентосное заселение вершинной поверхности, интенсивно проявляется апвеллинг и развиваются системы трофической связи до конечной, мощной, популяции рыб.

И Напротив, сравнительно быстрое погружение (тем более если вершины не достигали уровня океанов или были около него недолго) позволяет сформироваться отложениям преимущественно планктоногенным, да и то небольшой мощности. А в случае отсутствия сколько-нибудь ровных, защищенных площадок единственным свидетельством достаточно мощной планктонной седиментации будет фосфатизированный Ианофораминиферовый ил, заполняющий поры, каверны, трещины в вулканитах.

Е Промежуточным по сути литотипом между крайними членами ряда "фосфатизированные планктонные илы—фосфатизированные вулканиты" выступают смешанные разновидности: фосфатизированные планктонные илы, включающие разновеликое количество обломков вулканитов — продуктов разрушения коренных выходов последних в пределах привершинных поверхностей подводных гор. Естественно, к ним добавляются обломки более ранних фосфоритов, что также является показателем достаточно сложной морфологии вершинных поверхностей рассматриваемых подводных гор в период развития фосфатогенеза. Поскольку процесс фосфатизации ила — исключительно быстрое явление, то появление обломков более ранних фосфоритов несколько не свидетельствует само по себе о сколько-нибудь значительных временных разрывах, хотя в конкретных случаях они могут быть и достаточно велики.

< Обломки вулканитов в основном отчетливо угловатые, и поэтому определение соответствующих фосфоритов преимущественно как брекчий отражает характер исходного материала как обломочную дресву. Вместе с тем не может исключаться, что часть обломков, возможно, снесена с мелководья, т.е. представляет собой материал, подобный вулканомиктовому. Однако обстановки отложения этих пород, несомненно, низкоэнергетические, заметно ниже базиса действия волнений, и поэтому оснований для отнесения их к иному генетическому типу нет, даже если изредка встречаются и обломки несколько округлой формы.

[На основании изложенного выше можно представить схему распределения литотипов фосфоритов для подводных гор изученной части системы Маркус-Уэйк и Магел-

лановых гор: 1) литотип участков гор—плоских поверхностей, площадок без выходом вулканитов с сравнительно мощными планктоногенными отложениями — фосфатизированные нанофораминиферовые илы, наноилы без обломков вулканитов (полный аналог мадстоуновых фосфоритов); 2) литотип относительно плоских поверхностей с выходами вулканитов как непосредственно в их пределах, так и в случае прилегания к выходам вулканитов — фосфатизированные нанофораминиферовые илы, наноилы с варьирующей примесью обломков вулканитов, в крайнем случае — фосфатные брекчии; 3) литотип отложения планктонных осадков в условиях отсутствия плоских поверхностей, развитие вулканитов с порами, кавернами, трещинами, фосфатизированное заполнение пор, каверн, пустот, трещин в вулканитах — фосфатные вулканиты.

Естественно, что на разных подводных горах указанные литотипы развиты неодинаково и на одной подводной горе могут присутствовать как совместно, так и в отдельности. Все зависит от конкретных индивидуальных условий развития отдельной горы. Из сказанного следует, что, устанавливая общие особенности подводной горы (масштабы развития карбонатной "шапки" или, напротив, широкое развитие вулканитов, отсутствие плоских площадок при эхолотировании), можно уже заранее представлять себе литотипы фосфоритов, которые на них можно будет обнаружить!..

Выполненный анализ литотипов фосфоритов подводных гор Западной Пацифики и связанных с ними обстановок отложения показывает достаточную сложность процессов их формирования, которая зависит не столько от собственно фосфатизирующих процессов, сколько от конкретного хода развития подводной горы, начиная от стадии острова-атолла, которую прошли, как становится ясным, далеко не все подводные горы, и кончая скоростями погружения и пребывания вершинных поверхностей в области, благоприятной для фосфатизации осадков. На этой основе возможна даже определенная классификация различных подводных гор на более или менее благоприятные для изучения и оценки фосфоритов, а также тесно связанных с ними железомарганцевых образований. Совершенно очевидно, если мы не сможем адекватно определять те обстановки, в которых реально происходят фосфатогенерирующие процессы, то не сможем и наиболее оптимально и экономично давать практические оценки, что только и позволит снижать затраты на морские геологические разведочные работы. Сейчас ясно, что на этом пути сделаны некоторые важные шаги.

Глава 5

ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ФОСФОРИТОВ ПОДВОДНЫХ ГОР ОКЕАНА

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОЦЕНКА ПРАКТИЧЕСКОГО ЗНАЧЕНИЯ ФОСФОРИТОВ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

Проблема определения типов фосфоритов подводных гор, их генетической модели (природного кода образования) привлекала исследователей с момента их обнаружения. Соответствующий обзор дан Г.Н. Батуриным [1978] по состоянию на начало 80-х годов. Следует отметить, что первоначально фосфориты подводных гор считали метасоматическими. Обусловлено это было тем, что в поднятых образцах, особенно в j преобладающих первичнокарбонатных породах, исследователи видели участки, подвергшиеся фосфатизации с замещением фосфатом карбонатных фрагментов.

Фосфатизация всегда есть процесс замещения (и осаждения в поровом пространстве) осадка, и в этом смысле все фосфориты (исключая заведомо органические, например фосфатные ракушечники) - метасоматические образования. Но важно где, как и почему происходит этот процесс. Сейчас ясно, что он осуществляется на самых ранних стадиях формирования осадка в условиях температур морского дна, причем замещаться могут только определенные компоненты (замещаются, например, карбонатные частицы, но не замещаются кварцевые зерна), при этом нет никакой аналогии с типично метасоматическим замещением уже литифицированных пород. Но именно благодаря этим ключевым моментам столь превосходно сохраняются в фосфоритах скелетные остатки большинства видов всех систем, включая в некоторых¹ случаях и даже мягкие ткани. Отсюда можно заключить, что фосфориты подводных гор Мирового океана не могут исключаться из всего семейства фосфоритов планеты: они являются просто частным случаем общего явления - земного фосфатогенеза.

С первых наблюдений стало ясно, что фосфатизации подвергаются те главные типы пород, которые развиты на подводных горах, - вулканиты и карбонатные породы. Годы изучения подтвердили эти выводы. Однако формы и характер соотношений до последних лет не были достаточно ясны. И лишь теперь можно констатировать, что почти все возможные (даже теоретически) варианты видов фосфатных образований в той или иной степени изучены и получили соответствующую характеристику. Конечно, необходимо иметь в виду, что драгами и дночерпателями обычно поднимаются уже отторгнутые, дезинтегрированные от массива коренных тел обломки - детритный или эдафогенный материал. Геологам хорошо известно, как трудно интерпретировать даже на континенте по делювиальным свалам строение разреза осадочной толщи или массива магматических пород. Это особенно сложно в океанических обстановках в условиях сбора наблюдений с кораблей. Тем важнее непредвзятый анализ, поиск логически обусловленной системы связей, учет всей совокупности данных о фосфоритах, включая и сведения о фосфоритах континентов.

С экономической точки зрения наиболее важны характеристики состава фосфоритов и их строение (имея в виду обогащение, прямое применение и т.д.). Поэтому выделение литологических типов в этом плане требует учета ряда формальных данных, в том числе общих химических анализов, структурно-текстурных отношений компонентов. В идеале для создания адекватных генетических моделей важно соединение на разном уровне обобщения некоторых явно генетических характеристик с вещественными.

Для фосфоритов подводных гор намечается некоторая общность этих двух позиций, которая может быть реализована в следующей предлагаемой их классификации, которая основывается на соотношении фосфатизированных и не фосфатизированных компонентов, характере их распределения. При этом за рамками рассмотрения пока остается такой постоянный их компонент, как железомарганцевые корки, т.е. в принципе рассматривается субстрат этих корок. Затем главное различие проводится по принципу нахождения *in situ* или в переотложенном виде.

К настоящему времени достоверно известен лишь один случай нахождения фосфоритов на подводных горах *in situ* (см. раздел о системе Маркус-Уэйк). Преобладающая масса исследованных образцов, напротив, представляет собой обломки, в той или иной степени отторгнутые от коренного залегания, т.е. подводный (донный) делювий-элювий (эдафогенный материал). Хотя, конечно, ясно, что они отражают какие-то коренные породы, но точных сведений об условиях залегания *in situ* все же не дают. И мы не вправе, как бы этого ни хотелось, на основе наблюдения за делювиально-элювиальными свалами недооценивать соотношения в коренных породах. Конечно, этот негативный фактор будет снят, когда использование подводных аппаратов и бурение на соответствующих глубинах станут обязательным элементом изучения. Правда, в некоторых случаях, например для фосфатизированных базальтов, некоторые реконструкции достаточно очевидны.

С учетом сделанных замечаний можно выделить следующие типы и разновидности фосфоритов (фосфатных пород с не менее чем 15-18% P_2O_5), развитых и образованных на подводных горах (табл. 32).

Основной фосфатизирующей и фосфатизированной составляющей является нанофораминиферовый ил (наноил), который почти постоянно присутствует либо как главный или дополняющий компонент основной массы, либо как такой же компонент переотложенных обломков более ранних фосфоритов. Соотношение нано- и фораминиферовой составляющих может широко колебаться и, возможно, они могут быть даже разновозрастными в пределах одного образца.

Они являются крайним членом ряда соответствующих осадков (пород) и отвечают типам пород от мадстоунов до вакстоунов (по американской терминологии). Обозначается при появлении скелетных остатков макрофауны (или их фрагментов), а также обломков более ранних фосфоритов и вулканитов, переход к типичным вакстоунам и пакстоунам, а при крупных размерах обломков пород — к явным брекчиям и конгломератобрекчиям (последние имеют относительно окатанные гальки). В этом ряду роль тонкозернистого (наноил) или мелкозернистого (фораминиферы) матрикса уменьшается.

Поэтому в общем можно выделить три компонента, независимо от степени фосфатизации определяющих исходную породу: 1) нанофораминиферовый ил (наноил) — основная и заполняющая часть породы — до 100% объема; 2) обломки ранних фосфоритов, вулканитов, редко вулканический пепел — до 50-60% объема породы суммарно, отчасти по отдельности; 3) скелетные остатки (детрит беспозвоночных, кости и зубы позвоночных) — до 50-60% объема.

Основной фосфатизируемый (не всегда полностью) компонент — это нанофораминиферовый ил (наноил), в определенной степени и остатки макробииоты, исключая изначально фосфатные фрагменты скелетов позвоночных. Более ранние фосфоритные обломки — это по сути тот же элемент, но просто переотложенный после фосфатизации.

Нефосфатные компоненты фосфоритов (не считая Fe-Mn образований) — это либо карбонатный материал (планктоногенный, либо макробiota или ее фрагменты, в том числе и микрозернистые), не подвергшийся фосфатизации, либо обломки вулканитов, либо, возможно, изредка пирокластический, но преимущественно вулканомиктовый материал.

С практических позиций важно учитывать степень фосфатизации, присутствие со-

Таблица 32

Классификационная схема разновидностей фосфоритов и фосфатных пород Западной Пацифики

Типы и группы фосфоритов	Вещественный состав	Материал, в котором происходит фосфатизация	Стадия	Распространение
I. Инситуные слоистые	Карбонатный	Наноклы	Подводной горы	Неясное, вероятно, весьма широкое
II. Нейнситуные, обломки в эдафогенных шлейфах:				
1) вулканитов с фосфатным заполнением пор, каверн, трещин (фосфатные базальты);	Силикатный	Нанофораминиферовые илы, редко с другими фоссилиями	То же	Широкое (на некоторых горах – единственный тип)
2) известняков с фосфатным заполнением пор, трещин;	Карбонатный	Нанофораминиферовые илы, отчасти рифовые породы каркаса	"	Незначительное
3) гидротермально-измененных пород с фосфатным заполнением трещин, пор;	Кремнистый (?)	Нанофораминиферовые илы	"	Незначительное
4) слоев фосфоритов;	Карбонатный	Нанофораминиферовые илы, наноклы, иногда с организмами бентоса, нектона	"	Широкое – на горах с карбонатной "шапкой"
5) слоев фосфатных брекчий, включают значительное количество обломков вулканитов, фосфоритов, редко известняков;	Силикатный, карбонатно-силикатный	Нанофораминиферовые илы (основной массы брекчий)	"	Широкое, особенно на горах с выходами вулканитов на вершинах
6) слоев фосфатных калькаренитов, грубообломочных пород	Карбонатный, силикатно-карбонатный	Рифовых и околорифовых пород	Острова-атолла	Незначительное

Ответственно карбонатных и вулканических (силикатных) компонентов. Кремнистые фосфориты крайне редки и с практической точки зрения учитываться вряд ли должны. Таким образом, наиболее распространенными видами являются карбонатные фосфориты (всех разновидностей) и силикатные, реже карбонатно-силикатные.

Из выделенных типов и разновидностей в геологическом отношении пока наиболее часты: фосфатное заполнение пор, каверн в вулканитах, пирокластике и фосфориты всех разновидностей группы 2. Можно сказать, что именно они доминируют на подводных горах. Вероятно, при дальнейшем изучении выявится важная роль в количественном отношении карбонатных фосфоритов группы 1, но пока они установлены в одном случае.

Особое практическое значение может иметь вид 1, поскольку, как установлено в самое последнее время, достаточно часто (точные количественные оценки еще отсутствуют) в них хорошо развиты цеолиты. В этих случаях можно говорить о комплексных цеолит-фосфатных концентрациях, которые при дальнейшем изучении могут выделяться как самостоятельная разновидность, что следует иметь в виду.

Приведенная общая классификация литогенетических типов фосфоритов и фосфатных пород подводных гор вне ее практического преломления определяет подход к формированию генетической модели их образования.

Естественно стремление найти общие позиции с моделями образования фосфоритов континентов, где прежде всего необходимо наметить некоторые возможные

аналоги. Наиболее очевидным из них можно считать фосфориты эоцена Центральных Кызылкумов [Школьник, 1990], залегающие в толще карбонатных отложений изначально нанофораминиферовых илов и представляющие их фосфатизированные эквиваленты. И хотя отлагались они на шельфе эпиконтинентального моря, но сам факт фосфатизации нанофораминиферовых илов показателен. При этом мощность собственно фосфоритов несоизмерима с мощностью этих отложений в целом; фосфориты составляют, видимо, менее 0,001 мощности разреза. Это ставит проблему, постоянную при рассмотрении генезиса фосфоритов - почему одни и те же по составу и происхождению осадки в одних случаях фосфатные, в других - нет? Ответ, естественно, лежит в особых, иных условиях седиментации.

Значительно большие трудности возникают при поиске аналогов на континентах фосфатизированного заполнения пор, каверн, пустот в различных породах, прежде всего в базальтоидах. Нам известен только один возможный аналог - фосфатопоявления в свите мтавари в Грузии [Бродская, 1974], но в 50-60-е годы эти проявления в таком ключе не были охарактеризованы, хотя имеющиеся многочисленные описания кажутся убедительным подтверждением аналогии. Было бы весьма полезным в настоящее время провести соответствующее изучение и сравнение. Аналогов мало, поскольку для этого необходимо, чтобы на низкоширотном шельфе эпиконтинентального моря мелового и более молодого возраста получили широкое развитие излияния пористых базальтоидов, а подобная ситуация достаточно редка в магматической геологии.

Напротив, достаточно широкое распространение брекчиевых и конгломерато-брекчиевых фосфатных пород, включающих явно переотложенные обломки более ранних фосфоритов, с признаками соответствующих перемылов, - совершенно обычная ситуация для многих фосфоритоносных районов континентов. Известны целые бассейны, где седиментационные брекчии фосфоритов - почти единственный тип. И этому имеется вполне закономерное объяснение, непосредственно связанное с условиями образования фосфоритов *in situ*. Это - процесс, происходящий на самых первых стадиях формирования осадка и исключительно быстро не только геологически, но и в масштабах обычного времени - от нескольких часов до нескольких лет, в крайнем случае - десятков лет. При этом фосфатизация осадка - это и процесс его литификации, но именно по причине указанного значительно обгоняющий во времени процесс общей литификации колонны вмещающих осадков. Поэтому при заметном возрастании динамики среды седиментации легко происходит разрушение таких относительно крепких (особенно при попадании в зону окисления) слоев и формирование брекчий взламывания.

Вместе с тем специфика обстановок формирования фосфоритов подводных гор достаточно существенна: это - ареалы подводного частично субаэрального вулканизма; преимущественно низкоширотного положения; возрастные ограничения, начиная с мела; удаленность от континентов и в результате отсутствие в заметных количествах терригенного материала; преобладающая карбонатная планктоногенная седиментация на стадии подводной горы и часто, но не всегда, присутствие остаточного карбонатного же комплекса острова-атолла; вариация глубин седиментации во времени для одной и той же географической точки. Именно на таком фоне и происходит фосфатизация и трансформация уже образованных фосфоритов. И конечно, все это придает вполне определенные черты отличия фосфоритам океанических подводных гор от фосфоритов континентальных бассейнов, что, конечно, следует всегда учитывать. Однако действительно научный подход требует поиска инвариантности в сути явления при учете внешней специфики.

Автор настоящего раздела обобщил имеющиеся данные и сформировал представление о начальной (инситу) фосфатизации и последующих преобразованиях для континентальных месторождений. В конечном счете процесс сводится к образованию переотложенных и отсепарированных от нефосфатных компонентов наиболее

богатых, выдержанных и соответственно наиболее практически ценных зернистых фосфоритов [Школьник, 1989]. Все эти представления вполне применимы и к фосфоритам подводных гор.

Несомненно, что все известные фосфориты подводных гор возникли в значительной степени за счет фосфатизации органогенных осадков (в том числе и перетолженные их фрагменты). Если органические остатки не видны визуально или под оптическим микроскопом, то после специальной обработки с помощью сканирующего микроскопа они устанавливаются вполне определенно, за исключением, видимо, одной разновидности, возникающей при перекристаллизации фосфатного заполнения пор и каверн. В подавляющем же большинстве случаев даже только в оптическом микроскопе четко просматривается существенно органогенная структура фосфоритов, хотя сохранность фоссилий для палеонтологического определения далеко не всегда хорошая.

Обратимся к конкретным типам фосфоритов подводных гор. Что касается органогенного ила, выполняющего поры, каверны, трещины и другие пустоты в твердом каркасе пород, то ситуация вполне определенная: "дождь" остатков планктона заполняет эти пустоты, причем, видимо, имеет место и некоторая инфильтрация, своеобразное "засасывание" биоты в поры, каверны. В результате создается идеальная обстановка для фосфатизации, которая тем не менее не всегда охватывает весь инфильтрированный материал, часто остаются и не фосфатизированные (карбонатные) участки.

Чем же обуславливается фосфатизация? Главным, а по сути и единственно возможным объяснением является то, что непосредственной причиной является разложение мягких тканей планктона. Если это так, то сразу возникает ограничивающее следствие - глубина океана над подводной горой не должна быть более первых сотен метров, ибо при больших глубинах мягкие ткани планктона успевают разложиться, и соответствующие эффекты уже не возникают в осадке. Значения глубин более 500-700 м кажутся уже неблагоприятными. Именно поэтому современные планктонные осадки на глубинах в несколько тысяч метров не содержат ни остатки с мягкими тканями, ни фосфориты.

Заполнение планктоном с мягкими тканями пор, каверн, трещин создает в них уникальную обстановку с началом распада этих тканей, который начинается почти сразу после заполнения пор и происходит чрезвычайно быстро. Распад осуществляется с помощью обычных анаэробных микроорганизмов, остатки которых постоянно устанавливаются в последние годы в самых разных фосфоритах. В свою очередь это ведет к развитию сульфат-редукции поровой воды, созданию восстановительной обстановки - а в целом к благоприятным условиям для фосфатного осаждения и замещения. Прохождение этих процессов в ограниченном пространстве (поры, каверны и т.п.) создает в принципе ситуацию, аналогичную возникающей в конкреционном желваке, поскольку над заполненной порой будут относительно более окислительные условия.

В процессе фосфатного осаждения, замещения карбоната за счет фосфора мягких тканей и поровой воды в пределах заполненной поры возникает градиент концентраций с наддонной водой, который неминуемо определит диффузию - подток фосфора не только из наддонной, но и поровой воды каркаса для выравнивания концентраций. Этот процесс продолжается до завершения распада мягких тканей планктона, а также и возникшего микробиального сообщества. Если их хватает на полную фосфатизацию, то материал заполнения поры фосфатизируется целиком, если нет - то остаются не замещенные участки, сложенные карбонатом. Конечно, процесс идет и потому, что карбонатные скелетные части просто могут фосфатизироваться замещением. Это достаточно хорошо известно и экспериментально доказано. Подходящий материал для фосфатизации, таким образом, еще одно необходимое условие, и в частности поэтому практически не замещаются фосфатом базаль-

тоиды стенок пор, цеолиты, выполняющие их, хотя в некоторых случаях интенсивно замещаются стеклами базальтов.

Подобная раннедиагенетическая фосфатизация происходит при обычных, достаточно низких температурах и низких же давлениях преимущественно за счет мягких тканей. И когда мы видим в оптическом или сканирующем микроскопе прекрасно сохранившиеся скелетные остатки, но целиком замещенные фосфатом, то должны иметь в виду, что произошло замещение неомертвевших скелетных тканей, сохранявших еще элементы мягких тканей и других прижизненных компонентов. Именно и этом главная специфика раннедиагенетической фосфатизации, по сути метасоматической, но совершенно отличной от обычного в геологии процесса замещения твердых пород. Вместе с тем следует с определенностью отметить, что по такому механизму раннедиагенетической фосфатизации в природе осуществляется, как становится все яснее, целый ряд рудогенерирующих процессов. К ним относится образование некоторых типов полиметаллического, золотого, циркониевого оруденения. Таким примером может быть известный факт - "сульфидный" человек погребенный в шахте под обвалом, тело которого оказалось замещенным пиритом.

Возвращаясь к проблеме фосфатизации, еще раз подчеркнем, что в любом морском фосфорите (не сильно измененном) при использовании определенных аппаратуры и методики препарации должны были быть обнаружены органические остатки, чаще в виде скелетов, в крайнем случае - замещенных мягких тканей. Хорошая сохранность (до ультрамикроскопических деталей) - верный признак раннедиагенетической фосфатизации, исключающий любые другие возможные механизмы формирования.

Различия в строении, но главным образом в составе каркаса, образующего поры, достаточно существенны, хотя главная роль принадлежит заполняющей массе ила. Тем не менее при этом могут происходить и процессы замещения стенок поры фосфатом, что зависит от состава каркаса [Школьник, Батулин, 1986]. Другая важная роль каркаса - это обилие, количество образованных пустот. Понятно, что при большей общей пористости содержание фосфорного ангидрида на массу будет большим. Максимальные значения объема пор до 70-80% обеспечивают при прочих благоприятных условиях содержание на массу до 28-31% P_2O_5 . Отсюда важный поисковый признак - развитие на подводной горе высокопористых, трещиноватых базальтов более благоприятно для выявления корок с фосфоритовым субстратом. С другой стороны, отсутствие на гайоте карбонатной "шапки" не может быть критерием и отсутствия фосфоритового субстрата корок.

Состав субстрата значения не имеет, важны поры, каверны, трещины, что и определяет достаточно широкий диапазон конкретных разностей фосфоритов.

Остальные типы фосфоритов формируются не в ограниченном объеме (поры, каверны и др.), а на открытых поверхностях за счет всего отлагаемого материала. Причины фосфатизации аналогичны, но внешние формы и ограничения, конечно, иные. Непосредственной основой является такая существенно органогенная седиментация, когда к месту отложения поступают органические остатки с мягкими тканями. Однако играют роль и другие факторы. Из них главный - высокие скорости при значительной массе поступающего материала. Почему? Поскольку главной определяющей причиной являются мягкие ткани организмов, то если темпы накопления низки и массы осадка невелики, то уже на поверхности осадка мягкие ткани организмов распадаются быстро в условиях обычно сравнительно высокой степени окисленности. Быстрая седиментация с достаточно большой массой поступающего органогенного осадка приводит к тому, что осадки быстро формируются, и в них самих уже происходит распад мягких тканей под действием большей частью анаэробных микроорганизмов.

Из этого положения можно сделать вывод, что в одной осадочной колонке, сложенной буквально одними и теми же организмами, отдельные интервалы могут быть

• фосфатизированы, а другие - нет. О том, что седиментация на подводных горах - Неравномерный, неоднородный процесс, свидетельствует постоянное присутствие слоистых, до тонкослоистых текстур в фосфоритах подводных гор. Несколько иначе, но только в плане развития, решается вопрос о бентосных формах организмов, но общая причина остается неизменной. Быстро отлагающийся слой, достаточно мощный (от долей сантиметра, но чаще от 2-5 см и более), уже может фосфатизироваться по принципу формирования пластовой, линзообразной конкреции, длиной до нескольких метров, может быть и значительно больше. Но при любых обстоятельствах это не четкие слои (хотя внутренняя слоистость вполне седиментационная), ибо фосфатизация все же наложенный процесс, и именно поэтому постоянно в образцах мы встречаем нефосфатизированные участки, все ступени перехода от почти чистого фосфорита к обычному известняку. Хотя постоянно чувствуется тенденция к послыйному развитию фосфатизации, но имеются и контуры, поперечные слоистости.

Конечно, в большинстве случаев мы имеем дело с обломками. Реально же о положении фосфоритов в разрезе "шапки" гайотов мы до сих пор ничего не знаем, и прогресс тут отчасти возможен при использовании подводных аппаратов, но главным образом бурения. Пока же мы должны использовать опыт изучения фосфоритов континента для создания разумной и максимально адекватной интерпретационной картины. В разрезе, сложном чисто планктоногенными осадками (нанопораминиферовые илы и их аналоги), возможна неоднократная перемежаемость известняков и фосфоритов. Последние слагают линзо-слойковые выделения мощностью обычно около 5-20 см, иногда 0,5-1 м, крайне редко больше. По простирацию такая картина может прослеживаться и на многие километры. Для фосфоритов в положении *in situ* экономически ценные параметры вряд ли возможны. Практически более интересными могут быть свалы у коренных выходов, но это предположение требует специальной проверки.

Имеющее место неоднократное чередование фосфатных обособлений и карбонатов (с учетом данных по месторождениям континентов) указывает на необходимость для формирования рассматриваемых типов фосфоритов вариаций во времени скоростей и масс накопления существенно органогенных осадков. При этом фосфатизируются те интервалы разреза, которые соответствуют необходимым скоростям седиментации. Главным же источником, резервом для "стягивания" фосфора в фосфатные линзо-слойки (по сути обычные конкреции) через поровые воды диффузией являются нефосфатизированные вмещающие карбонатные органо-генные осадки. Следовательно, такие фосфатные линзо-слойковые образования можно считать своеобразными только морфологически, но фактически аналогом обычного фосфатного желвака. Последний образуется около захоронений в органо-генных осадках остатков макрофоссилий. Отсюда вытекает, что в достаточно мощных, но очень однородных по составу и скорости седиментации осадках присутствие фосфатизированных интервалов исключается.

Процесс фосфатизации в рассматриваемых типах фосфоритов проходит аналогично описанному выше, инвариантно, несмотря на все внешние различия конкретных условий обстановок. Также важна некоторая ограниченность участка, который охвачен фосфатизацией. Это всегда необходимый элемент - им обуславливается локальность, ограниченность инситу фосфатизации, поскольку необходимо "стягивание" фосфора, а для фосфатизации всего разреза осадков просто его не хватает, поскольку он прежде всего продукт разложения мягких тканей продолжающегося "дождя" трупов организмов. Частично имеет значение поступление из наддонной воды, но в основном - из поровых вод осадка.

Ситуация несколько осложняется только для условий развития еще и бентоса, особенно перестроенного. Возможности фосфатизации резко возрастают при обильном, сплошном заселении, особенно в комбинации с планктоногенной седиментацией. Последнее, судя по всему, наиболее обычно на подводных горах. Имеются

наблюдения, указывающие, что фосфатизация происходит и вблизи макробентосных остатков, неравномерно охватывая прилегающую область. Однако такие случаи и фосфоритах подводных гор все же относительно редки, и они, как правило, сопряжены с фосфатизацией заполняющего нанофораминиферового ила. И совершенно не описаны случаи присутствия типичных желваков. Определенную долю в фосфатную составляющую фосфоритов вносят скелетные остатки позвоночных, главным образом рыб.

В некоторых случаях удается наблюдать фосфатизацию карбоната, прилегающую к этим скелетным остаткам, сохраняющим тонкие концевые части ребер. Это предполагает присутствие мягких тканей на этих скелетных остатках при захоронении, что и вызвало "свою" фосфатизацию. За исключением указанного, явных причин фосфатизации в фосфоритах подводных гор до сих пор не обнаружено. В целом можно считать, что преобладающую роль в инситу фосфатизации играет в этих обстановках планктоногенный материал.

Еще одним фосфатным компонентом в фосфоритах рассматриваемого типа являются обломки более ранних фосфоритов, присутствующие во многих образцах. Они наряду с обломками вулканитов определяют переход к брекчиям, конгломератобрекчиям, достаточно широко распространенным на подводных горах. Большей частью это, видимо, изначально те же фосфатизированные планктоногенные карбонатные илы. Само их присутствие убедительно подтверждает повторяемость процесса фосфатизации на подводных горах. Поскольку размер обломков варьирует от песчаных зерен до грубого гравия, то образование их детритных фрагментов, скорее всего происходит при расположении исходных пород в мелководной области на уступах стенок гайота. В целом же это частично позволяет реконструировать сложную динамику развития подводных гор относительно уровня океана, восстановить историю их развития, что требует высокой степени изученности.

Из нефосфатных компонентов в фосфоритах третьей группы присутствуют и фрагменты вулканитов, а также некоторые специфические новообразования. Нидимо, большей частью фрагменты вулканитов представляют не пирокластический, и вулканомиктовый материал, хотя присутствие пирокластиков и отмечается. Но часто фрагменты вулканитов встречаются в брекчиях, конгломератобрекчиях вместе с обломками фосфоритов, и это заставляет предполагать, что они вместе являются продуктами разрушения поверхностных частей подводных гор, отчасти поднимавшихся над уровнем океана, о чем прямо говорят иногда присутствующие окатанные и полуокатанные обломки.

Новообразованиями специфического характера являются различные цеолиты, иногда в небольших количествах барит. Цеолитсодержащие разности фосфоритом определяют еще одну сторону комплексного характера фосфоритовых шлейфов подводных гор, что требует учета при их оценке. Пока нет четких количественных данных по содержанию цеолитов, но при дальнейших исследованиях необходимо получать соответствующие сведения, а также провести необходимые технологические исследования. Положительная оценка позволяет их использовать в качестве цеолитно-фосфатной муки. Следует также оценить использование вулканитом каркаса как естественного мелиоранта.

Выполненное обобщение и анализ материалов по фосфатности подводных гор Западной Пацифики позволяют наметить и ряд практических рекомендаций. Практическое значение фосфоритов подводных гор может быть связано с двумя направлениями их возможного использования: 1) как комплексного полезного ископаемого в сочетании с рудными корками; 2) как собственно фосфоритовых скоплений или тем в разрезе рыхлого чехла на склонах подводных гор.

Причинные связи фосфоритов и рудно-корковых образований пока остаются очень изученными. Ясно лишь, что среди месторождений фосфоритов и марганцевых железных руд, образовавшихся в континентальных морских или приконтинентальных

океанических бассейнах, аналогичные комплексные рудные скопления не встречены. Даже в тех редких случаях, когда минералогически близкие концентрации железа, марганца и фосфора присутствуют в одном рудоносном бассейне, например в Удско-Селемджинском, все же пространственно они изолированы.

Рудные корки формируются на всех литогенетических типах фосфоритов подводных гор, но мощности и выдержанность их различны. Иногда даже в одной драге на некоторых образцах фосфоритов корок может и не быть. На разных типах фосфоритов мощности корок не одинаковы. Максимальные мощности при устойчивой выдержанности корки характерны для базальтов с порами, заполненными фосфатным материалом. Относительно чаще они встречаются в брекчиевых разностях (с обильными обломками вулканитов) и менее плотных, слабее литифицированных разностях. Из этих наблюдений следует, что подводные горы с незначительной карбонатной "шапкой" наиболее благоприятны для выявления комплексных марганцево-цеолитово-фосфатных руд. Естественно, вершины таких подводных гор должны были достигать глубин в 200-400 м от уровня океана. Уже на стадии регионального Геофизического изучения могут быть намечены подводные горы такого характера.

Другая обычная ситуация - сочетание в привершинных частях подводных гор, где наиболее часто и в максимальных количествах развиты шлейфы фосфоритов, достаточно мощных карбонатных накоплений и вулканитов, - обычно приводит к формированию широкой гаммы литогенетических типов фосфоритов - от карбонатных по нанофораминиферовым илам до брекчиевых и фосфатных вулканитов. В таких обстановках мощности корок широко изменяются, причем довольно часто присутствуют корки и не на фосфатном субстрате, при этом вес фосфатного субстрата относительно массы поднятого материала широко варьирует (от нескольких до 60-80%). Максимальные концентрации корок совпадают с участками наибольшего развития фосфоритовых обломков (субстрата).

На подводных горах с мощной, резко преобладающей карбонатной "шапкой" и незначительным развитием эффузивов в привершинных частях преимущественно присутствуют карбонатные фосфориты с различными, чаще не получившими широкого развития еще недостаточно изученными корками.

Возможно, именно такого строения подводные горы, с относительно мелководным (в сотни метров) положением их вершин относительно современного уровня океана, могут представлять интерес для поисков значительных скоплений собственно фосфоритов. Такие глубины, видимо, для формирования рудных корок не оптимальны. Хотя пока нет достоверных данных о присутствии подводных гор с одной фосфатной минерализацией, но поиск их необходим. В настоящее время пока не проведены специальные экономические и технологические оценки, скопления фосфоритовых обломков с марганцевыми корками в значительных объемах кажутся более предпочтительными в практическом отношении и заслуживающими изучения.

Совершенно лишены фосфоритов низкие подводные горы, вершины которых явно не достигали уровня океана. Современное положение их вершин обычно составляет 2-2,5 км.

Конечно, на эту общую картину накладывается целый ряд сугубо местных факторов: наличие или отсутствие перекрывающих рыхлых отложений, вскрытость коренных выходов и наличие морфологических уступов, удобных для драгирования и т.д. Они могут серьезно влиять на достоверность оценок. Видимо, только использование подводных аппаратов и бурения позволит получить достаточно детальные сведения.

Крайне мало еще известно о фосфоритовых залежах *in situ* на подводных горах. Первые сведения о тех из них, что залегают в толще слаболитифицированных илов, указывают, что представлены они также слабоконсолидированными фосфоритами. При больших запасах (что кажется, исходя из теоретических представлений, возможным) они могли бы, возможно, извлекаться нестандартными геотехнологическими

методами. Однако для реализации этой не очень уверенной возможности необходимы еще значительные исследования.

Еще меньше надежд на фосфориты, залегающие в разрезе "шапки" подводных гор при разрушении коренных выходов которых формируются шлейфы фосфоритовых обломков. Практически мы не имеем данных ни о мощностях, ни о морфологии этих тел, ни о степени выдержанности последних. Судя по драгированным образцам, мощности могут достигать нескольких десятков сантиметров, а протяженность - 40-60 м. Так как в рассматриваемом случае мы имеем дело не с зернистыми (мелкозернистыми) фосфоритами континентов, которые только и слагают (если не считая ракушняковых фосфоритов) выдержанные и мощные рудные тела сравнительно высокого качества, особого оптимизма быть не может.

Можно достаточно уверенно предполагать, что рудные тела в коренном залегании не представляют выдержанные по мощности и качеству слои, а скорее - серию липидных слоев, сложно чередующихся с нефосфатными породами. Поэтому находки даже крупных глыб высокого качества не позволяют недооценивать достаточно сложный характер интрузивной фосфатизации. Скорее всего, наиболее соответствует карбонатным фосфоритам подводных гор тип линзо-слоистых фосфоритов на континентах [Школьник, 1990].

Что касается возможности и путей использования фосфоритов подводных гор, то и последнее время получены некоторые предварительные данные. Совершенно ясно, что наибольшее внимание должна привлекать ситуация сочетания фосфоритового фосфорит-цеолитового субстрата с рудными корками, т.е. комплексной руды. При этом следует учитывать возможные пути использования фосфоритов (или концентратов) в следующих направлениях, исходя из литотипов, известных к настоящему времени на подводных горах. Существенно карбонатные фосфориты при средних содержаниях более 26-27% P_2O_5 в принципе отвечают требованиям для производства водорастворимых фосфатов, экстракционной фосфорной кислоты и т.д.

Вследствие крайне высоких содержаний оксидов железа, алюминия, а часто и минералов силикатные, карбонатно-силикатные фосфориты, в том числе и цеолитсодержащие, не могут перерабатываться традиционными способами химического передела (методом Карно), возможно, электротермическим или иным путем, для чего, однако необходимы соответствующие исследования.

Естественно, все разновидности фосфоритов могут использоваться в виде фосфоритной муки, часто комплексной. В карбонатных фосфоритах важно присутствие незамещенного известняка и отчасти оксидов марганца, в силикатных и карбонатных фосфоритах, кроме того, - присутствие цеолитов, а также базальтоидных фрезиентов, которые могут представлять почвенный мелиорант. Развитие в самом фосфатном субстрате некоторых количеств железомарганцевых соединений может способствовать повышенным содержаниям кобальта, меди, которые также являются необходимыми для растений микроудобрениями. Поэтому следует отметить, что по некоторым особенностям минерального состава фосфатная мука фосфоритов подводных гор кажется совершенно уникальной, не имеющей аналогов среди фосфоритов континентов, используемых в качестве фосфоритной муки. Естественно необходимо проведение агрохимических исследований.

Особым вопросом является возможность отделения фосфорита от рудных корок » получением соответствующих селективных концентратов. Просматриваются пути и механического разделения, но, видимо, не следует сбрасывать со счетов некоторые возможности и химического разделения (последовательное растворение и т.п.) для субстрата из карбонатных фосфоритов. Конечно, и здесь необходимо проведение соответствующих исследований.

Значительно меньше оснований обнаружить экономически рентабельные концентраты собственно фосфоритов без рудных корок. Такие в принципе вероятны только на гайотах, поверхности которых находятся на глубине не более первых сотен метров

от урона океана. Однако исследования в этом направлении практически не проводились, поскольку основной интерес вызывают рудные корки, развитые на более значительных глубинах.

Последние годы принесли много новых, отчасти неожиданных результатов; некоторые из них впервые изложены в настоящей монографии. Следует полагать, что в дальнейшем особое внимание привлекут проблемы регионального распределения различных типов фосфоритов в соотношении с развитием корок. Решение этих вопросов, возможно, позволит уже на ранних стадиях поисковых исследований выделять наиболее перспективные участки, сосредоточиться на их изучении, что принесет существенный экономический эффект и уменьшение поискового риска.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ ПОДВОДНЫХ ГОР

Почти за четыре десятилетия, прошедшие с момента открытия фосфоритов на подводных горах океана, о них собран, особенно в последние годы, значительный материал, что позволяет достаточно серьезно изучить причины и условия их образования. В последнее десятилетие вообще достигнут большой прогресс в понимании фосфатогенеза в континентальных и приокеанических обстановках.

В настоящем разделе рассматривается определенная группа подводных гор, которая характеризуется некоторыми специфическими чертами строения и комплексом ассоциирующих образований и наиболее широко распространена в средних и низких широтах.

Обычная особенность таких подводных гор, в первую очередь тех из них, которые имеют уплощенную вершину, т.е. гайотов, как отмечалось, присутствие в привершинной части осадочной "шапки", которая включает как литифицированные, так и рыхлые существенно карбонатные отложения, покоящиеся на фундаменте — вулканической постройке. На некоторых других вулканических горах нет или почти нет осадочной "шапки", что, конечно, достаточно резко меняет геологическую ситуацию.

В строении гайотов с осадочной "шапкой", как ясно из изложенного выше, выделяется ряд комплексов. Прежде всего часто, но не всегда развиты отчетливо мелководные карбонатные фации — стадии островов-атоллов и песчаных банок. Эти комплексы в общем довольно близки, гомологичны отложениям современных островов-атоллов низких широт с поправкой на изменения комплекса органических остатков. Как правило, они развиты нешироко и обычно являются наиболее древними осадочными образованиями. Они перекрываются обычно вполне литифицированными существенно карбонатными отложениями, но более глубоководными (по обстановкам отложения) и преимущественно планктоногенными с той или иной ролью бентосных и нектонных остатков, отвечаая стадии начального погружения острова-атолла. Если возраст мелководных фаций чаще всего меловой, то последующие комплексы обычно третичные и преимущественно эоценовые и моложе.

И, наконец, последний комплекс также планктоногенный, но более глубоководный, сложенный преимущественно рыхлыми карбонатными осадками, которые чехлом перекрывают выровненные площадки и фиксируют продолжающиеся погружения подводных гор (по отношению к современному их положению). Конечно, возможны вариации — новые поднятия и затем опускания, сопровождающиеся отложениями новых комплексов осадков (это имеет значение при изучении конкретных гор и не нарушает общей намеченной схемы).

Широко развиты на подводных горах и шлейфы обломков, из разрушенных на склонах коренных выходов, — эдафогенные отложения, покрывающие эти склоны. Их состав в основном и отражает геологическое строение подводных гор. Именно эти шлейфы — главный источник информации о фосфоритах — продуктах подводного

разрушения соответствующих коренных выходов — и о других породах, включая и современные иловые осадки. Одновременно эти обломки служат субстратом при формировании железомарганцевых образований.

Таким образом, в целом седиментационные процессы на подводных горах прошли при ведущем участии биогенного осадконакопления, т.е. образования рифового, околорифового, планктонного, отчасти бентосного и нектонного с определенной долей обломочного материала — продуктов естественного разрушения коренных выходов твердых пород. Влияние поставки терригенного материала с континентом крайне ограничено (если вообще имеет значение). Естественно, необходимо учитывать, что мы имеем дело с вулканической постройкой.

Поэтому фосфатогенез на подводных горах должен и может рассматриваться только в рамках указанных реальных процессов, происходящих на разных этапах их развития, с учетом постоянно меняющегося положения подводной горы в геологическом времени. В данном случае не имеют принципиального значения конкретные причины, вызывающие эти изменения глубин: повышение ли это уровня океана вследствие гляциоэвстатических процессов или вследствие тектонических движений. Важно, что такие изменения имеют место.

В свете изложенного возможные аналоги на континентах следует искать, естественно, в древних океанических отложениях, в которых захоронены древние гайоты. Однако нам неизвестны такие явные примеры. На поднятых и низких островах атоллов океана, как это теперь показано [Hutchinson, 1950; Школьник, Батурина, 1990], развиты фосфориты лишь стадии острова-атолла, сравнение с которыми полезно только для расшифровки соответствующей стадии развития подводных гор.

Конечно, на континентах имеются примеры фосфатогенеза в связи с карбонатной планктонной седиментацией, например в Центральном Кзылкуме [Школьник, 1990], но в условиях шельфа эпиконтинентального моря. Вероятно, подобные условия характерны и для некоторых фосфоритов Северо-Африканской фосфоритовой провинции [Школьник, 1989], но сохранность начальных элементов фосфатогенеза здесь обычно недостаточна, хотя и в этом случае можно говорить только о приконтинентальной области. В таких же обстановках, при развитии однако не карбонатной, а кремнистой, диатомовой планктонной седиментации сформировались и многочисленные месторождения фосфоритов, примерами которых могут быть фосфориты бассейна Сечуры, Нижней Калифорнии, Мексики и т.д. В конце концов классические примеры современного фосфоритообразования в верхней части склона и на внешнем шельфе Перу—Чили и Намибии также связаны с планктоногенными диатомовыми осадками.

Из сказанного ясно, что в части, касающейся планктонной седиментации на подводных горах, мы имеем хорошие обоснования и примеры для определения оценки возможностей и условий фосфатогенеза на этих своеобразных структурах океанического дна. Вместе с тем, по данным Г.Н. Батурина [1978], для приконтинентальных районов, особенно западных частей континентов, влияние апвеллинга как главной общей причины интенсивной планктонной седиментации нельзя оспаривать. Эта зависимость аналогична фосфатогенезу на подводных горах. Поэтому проблему фосфатогенеза на этих структурах можно решать при помощи аналогий с несравненно лучше изученными объектами — фосфатогенез идет по той же модели и принципам, что и в планктонных толщах приконтинентальных районов океана. И в этом проявляется инвариантность фосфатогенеза вообще. Тем не менее полезно рассмотреть проблему применительно к типично океаническим обстановкам.

Прежде всего отметим, что для большинства подводных гор низких широт давно вполне уверенно доказывается существование местного (иногда говорят — "остромного") апвеллинга [Болдырев и др., 1987; Дарницкий, 1987]. Воздымание подводных гор над окружающей поверхностью дна обуславливает процессы, непосредственно влияющие на седиментацию на подводных горах.

Во-первых, устанавливается поднятие изотерм над подводными горами, что • соответствует в целом теоретической "колонке Тэйлора", определяющей зависимость между течениями и подводными горами [Bochlert, Genin, 1987; Levin, Nittroner, 1987].
Е Эта картина наиболее типична для гор, поверхность которых погружена на сравни-
* тельно небольшую (несколько сот метров) глубину.

Во-вторых, одновременно вовлекаются в подъем богатыми биогенами глубинные воды; подъем генерируется вихревыми течениями [Bochlert, Genin, 1987] либо эффектом встречи течений с подводными возвышенностями [Дарницкий, 1987].

Для рассматриваемой проблемы важно, что такие апвеллинги не стабильны, з подъемы вод могут длиться периодами от недель до месяцев, определяя продукцию планктона, к тому же зависимость от глубин нахождения поверхности гор [Bochlert, I Genin, 1987].

Соответственно возникает увеличение биомассы высоких трофических уровней вплоть до возрастания биомассы (и продуктивности) популяций рыб, что обычно служит предметом интереса рыбопромысловых организаций (обильные популяции пелагических и эпибентических рыб приурочены к подводным горам). Существуют оценки возрастания биопроductивности над относительно не очень погруженными горами — в 2,8 раза большие значения, чем на окружающих пространствах олиго- I тропных вод океана, что весьма показательно [Bochlert, Genin, 1987].

Другой относительный позитивный эффект для неглубоко погруженных подводных гор — чистота воды над ними как результат изолированного (от континентальной суши) положения. Естественно, воды над подводными горами характеризуются большей чистотой, чем прибрежные воды. Как следствие этого, бентические автотрофы достигают большей глубины (до первых сотен метров). Соответствующие виды в прибрежных водах континентов живут на почти вдвое-втрое меньших глубинах. Соответственно видоизменяется вся трофическая цепь, в том числе резко увеличивается роль водорослей, сообществ кораллов, увеличивается суспензионное питание и т.д.

Некоторые подводные горы могут совпадать (в том числе и при перемещении I плит) с зонами океанической конвергенции, что также обуславливает интенсификацию процесса подачи богатых биогенами вод к вершинным поверхностям подводных гор.

Таким образом, сложная картина взаимодействия водных течений и топографии морского дна является ключевым фактором развития процессов биогенной седимен- £ тации, достигающей поверхности подводных гор. Скорость аккумуляции здесь оценивается в среднем в 1 см/тыс. лет, однако локальные превышения или, напротив, понижения (на относительно крутых флангах гор, где значителен размыв течениями) I достаточно велики [Levin, Nittroner, 1987].

Из изложенного явствует, что седиментационная картина на поверхности подводных гор достаточно близка, аналогична ситуации, имеющей место на континентальных шельфах западных окраин материков, находящихся под влиянием апвеллинга. I

Из этого с очевидной определенностью может следовать, что фосфатизация на подводных горах прежде всего должна быть связана с планктоногенными осадками Г (что фактически подтверждается всем имеющимся материалом), хотя и при определенной роли других продуцентов — бентических организмов и отчасти нектона, — I учитывая, что над неглубоко погруженными горами обычно резко возрастает популяция рыб. Таким образом, выявляется несомненная близость фосфоритов подводных фтор к фосфоритам шельфа зон апвеллинга на подводных окраинах континента. Однако в них нет примеси терригенного материала, присутствие которого обусловлено К сносом с континента. Возможны некоторые различия в составе биоты планктона, но I это не принципиальные отличия, ибо, в конечном счете, более существенны возраст- I * ные различия; ведь фосфориты известны и в археоциатовых, и в диатомовых накоп-

лениях, несмотря на то, что первые развиты только в кембрии, а диатомовые водоросли появились в мезозое.

Следует отметить, что хотя с момента открытия фосфоритов на подводных горах были высказаны различные, иной раз взаимоисключающие точки зрения на причины и условия их образования, эти взгляды совершенно не учитывали указанные особенности седиментации на подводных горах.

В целом они свелись к трем достаточно определенным и различным суждениям - фосфатизация является результатом: 1) длительного взаимодействия карбонатных пород—осадков подводных гор с океанической водой; 2) воздействия термальных растворов, связанных с вулканическими процессами образования самих гор; 3) сохранения на подводных горах фосфоритов стадии острова-атолла и, как принято считать, обязанных воздействию птичьего гуано на карбонаты [Батурин, 1978; Сафонов, 1982; Лисицына и др., 1988 и др.]. При этом, поскольку часто устанавливались признаки замещения фосфатом органических остатков и самих карбонатов, изредка вулканических, очень широко распространилось представление о фосфоритах подводных гор как о метасоматических породах, что вполне соответствовало первой и второй точкам зрения. Лишь в конце 80-х годов стали распространяться представления, что фосфатизирующие процессы являются раннедиагенетическими, характерными для фосфоритов континентального блока [Школьник, Батурин, 1986, 1987; Васильев и др., 1989].

Уже с самых ранних наблюдений стало ясно, что фосфатизация развита чаще локально, что проявлена она в различных породах и что несомненно носит замещающий характер. При этом уже первые поднятые образцы представляли собой "пористую вулканическую породу, поры которой были заполнены фосфатизированным глобигериновым известняком" [Безруков, 1971а,б]. В дальнейшем были найдены новые разновидности фосфатных пород. Установлено довольно широкое распространение фосфатизированных известняков, а также смешанных пород брекчий. Описана фосфатизация в вулканитах. По сути же фосфатизация была установлена в двух типах пород — карбонатах и вулканитах, т.е. в таких образованиях, которыми и сложены подводные горы. Лишь в одном случае были найдены фосфатизированные гидротермально-измененные породы [Батурин, 1978], крупная глыба которых хранится в ИО РАН. Эти образования изучались автором настоящего раздела. В результате было выявлено, что фосфатизированы нанофораминиферовые илы, заполняющие поры, каверны в гидротермалите. Естественно, что гидротермальная переработка произошла до заполнения пустот и фосфатизации выполняющего их материала.

На чем основывались соображения о "метасоматической" природе фосфатов подводных гор? Базисной основой были известные лабораторные опыты Эми [Ames, 1959] по взаимодействию фосфорсодержащих растворов с карбонатами, при которых происходило замещение последних фосфором. Вопрос состоит в том: можно ли эти опыты переносить в природные условия? Тем не менее постулировалось, что в результате взаимодействия известняков подводных гор с океанической водой происходит реакция замещения карбонатов фосфатом.

Сейчас очевидна неадекватность такой модели реальным природным процессам; имеется в виду наличие массы нефосфатизированных известняков вместе с одно возрастными, но фосфатизированными; отсутствие фосфатных поверхностных корок, которые должны были бы быть прежде всего. Остается лишь "метасоматический" характер фосфатизации, когда фосфат действительно замещает карбонатный материал, и это несомненно, ибо прекрасно видны замещенные органически! остатки, которые изначально конечно же были карбонатными. Но при этом сохраняются тончайшие детали строения раковин, что требует особого механизма, очень "мягкого" процесса замещения.

Более сложные ответы при анализе тех случаев, когда считается, что фосфатизация

носит гидротермальный характер. Несомненно, такие представления основывались на установленных фактах фосфатизации вулканитов, что достаточно широко распространено на подводных горах в отличие от континентов, где такие примеры редки [Бродская, 1974]. Может быть, наиболее близким аналогом являются небольшие фосфатопоявления в меловых отложениях Западной Грузии, неоднократно описанные [Бродская, 1974]. Вообще же прямая ассоциация вулканитов и фосфоритов в экономически значимых месторождениях на континентах совершенно не характерна и обычно отсутствует. Но специфика подводных гор, как существенно вулканических построек, на которые накладывается комплекс биогенных осадочных отложений, формально резко отличается от шельфовых областей — главной арены фосфатогенеза в приконтинентальном блоке.

Поэтому и естественны различия главным образом в связи с присутствием вулканитов. И по сути проблема упирается в возможность широкого проявления низкотемпературного гидротермального фосфатного оруденения в связи с подводным вулканизмом. Собственно криптокристаллические фосфатные породы такого происхождения могли быть практически неотличимыми от фосфоритов — всегда интерпретируемых как образования осадочного характера.

Для поиска отличий применялись методы определения температур кристаллизации, геохимические различия и т.д. Никаких иных доказательств, кроме жилоподобных форм залегания и видимого замещения вещества вулканитов, однако, не представлялось. Примеры таких форм выделения фосфатов в субаэральных вулканических постройках, насколько известно, не описаны, во всяком случае они нам не известны.

Изучение же таких форм обособления фосфатов, выполненное Э.Л. Школьниковым и Г.Н. Батуриным [1987], причем из того же драгированного материала, что, в частности, и В.Г. Сафоновым [1982], показало, что в данном случае мы имеем дело с явно вторичными образованиями, возникающими при перекристаллизации начальных фосфатизированных нанофораминиферовых илов, выполняющих крупные поры, каверны в вулканитах. Возможно, такие формы в чем-то близки вторичным прожилковым фосфатам, иногда встречающимся на некоторых месторождениях фосфоритов континентов, например в Каратау. Сама по себе ассоциация фосфоритов с вулканитами совершенно ни о чем не говорит и как какой-либо веский довод не может рассматриваться. А по сути связь фосфоритов подводных гор с вулканитами такая же, как связь последних с покрывающими их отложениями планктонных илов. Другое дело, что при вулканических процессах несомненно поступает в океаническую воду какое-то количество фосфора. И, конечно, он вовлекается в апвеллинговые течения, в той или иной степени усваивается планктоном и т.д. Но значение такого фосфора количественно оценить достаточно сложно.

Как показано в предыдущих разделах на примерах гайотов Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик, основной формой присутствия фосфатов в базальтоидах подводных гор Западной Пацифики, как следовало ожидать, является выполнение пор и каверн, трещин фосфатизированным нанофораминиферовым илом. В этом отношении значение вулканических процессов для фосфатообразования на подводных горах велико, как и для создания самой вулканической постройки, к тому же и стимулирующей местный апвеллинг. Следует полагать, что в этом — несомненный вклад вулканических процессов прежде всего в общее стимулирование фосфатогенеза на подводных горах, к которому добавляется и поступление фосфора при их проявлении. Таким образом, оценивая в целом возможные связи фосфатообразования на подводных горах с вулканизмом, можно признать только опосредованную связь через формируемые морфологические структуры и текстурные особенности пород, но ни в коей мере непосредственно не определяющие причину и условия фосфатгенирующего процесса.

На основе приведенной в гл. 5 общей классификации фосфоритов подводных гор

Западной Пацифики, учитывающей большую часть собранного автором материала и доступные литературные источники, можно подойти к рассмотрению конкретной совокупности тех процессов, которые определяют формирование фосфоритов.

С учетом изложенного выше мы можем выделить три исходных элемента, которые в основном определяют главные источники вещества седиментационных процессов: 1) карбонатный материал (нанофораминиферовый ил, наноил с тем или иным дополнением отложений бентосных остатков и отчасти нектона), свободно отлагающийся на выположенных участках подводных гор, но отчасти и спускающийся по склонам гор; 2) вулканические породы в виде обломочных компонентов, смешивающихся отчасти с указанным карбонатным материалом либо как бы предоставляющих место (в виде пор, каверн, трещин, пустот) для заполнения тем же карбонатным материалом; 3) обломки более ранних фосфоритов.

Некоторое значение имеет и пирокластический материал, но насколько сейчас ясно, роль его в общем ничтожна. Вполне соответствует изложенному доминирующая роль планктоногенного материала.

Здесь следует отметить один важный момент. Если глубины фосфатизации осадков на внешнем шельфе—верхней части континентального склона континентов не превышают 200—500 м, то точно такие же условия следует предположить и для глубин фосфатизации карбонатных осадков на подводных горах. Действительно, существенно карбонатные илы современных гайотов на глубинах в тысячи метров не фосфатизированы. Напротив, палеонтологические данные говорят, что, например, нанофораминиферовые комплексы в фосфоритах поднятия Маркус-Уэйк отвечают палеоглубинам порядка нескольких сотен метров. Это и понятно исходя из того, что при больших, тем более современных глубинах, мягкие ткани (плазма) этих организмов успевает разложиться до момента попадания их на дно [Лисицын, 1978]. Этим определяется то, что, как и в приконтинентальных районах, максимальные глубины дна для возможной фосфатизации не могут превышать 300—500 м (наиболее-оптимально — до первых двух сотен метров). Это естественно, ибо мы имеем дело по сути с тем же процессом и одинаковыми исходными условиями седиментации.

Одновременно проясняется и главное условие фосфатизации — проявление только в органогенных осадках. Однако далеко не все органогенные осадки подводных гор, даже отложившиеся на указанных небольших глубинах, фосфатизированы, что заставляет искать и другие ограничивающие условия.

Выше отмечалось, что иногда компонентом в седиментах могут быть и остатки бентосных беспозвоночных, а также организмов нектона, которые в целом достаточно широко распространены при глубинах нахождения вершины подводной горы до нескольких сот метров. Естественно, это дополнительный поставщик фосфора в осадки. Однако нам неизвестны случаи, когда бы донные отложения подводных гор, в той или иной степени фосфатизированные, целиком бы состояли из ископаемых остатков бентоса и нектона.

Наконец, обломки различных пород, в том числе и более ранних фосфоритов, несут информацию главным образом о разрушении коренных выходов ранее образованных слоев, что в условиях достаточно сложной морфологии не только склонов гор, но их вершинных поверхностей, и развития сильных придонных течений, кажется совершенно естественным. Наличие обломочных шлейфов на склонах и у выходов вулканического основания на вершинах можно рассматривать как неотъемлемый элемент обстановок подводных гор. Лишь в условиях мощной карбонатной "шапки" из планктоногенных илов на вершинных поверхностях может и не быть обломочных эдафогенных шлейфов вулканитов, но на склонах они обязательны, в том числе и в настоящее время.

Итак, в сочетании указанных элементов, участвующих в той или иной степени в сложении фосфоритов подводных гор, можно реконструировать почти все известные до сих пор их разновидности. Но именно в таком сочетании они и отличаются от

фосфоритов внешнего шельфа — верхней части склона континентов, обусловленных планктоногенной седиментацией, для которых характерна и некоторая доля терригенного материала, и обычное отсутствие вулканических компонентов. Тем не менее главные определяющие элементы аналогичны. Таким образом, снимается созданный I (отчасти искусственно) налет различий.

Отмечая, что фосфатизация на подводных горах и на окраинах континентов в основном сходна, что схема, разработанная Г.Н. Батуриным, вполне применима к фосфоритам подводных гор, следует, однако, пойти далее в рассмотрении многих существенных аспектов процесса фосфатизации. Они анализировались автором настоящего раздела на более широком материале [Школьник, 1989], что позволяет здесь остановиться подробнее только на фосфатизации в пределах подводных гор.

Все, что известно о морских фосфоритах вообще, в том числе и подводных гор, не оставляет сомнений, что фосфатогенез сводится в конце концов к очень тонкому, "нежному" и щадящему процессу фосфатного замещения (отчасти межпоровому отложению) существенно биогенных осадков с образованием псевдоморфоз, копий по матрице — остаткам организмов прежде всего. И такое точное "копирование", при котором сохраняются даже самые тонкие, ультрамикроскопических размеров детали первичного строения, конечно же возможно только, когда этот процесс происходит на самых ранних стадиях формирования биогенного осадка, по сути сразу после начала распада мягких тканей организмов. Об этом свидетельствуют и примеры замещения фосфатом даже этих тканей организмов [Мюллер, 1982].

Это общее положение, конечно же не означает, что всегда, везде, во всех случаях такие процессы имеют место, что все биогенные осадки обязательно фосфатизируются. Важно отметить другое, что только в биогенных осадках фосфатизация и может происходить. Но это только возможность, которая может и не реализоваться. Вполне понятно, что только распад мягких тканей под действием микроорганизмов может являться адекватным процессом, обеспечивающим фосфатогенез, его ресурсную, энергетическую и физико-химическую основу. Имеющиеся эксперименты по осаждению фосфора не противоречат этому положению [Лука и Прево, 1984].

Много копий было сломано в определении источников фосфора при фосфатизации, хотя решение не так уж сложно, если ориентироваться на фосфор, поступающий при разложении мягких тканей организмов, хотя, учитывая тесную связь и вещественный обмен между осадками и наддонной водой, миграция фосфора из придонных слоев в осадок кажется тоже нужной, а в некоторых случаях даже единственно возможной, как будет отмечено ниже. Но при этом следует признать обезличенный характер подобного фосфора, который может иметь много источников, включая и вулканический. Проследить конкретную геохимическую историю при этом трудно, если вообще возможно, но подобная обезличенность не столь уж важна для анализа, ибо само по себе наличие такого ресурса еще не определяет возникновение процесса фосфатизации, а только пополняет резерв фосфора.

Если далее приблизиться к самому процессу фосфатизации биогенных осадков, то следует определить те условия, которые вычлениют ситуации, непосредственно благоприятствующие его протеканию с учетом уже изложенного. Выше уже отмечалось, что регламентирующими являются значения глубин седиментации, которыми определяется сохранность мягких тканей облагающихся биогенных осадков.

Еще один важный фактор — скорость седиментации. При низких скоростях мягкие ткани могут распадаться в сугубо окислительных условиях, не попадая собственно в биогенный осадок. Понятно, что в этом случае фосфатизация происходить не может. Это первое и наиболее важное обстоятельство, которое дает ответ на постоянно возникающий вопрос, почему не все биогенные осадки фосфатизированы. Важное значение имеет и биотурбация, которая также не способствует фосфатизации осадков, поскольку труподы значительно быстрее уничтожают мягкие ткани, чем

микробиальный распад. Поэтому и небольшая глубина (в десятки метров) вершины подводной горы чаще всего неблагоприятна для фосфатизации.

Исходя из сказанного, можно отметить, что поскольку апвеллинг и интенсивность седиментации на подводных горах значительно варьируют, причем достаточно быстро, ясно, что фосфатизации должны подвергаться только части колонки осадков на соответствующих глубинах. Реально так и происходит, поскольку обычно в поднимаемых образцах биогенных пород фосфатизация проявлена только в некоторой части их. Таким образом, можно с полным основанием считать, что в толще биогенных пород на подводных горах фосфориты будут слагать только части разреза, соответствующие наиболее интенсивной динамике седиментации, причем достаточно частым будет чередование фосфатных и нефосфатных частей.

Трудно точно оценить необходимые скорости седиментации, но поскольку фосфатизация происходит исключительно быстро, соответствуя скорости распада мягких тканей, то скорости накопления осадков порядка нескольких сантиметров в год должны быть минимально необходимыми.

Таким образом, накопленные отложения должны состоять из относительно быстро и относительно медленно отложенных осадков. Первые и будут фосфатизироваться, причем сменяться они могут как по наложению, так и по латерали. Максимальные мощности фосфатных пород, судя по известным данным динамики седиментации, скорее всего, не будут превышать десяти-тридцати сантиметров, чаще меньше.

Такая неоднородность и обеспечивает многие необходимые условия для фосфатизации. В быстро накопленных частях разреза переходит в осадок относительно больше организмов с мягкими тканями, соответственно более значительна бактериальная активность и все явления, ее сопровождающие. Прежде всего к ним относятся сульфат-редукция и создание достаточно восстановительной среды в локальных участках. Сульфат-редукция обеспечивает важное условие — снижение содержания сульфат-иона, что, вероятно, способствует фосфатному замещению (и осаждению в поровом пространстве). Вследствие сульфат-редукции столь часто в фосфоритах присутствует пирит (если в поровой воде имеются ионы реакционноспособного железа), правда, исчезающий после интенсивного окисления, столь характерного для фосфоритов подводных гор, во всяком случае драгируемых с их поверхности.

Восстановительная обстановка не менее важна для фосфатного осаждения—замещения. Поскольку микрофации осадка локальны, обеспечивается подток новых порций фосфата для выравнивания концентраций путем проникновения сквозь поровую жидкость. И такой процесс идет до тех пор, пока происходит микробиальное разложение мягких тканей организмов в указанной локальной области, включая и плазму самих микроорганизмов. В конечном счете наблюдается некоторая локальная литификация, относительно более значительная, чем в окружающем осадке.

Указанное "мягкое" замещение происходит в основном путем замены микроструктур скелетных элементов организмов без значительного разложения, причем в то время, когда они еще не успели сколько-нибудь заметно разрушиться в осадке. Такого характера замещение органических фрагментов характерно для всех фосфоритов мира и может считаться их типовой особенностью: меняются лишь типы организмов — от археоциат до аммонитов, бактерий, губок, радиолярий и т.д. В этом отношении фосфориты подводных гор не являются исключением, чем подчеркивается инвариантность процесса фосфатообразования в планетарных условиях. Именно поэтому нет никаких оснований особо выделять основную массу фосфоритов подводных гор, образованных преимущественно по нанофораминиферовым осадкам, характерным для низких широт Мирового океана. Нет никакой исключительности в процессе фосфатогенеза в этих обстановках, если рассматривать суть этого процесса.

Однако специфика обстановок подводных гор, как отмечалось выше, имеется, и она оригинально проявляется в морфологии, формах фосфатизации, прежде всего в наличии тех или иных количеств обломков вулканитов, а также более ранних фос

форитов, легко попадающих в накапливающиеся илы вследствие постоянного развития эдафогенных свалов по склонам подводных гор. Инородные обломки не мешают процессу разложения мягких тканей в свежих биогенных осадках, который развивается независимо от них по своим внутренним причинам. Поэтому появление брекчиевых разностей вполне понятное и объяснимое явление.

Весьма своеобразна только фосфатизация нанофораминиферового осадка, заполняющего поры, каверны в базальтоидах. Поскольку большая часть слагающих привершинные части подводных гор вулканитов образовались если не вблизи уровня океана, то по крайней мере на небольших глубинах, то их высокая пористость, кавернозность, присутствие структур обрушения и др. — характерная черта [Шопф, 1982]. Поэтому заполнение пор, каверн, а также трещин в вулканитах [Свальнов, Матвеев, 1986] биогенным осадком представляется вполне нормальным, даже обычным явлением.

Но если сохраняются все указанные выше условия, то разложение мягких тканей биогенного осадка будет происходить так же неумолимо в этих обстановках, как и на ровных площадках, где отлагаются большие массы осадка. Более того, условия каверны, поры в некотором смысле даже более благоприятны — они создают условия изоляции, в том числе от окисления, если, конечно, пора заполняется быстро и достаточно полно. Более того, она может запечатываться новым потоком лавы или слоем туфа. Однако возникает проблема подтока фосфора для интенсивной фосфатизации. Здесь возможно, вероятно, одно решение — подток из наддонной воды, которая может быть даже относительно обогащена фосфором в результате вулканических процессов в их совокупности. Тем не менее сама фосфатизация остается раннедиагенетическим, и никаким иным, процессом и объясняется исключительно наличием реакционноспособного органического вещества — мягких тканей организмов, распадающихся в определенных условиях.

Пока мало известно о постдиагенетических преобразованиях фосфатов подводных гор. Тем не менее ясно, что может происходить (и происходит) обычно частичная их перекристаллизация с определенной утратой первичных биогенных структур, значительное отверждение в окислительных обстановках дна, куда они попадают при деструкции поверхности гор.

В случаях заполнения пор и пустот в базальтоидах возможна очень интенсивная перекристаллизация, вызывающая мобилизацию и перемещение по трещинам новой генерации фосфата, обладающей способностью частичного замещения базальтового стекла. Вероятно, такие постседиментационные преобразования аналогичны прожилковым формам фосфата на некоторых месторождениях фосфоритов, например Каратау, но конкретные причины, вызывающие их появление, могут быть и различными. Постоянное окисление фосфоритов с формированием железомарганцевых накоплений, конечно же, характерно преимущественно для фосфоритов подводных гор.

Завершая обзор, можно подвести некоторые итоги. Фосфориты подводных гор низких широт Западной Пацифики и вообще Мирового океана обязаны своим возникновением исключительно процессам биогенной седиментации, прежде всего планктонной, но отчасти бентосной и нектонной. Общая модель процесса фосфатизации совершенно аналогична разработанной для фосфоритов внешнего шельфа — верхней части континентального склона океанов. Исключительную роль играют процессы динамичного апвеллинга, глубины отложения осадков, неравномерность скорости седиментации. Специфика же целиком отражает те обстановки, где отлагаются указанные осадки, — вулканические постройки в океане во всем их своеобразии. В таком сочетании и возникают те внешние, но бросающиеся в глаза отличия, которые создают противоречивую, сложную картину. Ясное понимание коренных условий и особенностей фосфоритообразования в совокупности с конкретными обстановками, в которых реализуется фосфатизация, и позволяет расшифровать сложную историю формирования подводных гор и развитых на них фосфоритов.

Глава 6

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОРКИ И КОНКРЕЦИИ ГАЙОТОВ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

Железомарганцевому рудообразованию в океане посвящено огромное число работ. Поток публикаций особенно вырос за последние 30 лет [Батулин, 1986; Железомарганцевые..., 1990; Marine..., 1986], что в значительной мере связано с перспективами освоения железомарганцевых конкреций и корок как руд на Си, Ni, Со и другие металлы. В 60-х и 70-х годах этого столетия внимание исследователей было сконцентрировано на изучении железомарганцевых конкреций глубоководных абиссальных котловин, в результате чего был выявлен перспективный район между трансформными разломами Кларион и Клиппертон с высокой плотностью конкреций на единицу площади и с высокими (более 1%) содержаниями Ni и Си.

В 70-х и начале 80-х годов в связи с открытием действующих рудоносных гидротерм в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, а также с внедрением в исследовательскую практику обитаемых и самоуправляемых подводных аппаратов центр тяжести сместился в сторону изучения отложений современных океанических гидротерм.

С начала 80-х годов внимание зарубежных исследователей все более привлекают железомарганцевые корки вершин и склонов подводных гор и гайотов, где они находятся на относительно небольших глубинах (менее 3 км) и отличаются высоким содержанием Со (до 2—3%) и Pt (до 4,5 г/т) [Halbach, Puteanus, 1984; Clark et al., 1984; Hein et al., 1985, 1987, 1988; Terashima et al., 1988; и др.]. Ослабление интереса западных (в первую очередь американских) геологов к железомарганцевым конкрециям вызвано экономическими (их добыча обещает низкую норму прибыли, около 7%) и политическими (локализация перспективных участков в международных водах и осложнения, связанные с принятием закона о морских ресурсах в ООН) причинами [Commeau et al., 1984]. Цены на кобальт на мировом рынке значительно выросли и превышают в 6—7 раз цены на никель и более чем на порядок цены на медь. А это — основные полезные компоненты железомарганцевых конкреций. Поэтому основные усилия были сосредоточены американскими исследователями на изучении кобальтоносных железомарганцевых корок в "исключительных экономических зонах", т.е. в 200-мильной зоне, прилегающей к Гавайским, Маршалловым островам, островам Лайн и Неккер, и в других районах, находящихся в зоне влияния США. Технология добычи железомарганцевых корок представляет собой реально решаемую задачу.

Из возможных методов добычи марганцевых корок в промышленном масштабе рассматриваются: 1) отделение корок от субстрата ультразвуком или с помощью вибрационных установок; 2) добыча их механически управляемыми скреперами, похожими на систему непрерывно движущихся черпаков; 3) добыча корок с помощью машин, подобных используемым для удаления старых дорожных покрытий. Сбор и подъем руды на поверхность моря представляет гораздо меньшую проблему [Marine..., 1986].

**РУДНЫЕ КОРКИ И КОНКРЕЦИИ
ЮЖНОГО ОКОНЧАНИЯ ИМПЕРАТОРСКОГО ХРЕБТА,
ПЛАТО ОГАСАВАРА, ХРЕБТА МИХЕЛЬСОНА, МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР**

Южное окончание Императорского хребта

Железомарганцевые корки. Железомарганцевые корки драгированы на всех подводных горах южной части Императорского хребта. Однако наиболее толстые корки (толщиной 4 см и более) подняты на подводных горах Юриаку и Дженкинс. Субстрат, на котором развиты корки, в основном представлен базальтами и базальтовыми брекчиями. Последние сложены неокатанными обломками базальтов, измененного вулканического стекла с глинистым (сметитовым) заполнителем. Корки также развиты на полукристаллизованных красных глинах. Поверхность корок бугристая или гладкая. В них наблюдается слоистость, выраженная наличием тонких (0,1—0,8 мм) прослоев и линзочек карбонатного или глинистого вещества, разделяющего железомарганцевые слои.

По данным рентгеновского дифрактометрического анализа, среди марганцевых минералов установлены: полукристаллическая фаза с размытыми линиями, с $d/n = 2,46 \text{ \AA}^0$ и $1,42 \text{ \AA}^0$ MnO_2 (вернадит), бёрнессит (линии $7,2 \text{ \AA}^0$; $2,96 \text{ \AA}^0$; $2,46 \text{ \AA}^0$ и др.), тодорскит — минерал с отражением $9,6\text{—}10 \text{ \AA}^0$, сохраняющимся при прокаливании до $550\text{—}600^\circ\text{C}$; бузерит ($10 \text{ \AA}^0$ марганцевый минерал, переходящий при прокаливании до 150°C в бёрнессит). Более стойкие при прокаливании $10 \text{ \AA}^0$ марганцевые минералы, чем бузерит, но не сохраняющие этот рефлекс при нагревании до $550\text{—}600^\circ\text{C}$, условно отнесены к асболонам (по: [Чухров и др., 1983]).

Среди немарганцевых минералов наиболее распространены кварц, полевые шпаты, филлипсит, разнообразные смектиты (от маложелезистого диоктаэдрического монтмориллонита до нонтронита), кальцит и аморфная фаза. Кристаллические формы железа не обнаружены и, по-видимому, все железо, установленное химическим анализом, представлено аморфной гидроокисью либо входит в марганцевые минералы. Вернадит обычен в средней или верхней частях оболочки конкреций и корок. Бузерит, асболоны и тодорскит преобладают или встречаются в нижних слоях, что обычно связывается с диагенетическим созреванием первично аморфной марганцевой фазы. В некоторых образцах ст. В13-5, в породах субстрата (базальтовых брекчиях), непосредственно под марганцевой коркой, обнаружены тонкие (2—5 мм) линзочки, сложенные франколитом в смеси с баритом в соизмеримых количествах. В самих железомарганцевых корках гидроксил-апатит установлен в единичных случаях, во включениях, представленных зубами рыб.

Железомарганцевые конкреции. Железомарганцевые конкреции Императорского хребта разнообразны по форме: сферические, овальные, сильно уплощенные, одно- или многоядерные. Максимальный размер конкреций по длинной оси — 6 см. Ядра конкреций крупные (от 0,5—1 до 3 см), представлены обломками базальтов, базальтовых туфов, трахитов (?), бурого (измененного) вулканического стекла, в различной степени замещенного смектитом, феррисмектитом или нонтронитом, а также граувакковыми песчаниками, дресвяниками, редко гётитом или железомарганцевыми корками. Среди минералов, слагающих ядра конкреций, кроме указанных, установлены хлорит-сметит, гидрослюда и серпентин.

Железомарганцевая оболочка конкреций насчитывает от двух до пяти слоев толщиной 1—8 мм, отличающихся цветовыми оттенками от темно-бурого до сажистого цвета, а также текстурными признаками (тонкослойистые и однородные неслойистые, плотные и рыхлые). Слои разделены тонкими слойками или пленками глинистого или карбонатного вещества. Минералогия оболочек конкреций идентична таковой корок: 6MnO_2 , бузерит, асболоны (?), тодорскит. Тодорскит, асболоны и бузерит

Таблица 33 (продолжение)

Химический состав железомарганцевых конкреций и корок западной части Тихого океана

№ пробы	Mn	Fe	Ti	Al	Mg	Ca	Na	K	Ni	Си	Zn	Pb
1. Южное окончание Императорского хребта												
Конкреции												
B13-6/26	16,83	17,35	1,08	0,83	0,84	0,86	2,19	0,59	1800	990	450	2450
B13-7/38	16,00	14,76	0,42	2,00	1,13	0,71	1,75	0,82	3200	2070	530	1000
B13-13/56	19,90	13,42	0,74	1,85	1,46	1,85	1,62	0,71	4970	2390	660	1040
B13-15/21	17,54	13,16	0,58	2,46	1,33	1,25	1,84	0,72	4090	2650	560	890
Корки												
B13-1/1	16,83	17,87	0,72	1,30	0,93	1,39	1,54	0,53	2100	560	490	1300
B13-2/43	18,69	18,26	0,72	0,72	0,80	1,37	1,59	0,46	4400	370	400	1770
B13-5/1-1	20,37	16,66	0,78	0,98	0,98	1,35	1,57	0,46	2800	590	470	1610
B13-5/1-2	22,02	14,88	0,66	0,79	0,75	1,66	1,42	0,49	2700	530	410	1480
B13-5/1-3	20,87	11,78	0,72	1,36	0,84	1,40	1,58	0,72	3400	1070	470	1120
B13-5/1 a	20,09	12,95	0,78	1,24	0,72	1,29	1,67	0,57	3100	650	430	1370
B13-5/16-1	19,20	16,10	0,72	0,92	0,83	1,26	1,78	0,53	2800	590	520	1680
B13-5/16-2	20,76	13,81	0,78	1,40	0,99	1,31	1,63	0,63	4400	1230	570	1160
B13-5/16-3	19,52	12,02	0,84	1,41	0,73	1,41	1,55	0,59	3300	710	470	1340
B13-5/40	14,40	17,27	0,78	1,03	1,17	1,02	1,69	0,72	2700	940	510	1420
B13-6/30	13,64	20,56	1,20	2,01	1,14	0,69	1,68	0,56	2400	660	460	1820
B13-7/37	15,42	11,47	0,78	1,64	1,43	1,82	1,73	0,77	2400	1720	530	1040
B13-13/49a	15,60	15,93	0,54	2,00	0,99	1,18	1,49	0,64	2400	750	420	1110
B13-14/25a	21,68	14,71	0,30	1,65	1,71	1,02	1,70	0,91	6400	1840	870	550
B13-14/256	19,12	14,42	0,84	1,33	0,93	1,16	1,67	0,69	3100	1760	570	1120
B13-14/26	20,67	11,54	0,96	1,12	0,83	1,65	1,64	0,59	3500	1650	470	1030
B13-14/27	19,56	13,91	0,90	1,55	0,86	1,37	1,58	0,72	2900	1070	450	1120
B13-16/2	13,02	13,44	0,60	3,02	1,14	0,74	1,68	1,04	2400	1470	420	730
B13-19/4	25,00	13,55	1,02	0,27	0,90	2,31	1,66	0,42	3200	270	400	1660
B13-19/6	22,34	14,10	1,32	0,27	0,72	1,58	1,52	0,35	2600	200	300	1460
B13-19/14	27,90	11,42	0,72	0,57	0,60	2,20	1,30	0,55	2900	180	290	1260
B13-19/15	22,39	12,10	0,66	0,40	0,80	2,18	1,73	0,40	3300	180	380	1770
II. Плато Огасавара												
Корки												
B7-3/1	15,82	6,96	0,56	0,69	1,14	13,04	1,70	0,57	5260	789	737	1770
B7-3/8	22,50	5,13	0,56	0,26	1,17	13,67	1,57	0,53	CoOO	1230	913	1230
B7-22/1	22,91	8,90	0,67	0,90	1,28	6,55	1,60	0,56	5270	825	760	1560
B7-22/23	16,78	8,79	0,68	0,77	0,85	13,67	1,42	0,53	3690	784	590	1040
B7-36/6	23,21	12,31	0,85	0,91	1,18	2,27	1,68	0,57	3410	758	560	1520
B7-36/12	27,89	8,99	0,64	0,55	1,39	4,07	1,81	0,65	5290	1060	703	1630
B7-36/13	21,96	13,86	0,77	1,13	1,31	2,02	1,62	0,49	3310	496	561	1620
B7-36/15	20,21	13,57	0,85	1,47	1,12	2,63	1,67	0,58	2430	506	405	1650
B7-36/16	22,57	15,14	0,67	0,50	1,12	2,97	1,57	0,38	2590	410	400	1900
III. Магеллановы горы												
Корки												
HI 3-77/2	16,83	16,92	0,96	1,73	0,93	2,00	1,33	0,64	2470	1300	515	1250
HI 3-77/3	13,31	10,87	0,85	3,50	1,14	4,08	2,13	1,55	2570	1770	511	820
HI 3-77/51	19,76	12,98	0,98	1,81	1,03	2,03	1,44	0,79	4030	1440	434	1090
HI 3-77/52	14,73	15,50	0,84	2,09	0,88	3,87	1,54	0,82	2620	1390	514	1060
HI 3-77/53	14,13	9,66	0,76	4,20	0,72	1,96	1,94	1,74	3670	1840	514	810

Примечание. Содержание элементов от Mn до K включительно приведено в мас.%, от Ni до Sm — в г/т. Элементы от Mn до V — по данным атомно-абсорбционного метода (аналитики С.П. Спавкина

Co	Sr	Rb	Li	V	Mo	Ba	Zr	Nb	Y	Ce	IJ	Nd	Sm
Южное окончание Императорского хребта													
Конкреци и													
7900	1440	41	7,9	590	110	1630	600	50	140	3800	1250	830	—
2500	940	39	27,3	470	130	1280	490	30	90	1350	790	400	—
• 3260	1040	62	42,3	390	320	950	520	40	ПО	1450	690	500	—
• 1940	230	73	29,8	390	300	770	500	70	110	1180	530	430	—
Корки													
3000	1370	49	11,7	720	370	800	620	40	120	1420	690	540	—
4200	1840	41	5,4	760	440	1000	520	30	130	1520	760	460	—
4200	1670	49	15,7	720	670	1320	640	40	120	2190	960	540	—
3700	1800	46	5,1	790	620	1050	540	30	130	1560	810	520	—
4100	1630	39	9,8	780	470	1030	500	30	130	1500	800	480	—
^ 3700	1590	48	8,7	800	530	1010	590	50	130	1600	740	460	—
3400	1660	41	13,2	840	450	900	500	30	130	1260	650	440	—
3500	1620	44	22,2	820	600	1520	610	50	ПО	1870	1010	490	—
4100	1840	47	8,9	790	590	1270	600	50	120	1840	920	520	—
4100	1400	47	21,1	580	100	1640	610	40	120	1870	1140	490	—
5000	1600	46	10,5	570	50	2760	810	60	120	3470	2100	870	—
2400	1340	55	30,6	610	200	1070	660	50	ПО	1440	790	460	—
2100	1180	47	15,1	690	280	800	570	40	120	1340	680	550	—
2500	1010	53	46,1	580	250	1480	300	20	70	780	740	290	—
3600	1480	46	26,9	680	400	1360	660	40	ПО	1840	960	510	—
4400	1570	36	15,2	670	510	2750	570	70	110	2580	1950	640	—
4100	1550	43	10,3	670	460	1950	630	70	130	2090	1420	660	—
1400	760	47	38,5	530	270	780	550	70	130	1210	550	430	—
3300	1620	37	2,2	840	750	740	330	160	150	1250	520	400	—
5700	1240	41	2,5	730	620	740	380	220	160	1290	540	420	—
7200	1880	97	2,9	580	670	730	320	30	150	1240	490	370	—
7400	1530	40	2,4	860	790	730	350	20	140	1250	550	380	—
II. Плато Огасавара													
Корки													
3300	1705	63	11,5	526	600	950	360	67	310	850	420	300	66
5280	1694	53	5,2	528	640	830	330	55	150	720	250	160	34
4570	1630	55	23,8	547	810	790	360	74	120	860	230	190	44
2160	1828	52	8,3	392	380	740	490	71	190	850	300	210	42
1660	1642	73	5,2	523	510	600	560	91	110	800	200	200	40
5500	1661	58	10,6	794	1470	970	340	66	110	970	230	200	16
5960	1628	70	15,9	869	1100	570	720	170	350	730	220	180	40
5520	1591	61	8,1	506	530	650	460	78	110	810	220	200	40
5790	805	61	5,1	769	640	480	470	80	140	640	220	190	63
III. Магеллановы горы													
Корки													
3970	1490	10	8,2	670	240	620	490	86	100	670	240	230	61
2840	1230	46	20,4	460	170	570	370	68	ПО	570	230	170	68
4930	1430	15	15,7	616	320	640	460	77	100	730	230	190	48
3530	1510	35	10,9	554	180	580	530	82	110	450	220	160	63
3530	1110	40	9,6	504	190	590	390	71	97	650	230	200	55
В. Бакилина. ДВГИ ДВО АН СССР), от Мо до Sm — по данным рентгенорадиометрического метода (аналитики В В. Коваленко, А.И. Григорьев, ИХ ДВО АН СССР).													

Таблица 33 (продолжение)

№ пробы	Mn	Fe	Ti	Al	Mg	Ca	Na	K	Ni	Си	Zn	Pb
III. Магеллановы горы												
Корки												
НП 3-77/54	13,81	10,28	0,80	4,33	0,92	3,06	2,31	2,02	2860	1600	464	710
НП 3-77/55	25,19	16,30	1,20	0,81	0,92	2,22	1,28	0,56	3080	810	501	1280
НП 3-77/56	16,66	13,89	0,92	2,66	1,24	2,19	1,74	0,94	3290	1650	541	1000
НП 3-77/57	16,92	14,82	0,96	2,27	1,06	2,35	1,66	0,91	3150	1570	554	1140
НП 3-77/58	15,97	11,20	0,85	1,65	0,90	7,76	1,37	0,76	3960	1360	570	1170
НП 3-77/59	15,16	9,84	0,81	3,28	0,96	2,70	1,97	1,42	3470	1870	560	950
НП 3-77/60	18,28	15,81	1,00	1,53	1,00	2,22	1,32	0,52	2830	1570	552	1230
НП 3-84/126	13,93	5,70	0,37	0,40	0,68	25,41	0,94	0,34	4270	830	694	1330
НП 3-84/12в	24,64	8,55	0,71	0,57	1,09	11,38	1,33	0,51	7140	1950	906	1590
НП 3-84/13	19,57	14,27	1,01	2,02	1,01	2,02	1,50	0,65	3070	1450	451	920
НП 3-84/14	16,13	15,41	0,89	2,42	1,02	1,77	1,60	1,03	2630	1570	505	1120
НП 3-86/1	17,23	17,22	0,72	1,01	0,96	3,70	1,37	0,52	2210	600	503	1340
НП 3-86/2	10,71	14,28	1,04	3,12	1,20	2,19	1,46	1,48	1620	500	349	1000
НП 3-86/5	18,66	18,00	0,90	1,08	1,22	1,68	1,50	0,96	2920	580	448	1240
НП 3-87/1	18,50	15,56	0,96	1,00	0,92	4,60	1,48	0,41	2830	540	460	1310
НП 3-88/1 а	16,68	15,87	0,75	1,40	1,04	3,41	1,49	0,55	2770	520	380	1150
НП 3-88/16	15,42	15,92	0,87	1,33	0,97	4,79	1,44	0,49	2510	470	408	1160
НП 3-90/1	18,93	16,40	0,98	1,46	0,97	2,14	1,44	0,54	2640	1450	520	1200
НП 3-98/4-1	21,32	16,18	1,15	1,21	1,07	1,91	1,38	0,56	4020	1610	619	1340
НП 3-98/4-2	16,13	13,87	1,00	0,84	0,86	1,48	1,21	0,46	4160	950	453	1490
НП 3-99/1	23,10	13,64	1,21	0,99	1,26	2,47	1,66	0,62	5390	810	554	1560
НП 3-99/2а	22,73	16,53	1,15	0,66	1,11	1,90	1,76	0,40	4570	850	518	1670
НП 3-99/26	22,95	16,44	1,20	0,68	1,10	2,43	1,52	0,45	4690	870	515	1710
Конкреции												
НП 3-77/47	19,68	12,95	0,92	2,04	0,90	2,44	1,75	1,10	3920	1990	610	1290
НП 3-77/48	18,41	15,39	0,95	1,59	0,93	1,87	1,39	0,67	2990	1490	519	1130
НП 3-77/49	18,52	15,55	1,08	1,70	0,87	2,67	1,32	0,64	3070	1630	579	1250
НП 3-84/11	13,41	12,55	0,80	3,06	1,44	1,35	1,39	1,22	4860	2220	485	610
НП 3-85/3а	20,76	6,92	0,51	0,46	0,95	16,67	1,30	0,48	6250	1370	905	1790
НП 3-85/36	19,67	7,13	0,39	0,53	0,90	17,64	1,15	0,45	6210	1150	878	1340
НП 3-87/2	20,45	16,29	0,91	0,91	1,01	2,12	1,42	0,52	3460	760	480	1400
НП 3-97/14	19,53	16,47	1,07	1,29	1,04	1,72	1,41	0,48	3640	1430	586	1290
НП 3-97/19	15,27	15,65	0,85	1,30	0,89	7,99	1,32	0,47	2260	860	778	1300
НП 3-97/20	19,35	17,33	1,03	1,29	1,06	1,77	1,39	0,50	3210	1180	553	1310
НП 3-97/21	17,89	19,51	0,96	0,81	1,02	2,03	1,40	0,48	2420	820	520	1450
НП 3-97/25	19,12	16,56	0,98	1,57	1,05	1,57	1,45	0,54	3190	1300	547	1320
НП 3-101/1а	18,88	20,35	0,98	0,88	1,03	0,63	1,62	0,42	2420	600	504	1680
НП 3-101/16	22,83	15,75	1,19	1,06	1,14	1,81	1,59	0,54	3980	1060	542	1550
НП 3-101/2	20,32	16,67	0,83	1,38	1,09	1,70	1,61	0,50	4140	810	585	1490
IV. Горы Михельсона, гайот Поллукс												
Конкреции												
НП 3-3/2	16,45	13,67	0,74	1,54	0,94	3,76	1,20	0,53	3340	620	832	1600
НП 3-7/1 а	6,29	3,30	0,27	1,57	0,55	34,36	2,16	1,72	2540	250	231	628
НП 3-7/2-Г	24,77	9,53	0,68	0,74	1,19	4,32	2,03	0,61	7460	660	744	2040
НП 3-7/3	25,21	9,49	0,60	1,45	1,30	2,56	1,45	0,70	8020	1090	939	1890
НП 3-7/10	27,00	6,60	0,48	0,65	1,28	9,00	1,58	0,72	10710	1400	947	1910
Корки												
НП 3-2/1	15,31	16,41	0,82	2,25	0,90	2,16	1,33	0,62	2370	460	387	1460
НП 3-2/2	17,92	12,26	0,82	1,99	1,17	0,94	1,54	0,75	5920	1190	738	1540
НП 3-2/3	12,94	10,08	0,73	3,51	1,21	3,42	1,54	1,02	4040	1000	615	1230
НП 3-2/4	20,66	11,98	0,75	1,40	1,14	2,19	1,35	0,57	5290	990	672	1640

Co	Sr	Rb	Li	V	Mo	Ba	Zr	Nb	V	Ce	La	Nd	Sm
III. Магеллановы горы													
Корки													
2940	1450	45	9,5	524	180	520	410	66	93	580	200	170	70
7200	1800	20	4,0	701	350	600	460	76	120	790	270	250	60
3840	1300	50	9,5	501	220	580	480	72	100	600	230	180	52
4110	1490	49	12,3	564	220	610	530	79	100	640	230	210	55
4370	1560	35	19,2	504	270	580	480	79	100	490	200	150	58
3880	1210	50	16,2	430	200	540	410	60	100	550	210	180	56
4380	1620	30	8,1	708	280	630	540	79	110	700	250	230	48
1790	2480	31	8,2	562	370	1500	430	71	220	700	410	190	27
3590	2300	26	9,7	691	440	940	470	73	220	740	330	220	42
4970	1430	36	12,3	615	320	610	530	95	110	720	220	190	54
3820	1360	40	12,1	607	230	620	480	68	96	630	240	210	63
4030	1610	40	8,1	680	250	620	500	59	120	690	250	230	67
3420	1050	50	14,9	474	140	370	380	62	82	400	170	130	59
6840	1530	61	9,7	636	270	540	390	57	97	560	220	180	55
6330	1930	20	4,9	618	270	640	530	79	110	560	240	180	55
4790	1510	21	8,3	599	310	450	530	87	110	380	200	130	42
5010	1510	26	8,3	601	240	500	510	88	120	460	210	150	62
3960	1730	34	7,9	742	310	н.д.	530	75	110	560	200	160	52
6290	1810	30	6,0	654	330	650	580	82	120	650	250	190	49
6690	2000	20	6,0	697	320	н.д.	540	76	120	620	240	180	46
9220	2010	25	8,0	604	340	560	530	88	130	580	220	170	42
9000	2060	20	4,0	653	340	510	530	93	120	550	200	140	35
8580	2110	26	5,1	644	350	520	550	110	120	560	220	160	32
Конкреции													
4400	1520	36	9,7	687	300	760	510	72	95	740	220	170	35
4580	1320	15	8,1	635	260	680	560	95	100	710	250	230	62
5120	1640	36	8,2	717	260	650	540	88	100	660	240	210	61
2430	730	39	70,4	486	170	410	460	81	110	410	170	150	77
3380	2520	40	9,6	681	510	1500	470	75	280	880	450	230	31
2380	2120	40	11,1	555	490	1000	450	69	190	690	320	180	51
6130	1870	25	8,1	707	320	590	520	69	100	530	220	160	47
6000	1730	25	8,1	713	260	610	470	82	120	650	200	180	41
3820	1960	20	10,1	690	240	1000	490	59	99	780	270	170	43
6220	1790	41	8,2	717	270	550	460	70	100	580	220	170	57
5410	1870	20	5,0	707	290	590	610	96	110	640	250	210	56
5850	1640	30	7,9	646	250	540	480	75	110	570	200	170	42
5030	2010	30	5,0	705	320	560	570	73	130	530	240	190	54
7980	1890	25	8,0	648	320	590	550	78	120	640	240	190	43
5360	2020	41	8,3	750	380	550	490	65	110	450	200	130	37
IV. Горы Михельсона, гайот Поллукс													
Конкреции													
4110	1800	36	11,3	590	270	530	460	74	120	590	230	180	52
1290	2010	15	16,1	126	120	450	230	61	290	330	310	190	110
8070	1990	20	9,7	713	630	640	290	75	110	850	210	170	23
7370	1510	30	36,7	703	690	750	250	62	82	820	190	120	6
6800	1870	20	28,4	557	830	930	250	64	150	840	270	200	30
Корки													
4480	1630	31	8,1	585	220	480	520	80	100	570	200	170	55
5300	1630	35	27,7	594	360	610	450	68	99	600	190	160	44
4840	1360	45	32,3	504	180	820	370	64	94	560	230	140	39
5110	1730	40	23,7	666	500	590	410	65	110	640	210	160	34

Таблица 42 (продолжение)

№ пробы	Mn	Fe	Ti	Al	Mg	Ca	Na	K	Ni	Cu	Zn	Pb
IV. Горы Михельсона, гайот Поллукс												
Корки												
H13-3/3	14,80	16,00	0,79	2,08	0,91	2,32	1,40	0,82	2290	450	392	1510
H1 3-7/1	18,50	13,00	8,78	1,55	1,00	3,40	1,30	0,66	2490	440	489	2100
H1 3-7/2	25,00	9,83	0,67	0,92	1,21	3,42	1,36	0,64	7730	700	933	2490
H1 3-7/5	24,59	9,83	0,73	1,11	1,21	3,11	2,40	0,77	7240	720	832	2030
H13-7/5a	24,16	10,83	0,77	0,67	1,03	2,33	1,40	0,69	5840	500	624	2200
1113-7/6	22,76	8,13	0,60	1,46	1,09	6,18	1,40	0,92	6820	1090	825	2340
H1 3-7/7	13,74	10,54	0,54	0,99	0,77	15,31	1,78	0,56	2570	250	375	1530
H1 3-7/8	10,58	8,82	0,43	1,37	0,92	20,06	2,08	0,75	2250	250	367	1100
H1 3-7/11	18,42	13,66	0,66	1,02	0,93	7,31	1,36	0,45	3600	470	459	1860
H1 3-7/12	26,34	6,43	0,58	0,36	1,08	9,49	1,32	0,58	9020	570	1090	2120
H1 3-7/13	27,27	6,94	0,60	0,41	1,16	8,26	1,39	0,63	9980	900	1110	2210
H1 3-7/15	28,44	6,72	0,52	1,55	1,52	2,41	1,53	0,97	11370	1800	1180	2080
H1 3-7/16	9,88	4,03	0,29	1,10	0,76	22,94	1,99	0,57	4040	500	490	1120
H1 3-7/18a	29,93	5,40	0,45	0,32	1,24	8,11	1,52	0,75	10860	750	1320	2130
1113-7/186	27,76	12,32	0,73	0,84	1,09	2,77	2,00	0,68	56809	590	630	2040
H1 3-7/19	21,56	6,47	0,38	1,57	1,31	11,47	2,18	1,15	7610	960	300	2030
H1 3-7/20	21,00	15,81	0,78	1,15	0,85	2,40	1,71	0,80	3430	450	440	1820
H1 3-7/20-1	24,00	8,89	0,64	0,74	1,20	6,67	1,94	0,72	7310	660	880	1770
H1 3-7/20-2	11,36	9,82	0,51	1,45	0,85	1,64	2,49	0,72	2050	360	350	1140
H1 3-7/20-3	14,35	12,94	0,68	1,52	0,95	9,84	1,65	0,51	2850	410	470	1460
H1 3-7/21	26,98	11,28	0,74	0,55	1,06	2,54	1,64	0,66	6340	660	685	2060
1113-7/22	24,79	5,78	0,54	2,27	1,40	2,97	1,98	1,27	10000	205	959	1710
H1 3-8/1	12,68	13,84	0,74	2,10	0,85	7,70	1,40	0,85	2470	810	510	1140
H1 3-8/2	15,74	16,55	0,88	2,01	0,92	2,52	1,39	0,76	2650	1320	560	1320
H1 3-8/3	14,95	17,95	0,81	1,62	0,90	2,90	1,27	0,59	2020	450	410	1350
H1 3-8/4	14,58	15,18	0,70	1,62	0,92	6,17	1,44	0,64	34600	1010	410	1230

так же как и в корках, тяготеют к внутренним оболочкам конкреций, а бМпОт – к верхним. Однако попадаются образцы, где $SMnO_2$ встречен в большем количестве во внутренних слоях, чем во внешних (обр. B13-15/14). В оболочках конкреции как и в железомарганцевых корках, обычна примесь измененного вулканического стекла, филлипсита, глинистого (гидрослюдисто-сметитового, иногда с каолинитом и хлоритом) вещества, кварца, полевых шпатов. В глинистых пленках между железомарганцевыми слоями в оболочке конкреций (обр. B13-6/21) М.Г. Бирюлиной установлены верхнемиоцен-плиоценовые кокколитофориды *Discoaster broweri*, а из ядра конкреции обр. B13-15/16 – плиоценовый *Catinaser mexicanus*.

Текстуальный рисунок на спилах многоядерных конкреций свидетельствует о не одновременном начале роста железомарганцевой оболочки над отдельными ядрами и образовании многоядерных конкреций путем разрастания одноядерных и более позднего обрастания их единой железомарганцевой коркой.

Химический состав конкреций и корок Императорского хребта представлен в табл. 33, 34. По среднему содержанию большинства породообразующих и редких элементов существенных отличий между конкрециями и корками нет. Отношение Mn/Fe в среднем 1,2 для конкреций и 1,35 для корок. Однако в конкрециях в целом выше в 2 раза содержание Si, Li и меньше Mo, чем в корках. Содержание Sr и V повышено в корках (см. табл. 33). Железомарганцево-титановый модуль варьирует от 27 до 58, за исключением конкреции B13-7/38, где достигает 73,2, и корки B13-14/25a где составляет 121,3. Последняя отличается по составу: содержит аномально высокие для этого региона количества Ni (0,64%), Zn (0,087%), Li (46 г/т), повышенные количества Si и Ba и низкие по сравнению с другими образцами содержания Zr, Nb, V. Се

Co	Sr	Rb	Li	V	Mo	Ba	Zr	Nb	Y	Ce	La	Nd	Sm
IV. Горы Михельсона, гайот Поллукс													
Корки													
4050	1620	46	9,6	582	222	460	500	68	100	540	190	170	50
5620	1520	30	16,0	674	370	560	380	64	130	720	220	160	44
7490	1950	25	12,1	798	770	900	330	70	120	890	250	180	18
8550	1620	15	16,2	659	580	610	290	70	110	840	200	180	27
8360	1930	20	4,9	693	570	560	340	66	110	860	210	190	40
5870	1860	30	30,2	704	760	1010	310	63	180	800	290	200	27
5460	1500	25	10,8	499	270	460	320	59	140	580	220	150	46
3540	1890	25	19,9	298	160	380	250	58	100	440	170	120	46
7260	1580	35	12,3	642	360	400	350	68	110	580	170	150	54
7360	2010	15	8,0	652	710	750	240	62	120	880	220	200	36
9150	1850	15	5,0	624	720	750	240	64	130	890	260	190	24
7790	1450	26	41,5	753	1200	940	240	61	95	820	220	150	14
2350	2070	40	18,3	303	370	660	230	59	170	490	240	130	44
8510	1920	20	9,6	605	770	880	220	59	140	880	260	200	35
7090	2040	41	8,1	662	530	610	390	74	100	930	220	190	39
6060	1820	41	28,4	558	750	930	250	66	170	640	280	170	35
6960	1850	35	8,0	651	430	470	420	75	120	670	210	180	57
7540	1850	21	11,3	565	600	620	290	66	ПО	750	210	160	39
4090	1790	26	20,5	307	200	380	280	59	120	430	170	110	42
5290	1880	20	28,5	458	210	440	360	69	120	570	200	160	53
7940	2060	21	5,1	644	640	570	320	68	100	850	190	190	46
6770	1180	36	55,3	667	1050	970	210	54	90	740	220	130	20
3090	1540	46	16,5	411	150	530	490	64	150	560	260	220	77
3830	1590	30	12,7	547	190	630	570	75	94	550	220	170	61
33,20	1770	35	9,6	506	190	490	560	66	120	590	230	200	72
3020	1760	35	24,2	479	190	570	520	61	130	540	240	200	68

Nd, что свидетельствует, по-видимому, о существенно гидротермальной природе вещества корки. Максимальные содержания Co установлены в конкрециях горы Юриаку (0,8%) и в корках горы Калахан (0,74%) (см. рис. 3, табл. 33). В среднем же содержания Ni и Co в железомарганцевых образованиях Императорского хребта ниже, чем в горах Западной Пацифики.

Плато Огасавара

Наиболее мощные (более 4 см) железомарганцевые корки встречены на склонах и в вершинных участках восточного, центрального и западного массивов Огасавара (рис. 53), на глубинах от 3,7 до 0,6 км (см. табл. 33). Корки максимальной мощности (до 20 см) установлены на глубине 3–3,5 км на ст. В7-3 (см. рис. 33). Субстрат наиболее мощных корок представлен гиалокластитами и вулканомиктовыми осадочными брекчиями, туфопесчаниками, граувакковыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, известняками и фосфоритами. Пространственно корки тесно ассоциируют с фосфоритами. Во времени железомарганцевые корки формировались, как правило, позже фосфоритов. Но встречаются также и переслаивания корок и [фосфоритов (см. рис. 26, 30), а в нижних своих частях железомарганцевые корки нередко содержат линзы и включения фосфатного вещества, вследствие чего содержание P_2O_5 в нижних слоях корок достигает 2, а иногда 6–7%.

В минеральном составе железомарганцевых корок и конкреций плато Огасавара преобладает вернадит ($5MnPO_2$), встречается тодорокит (?), с примесью кварца, полевых шпатов, смектита. В крупных включениях (линзах и обломках с пелитоморфной,

Таблица 34

Содержания железа, натрия, редких и редкоземельных элементов
в железомарганцевых корках Императорского хребта
(образцы 13-го рейса нис "Академик Александр Виноградов"),
по данным Г.Н. Батурина

Элемент	Гора					
	Камму	Юриаху		Дженкинс		Калахан
	2/43	5/1-1 нв	5/1-2нв	14/25а	14/27	19/15
Fe	19,0	11,8	13,9	11,8	13,8	12,8
Na	1,4	1,5	1,4	1,4	1,4	1,5
Ba	1800	2500	3000	2400	6400	220
La	279	185	250	74	236	229
Ce	996	1300	907	245	1100	910
Nd	179	171	56	49	153	128
Sm	48	35	45	16	43	41
Eu	12	9,2	12	4,0	12	11
Tb	3,0	3,8	3,9	1,1	3,4	3,2
Yb	19	26	21	9,2	18	31
Lu	2,5	2,0	3,1	1,0	2,9	2,4
Zn	471	600	320	420	600	100
Cr	29	81	—	6,5	10	31
Co	3100	2600	2500	2100	2700	5000
As	300	200	230	108	180	357
Sb	50	30	38	37	38	30
Te	25	46	67	22	36	77
Se	1,8	3,8	9,1	1,6	1,0	29
Au	0,23	0,028	0,01	0,049	0,024	0,013
U	16	9,4	15	5,9	12	14
Th	32	24	28	16	27	45
Sc	7,7	8,1	7,2	6,1	9,3	7,7
Cs	5,2	6,7	5,0	6,1	5,1	1,0
Hf	6,3	8,5	7,8	4,4	11,3	0,5
Ta	0,5	0,98	1,2	2,9	0,5	1,4

песчанистозернистой и дресвянистой обломочной текстурами) также содержатся смектит, палагонитизированные вулканические стекла базальтов, франколит и кальцит. В отличие от хребта Михельсона, гор Мид-Пацифик и Магеллановых гор. в корках и конкрециях плато Огасавара и в ассоциирующих с ними породах значительно реже распространены цеолиты (филлипсит).

По химическому составу железомарганцевые корки плато Огасавара близки к коркам других районов Западной Пацифики и отличаются в среднем наиболее высоким отношением Mn/Fe (2,1) и содержаниями Rb, Mo, Nb (см. табл. 33; табл. 35. 36).

Если отложение "фосфоритового горизонта" на плато Огасавара завершилось в домессинское время, то время образования железомарганцевых корок, залегающих на фосфоритах (в верхней части склонов и на вершинном плато), составляет всего 252

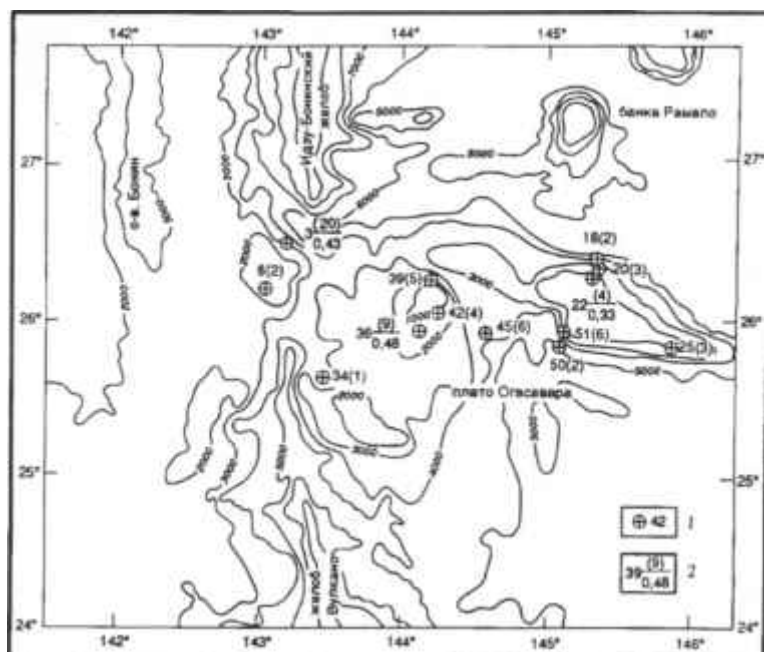


Рис. 53. Станции драгирования железомарганцевых корок и конкреций на плато Огасавара
/ — номера станций 7-го рейса нис "Академик Александр Виноградов" (1986 г.); 2 — максимальная толщина железомарганцевых корок (в см) — в числителе и среднее содержание кобальта (в г/т) — в знаменателе

Таблица 35

Содержания железа, натрия, редких и редкоземельных элементов в железомарганцевых корках подводного плато Огасавара (образцы 7-го рейса нис "Академик Александр Виноградов"), по данным Г.Н. Батурина

Элемент	3/8	22/1	36/12	36/13	36/16
Fe	6,0	10,2	10,7	15,9	16,8
Na	15	15	1,9	1,4	1,4
Ba	1900	2200	2500	1500	1700
La	178	177	132	224	285
Ce	832	1100	1260	870	828
Nd	146	123	94	145	163
Sm	26	30	26	39	47
Eu	65	7,8	6,8	10	11
Tb	2,1	2,0	1,7	2,6	3,2
Yb	19,3	12,4	10,7	19	20
Lu	2,1	1,9	1,4	2,6	2,9
Zn	750	790	740	710	400
Cr	10	78	21	17	13
Co	2900	2800	3500	2900	3700
As	142	232	309	347	314
Sb	18	38	41	44	44
Te	70	70	60	75	50
Se	1,0	4,2	1,7	1,0	1,0
Au	0,049	0,01	0,01	0,1	0,85
U	9,4	7,3	12	11	16
Th	12,5	28	32	33	38
Sc	6,9	65	5,3	7,1	6,8
Cs	6,2	5,0	3,7	3,0	3,9
Hf	4,6	4,8	5,0	6,4	6,8
Ta	2,4	1,4	22	1,9	1,2

Таблица 34

Сравнение химического состава железомарганцевых конкреций и корок Западной Пацифики, зон разломов Кларион и Сикейрос

Элемент	Императорский хребет		Плато Огасавара	Хребет Михельсона	
	Конкреции (4)	Корки (22)	Корки (9)	Конкреции (5)	Корки (30)
Mn	17,57	19,50	21,54	19,94	19,70
Fe	14,67	14,49	10,41	8,52	10,92
Ti	0,71	0,79	0,69	0,71	0,63
Al	1,78	1,23	0,82	1,19	1,39
Mg	1,19	0,94	1,17	1,05	1,05
Ca	1,17	1,43	6,77	10,80	6,10
Na	1,84	1,61	1,63	1,68	1,63
K	0,72	0,61	0,54	0,86	0,73
Ni	3515	3145	4210	6416	6373
Cu	2025	945	678	804	697
Zn	550	468	625	739	650
Pb	1345	1315	1550	1614	1724
Co	3900	3960	4380	5528	5870
Sr	913	1508	1576	1836	1742
Rb	54	47	60	24	30
Li	30	15	10	20	18
V	461	710	606	538	577
Mo	215	465	742	508	474
Ba	1158	1248	732	660	634
Zr	528	539	454	296	356
Nb	48	47	84	67	66
V	113	125	177	150	120
Ce	1945	1658	803	686	680
La	815	901	254	242	220
Nd	540	497	203	172	176
Sm	He onp.	He onp.	43	44	43
Mn/Fe	1,2	1,35	2,07	2,34	1,80
(Fe + Mn)/Ti	48,8	43,0	46,2	40,1	48,6
Ce/La	2,39	1,84	3,16	2,83	3,09

* По: [Hein et al., 1988]

Примечание. В скобках — число проб.

6,5 млн лет. В то же время обломки более древних корок и железомарганцевых микроконкреции встречаются и в самих фосфоритах, свидетельствуя и о более древних (эоцен-олигоцене и миоцене) этапах накопления железомарганцевых окислов.

Хребет Михельсона

На гайоте Поллукс железомарганцевые корки подняты на юго-восточном (до 3 см), северо-западном (до 5 см) склонах с глубин от 4,6 до 1,5 км (см. табл. 33). Наиболее мощные корки толщиной более 4 см подняты с глубин 2,9–1,4 км. И вершинной части гайота (с глубинами около 1,4 км) отмечены только тонкие корки и пленки железомарганцевых окислов на породах субстрата. Субстрат корок представ

Магеллановы горы		Маршалловы острова, корки	Трансформные разломы		
			Кларион		Сикейрос
Конкреции (15)	Корки (28)		Конкреции (11)	Корки (27)	Конкреции (24)
18,94	17,87	20,4	20,90	17,71	38,44
15,00	14,00	12,3	12,99	16,50	1,94
0,90	0,92	0,71	0,80	0,87	0,13
1,32	1,80	0,41	1,85	1,76	1,69
1,02	1,00	0,88	1,23	1,19	1,98
4,33	3,92	2,19	1,67	1,50	1,10
1,43	1,54	1,49	1,75	1,58	2,28
0,60	0,82	0,38	0,74	0,80	0,97
3735	3408	3875	3980	2800	4290
1245	1204	375	3300	2830	2280
605	516	543	707	620	1240
1347	1201	1417	688	611	99
4939	4924	8433	2970	2390	211
1775	1631	1167	1170	1254	626
31	33	Не опр.	63	54	58
12	10	»	30	18	109
670	601	503	1251	756	682
309	274	373	366	604	471
705	621	1003	705	827	1721
509	484	Не опр.	736	787	100
76	78	»	56	46	10
126	117	142	257	286	98
631	606	730	1234	1148	123
246	234	Не опр.	608	652	574
183	183	»	384	413	90
39	59	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.
1,26	1,28	1,66	1,61	1,07	19,8
37,7	34,6	46,1	42,4	57,0	323,0
2,56	2,59	Не опр.	2,03	1,76	0,74

лен базальтами, туфоалевролитами, туфами, известняками и фосфоритами, полулитифицированными глинами. Железомарганцевые конкреции, собранные на выложенных участках склонов и вершинном плато, содержат ядра туфов, туфоалевролитов и фосфоритов, обросшие концентрически-зональной оболочкой железомарганцевых оксидов толщиной до 2,5–3 см.

Г На гайоте Кастор железомарганцевые корки подняты на юго-западном склоне с глубины 4–2,5 км, где они залегают на известняках и гиалокластитах. Мощность корок здесь достигает 3 см.

Корки хребта Михельсона зонально построены: верхняя часть, как правило, гладкая или, реже, бугорчатая, более рыхлая. Нижняя часть корок более плотная, с полуравновесным изломом. В минеральном составе корок преобладает вернадит (8MnO_2),

редко встречается тодорокит (?). Минералы железа представлены рентгеноаморфными гидроксидами.

Нерудные компоненты корок встречаются в виде обломочков базальтовых стекол палагонитизированных базальтов, сложенных карбонат-фторapatитом, филлипситом, смектитом, тонкой примесью плагиоклаза и кварца. В корках и конкрециях гор Михельсона содержатся остатки полурастворенных раковин фораминифер и кокколитов.

По сравнению с конкрециями корки гайота Поллукс содержат больше железа. Отношение Mn/Fe в среднем 1,8 в корках и 2,34 в конкрециях. По сравнению с корками плато Огасавара и Магеллановыми горами железомарганцевые корки хребта Михельсона наиболее обогащены никелем и кобальтом (в сумме более 1,29г) (см. табл. 36).

Магеллановы горы

Железомарганцевые корки Магеллановых гор (Марианская впадина) dragированы с глубин от 5 до 1,6 км на гайотах ТОЙ и ДВГИ этой структуры (см. рис. 8). Максимально толстые корки (до 8 см) подняты на восточном склоне гайота ДВГИ с глубины 2,2–1,7 км. Субстрат корок – базальты, гиалокластиты и туфы, полулитифицированные глины и фосфориты.

Железомарганцевые конкреции круглые изометричные, овальные, лепешковидные и цилиндрически удлиненные, дисковидные, одноядерные и иногда многоядерные. Ядра представлены плотными глинами, фосфоритами, вулканическими измененными стеклами и базальтами. В многоядерных конкрециях ядра могут быть представлены разными типами пород. Оболочка конкреций зональная, обусловленная концентрацией глинистой и тонкой обломочной примеси в отдельных слоях. Поверхность конкреций шероховатая, гладкая, бугорчатая или кавернозная.

В минеральном составе конкреций и корок преобладает 8MnO_2 (Fe-вернадит), присутствуют филлипсит, смектит, гидрогетит, кварц, полевые шпаты, кальцит, франколит и вулканическое стекло.

Детальное минералогическое изучение железомарганцевых образований других гайотов Магеллановых гор (Ита-Маитаи, ИОАН) с применением, кроме рентгеновского и химического анализов, электронной микроскопии, микродифракции электронов и энергодисперсионного анализа обнаружило в корках, кроме преобладающего Fe-вернадита, Mn-ферроксицит, асболоан-бузерит, бёрнессит, асболоан, а также гетит [Чухров и др., 1989].

В фосфоритовых ядрах железомарганцевых конкреций обнаружены сеномантуронские фораминиферы (устное сообщение С.П. Плетнева). Фосфатизированные известняки, служащие субстратом железомарганцевых корок, содержат палеоценовые кокколиты *Istmodiscus recurvus*, Deflandr et al., *Lugodiscus* sp. В образце конкреции Н13-101/1 с ядром из гиалокластитовой дресвянистой брекчии устанавливаются две генерации железомарганцевой оболочки. Первая (допозднеплиоценовая), лежащая непосредственно на брекчии, покрыта пленкой алеврито-глинистого материала. Трещины и каверны в этой внутренней оболочке, заполненные алевритово-глинистым материалом, содержат позднеплиоценовые фораминиферы *Globigerina altispira*; *Globigerinoides conglobatus*, *G. ruber* (определения С.П. Плетнева). Верхняя оболочка конкреции, таким образом, датируется поздним плиоценом – плейстоценом.

Конкреции и корки Магеллановых гор близки между собой по химическому составу (см. табл. 36) и по большинству породообразующих и редких элементов к конкрециям и коркам гор Михельсона и плато Огасавара. Они также отличаются повышенными содержаниями Са и Р, связанными с примесью апатита. Отношение Mn/Fe минимально в железомарганцевых образованиях Магеллановых гор (1,26 и

конкрециях и 1,28 в корках), а содержания Ti и Si в них значительно выше, чем в аналогичных породах плато Огасавара и гор Михельсона. Магеллановы горы располагаются в настоящее время и располагались в плиоцен-четвертичное время в экваториальной биопродуктивной зоне, что позволяет связать повышенные содержания Si в железомарганцевых образованиях Магеллановых гор со значительной ролью биотранспортировки меди кремнистым планктоном.

Содержания Co в среднем ниже, чем в районе Маршалловых островов (Hein et al., 1988), и не дотягивают до промышленных концентраций (0,8%, согласно экономическим критериям), хотя и близки к ним, особенно на горе Михельсона (0,55–0,59).

КОБАЛЬТ-МАРГАНЦЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ГАЙОТА ДАЛЬМОРГЕО МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

Геологическое строение гайота

Гайот Дальморгео, детально изученный экспедициями объединения "Дальморгеология" в 1991–1992 гг., расположен в центральной части Магеллановых гор (17°00 с.ш., 154°20' в.д.) и состоит из центральной постройки и двух сателлитов (на северо-востоке и юге). Субгоризонтальные вершинные поверхности основного гайота и южного сателлита занимают площадь 1220 км², склоны гайота и предгорные равнины – 7430 км². Диапазон глубин весьма широк. Минимальные глубины (540 и 740 м) установлены на вершинах миоценовых вулканических конусов в пределах вершинной поверхности основной постройки, максимальная глубина (5826 м) – на крайнем юге в абиссальной котловине. Кривая распределения глубин имеет бимодальный характер: первый максимум (1,25–1,7 км) соответствует положению вершинных поверхностей гайотов, второй максимум (5–5,8 км) – подножиям гайотов и абиссальной котловине. Области повышенных значений в интервале 2,7–3,1 км соответствуют седловинам между основным гайотом и его сателлитами.

Сочленение вершинной поверхности со склонами резкое. Перегиб рельефа (бровка) приурочен к интервалу глубин 1360–1550 м. Вдоль бровки на вершинной поверхности наблюдаются выходы коренного цоколя шириной до 4,5 км. Указанная полоса хорошо отпрепарирована абразией и практически лишена рыхлого осадочного чехла. На расстоянии 6 км от бровки выходы коренных пород на вершинной поверхности среди поля фораминиферовых песков становятся крайне редкими.

Склоны гайота имеют крутую (20–25°, иногда 35–40°) привершинную часть, особенно на северной и юго-западной экспозициях, где ширина этой зоны достигает 1,5–2 км, опускаясь до изобаты 2500 м. На остальных участках склонов крутые (более 20°) участки имеют в плане ширину 200–300 м, редко достигая 1 км. Ниже (во многих местах непосредственно от бровки), до изобаты 2800–3000 м, склоны имеют крутизну 10–15°. Здесь при преимущественном развитии выходов коренных пород встречаются выположенные участки, покрытые глыбовыми развалами и рыхлыми осадками. Генезис рельефа склонов на этом интервале эрозионно-вулканический (лавовые потоки и покровы, баранкосы). В нижних частях крутых склонов распространены отложения подводных оползней.

В геологическом строении гайота принимают участие осадочные и вулканогенные образования кайнозойского и мезозойского возраста (рис. 54, 55). Осадочные отложения: кокколито-фораминиферовые пески и илы (вершинная часть гайота), глинисто-кремнистые осадки (предгорные равнины) неоген-голоценового возраста; кокколито-фораминиферовые известняки эоцен-раннемиоценового возраста, слагающие верхи литифицированного осадочного чехла в интервале глубин 1400–2400 м; брекчии (привершинные части гайотов до глубин 2900 м), кокколито-фораминиферовые известняки (1800–2900 м) и окаменевшие глины (2800–2900 м) палеоцен-поздне-

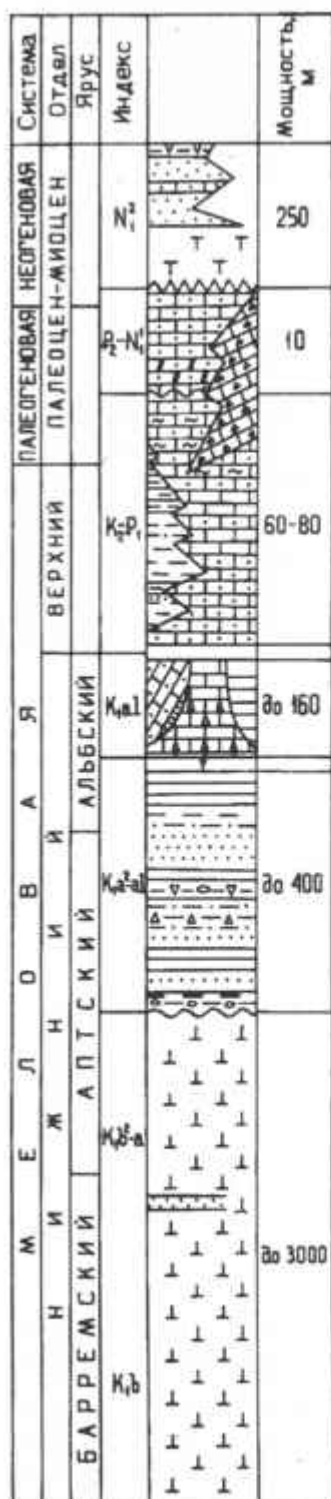


Рис. 54. Стратиграфическая колонка гайота Дальморгео

1 — илы, пески кокколито-фораминиферовые; 2 — илы глинистые, глинисто-кремнистые вулканомиктовые; 3 — туффы с прослоями известняков; 4 — гиадокластиты, туфы, лавы шлаковые щелочных базальтоидов; 5 — щелочные базальтоиды; 6 — глины окаменевшие; 7-12 — известняки: 7 — каркасные, 8 — биокластогенные, 9 — лагунные, 10 — кокколитофораминиферовые слаболифитизированные. 11 — то же, "писчий мел", 12 — то же, сливные; 13 — брекчии; 14 — турбидиты; 15 — вулканические породы

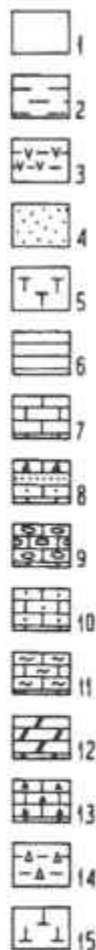
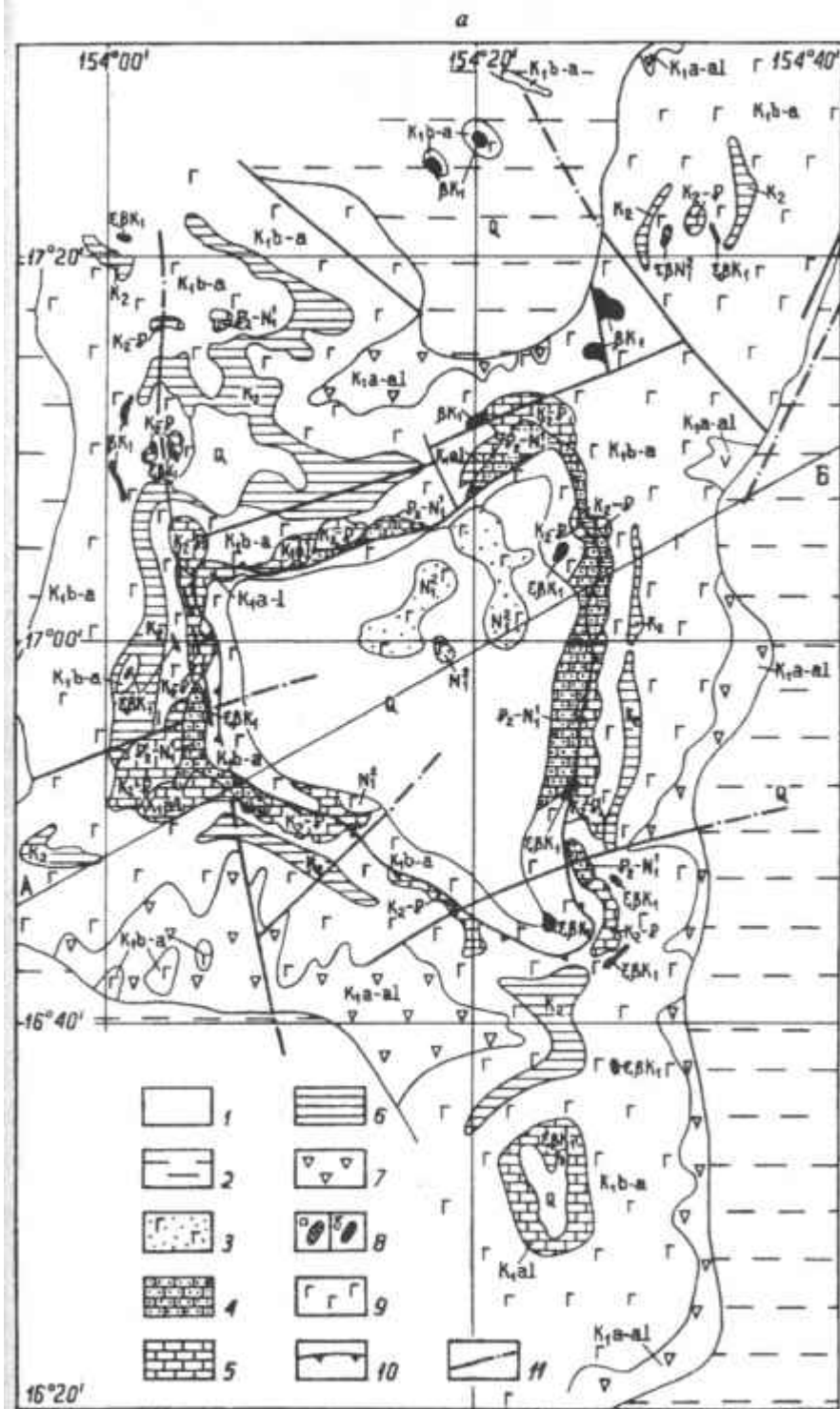


Рис. 55. Схематическая геологическая карта (а) и разрез гайота Дальморгео (б)

1 — илы, пески кокколито-фораминиферовые; 2 — илы, пески глинисто-кремнистые; 3 — туфы основного состава (верхний миоцен); 4 — известняки слаболифитизированные (эоцен-нижний миоцен); 5 — известняки фосфатизированные, "писчий мел", брекчии с карбонатным цементом (верхний мел-палеоген); 6 — глины окаменевшие; 7 — турбидиты; 8a — субвулканические щелочные базальтоиды миоценовые (ТЗН), 8b — субвулканические толеитовые (РК) и субщелочные базальтоиды раннемиеловые (Е^АК); 9 — лавы основного состава; 10 — бровка гайота; 11 — разломы



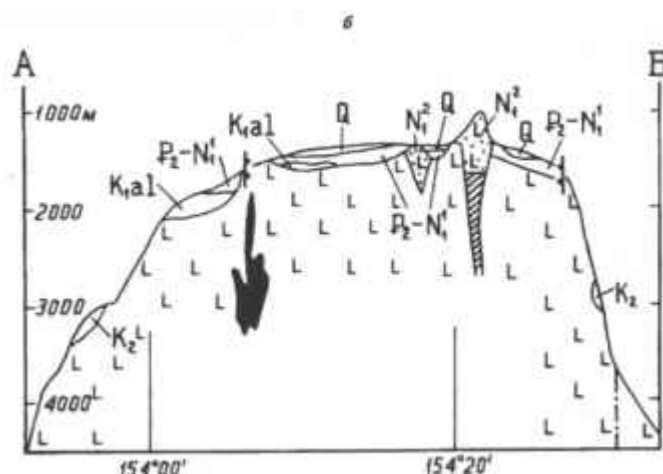


Рис. 55. (окончание)

мелового возраста; нижнемеловые (?) известняки, залегающие на вулканогенном цоколе, представленные биогермной, органогенно-обломочной, ракушечняковой, микритовой и сгустковой фациями. Все перечисленные породы в той или иной степени фосфатизированы, а кокколито-фораминиферовые известняки эоцен-раннемиоценового возраста и брекчии палеоцен-позднемиоценового возраста являются по существу фосфатной рудой (более 20% P_2O_5).

Вулканогенные образования включают три комплекса. Первый, ранний, слагающий пьедестал щитового вулкана между изобатами 3000–5000 м, представлен пиллоу-лавами толеитов. Второй комплекс, слагающий верхнюю часть гайота (до изобаты 3000 м), отличается разнообразием базальтов и повышенной их щелочностью (субщелочные базальты, анкармиты, нефелиновые и лейцитовые фонолиты и др.). По данным К–Аг метода, возраст пород второго комплекса колеблется в широких пределах – от 95 до 36 млн лет. Третий комплекс включает щелочные базальтоиды и вулканокластические породы с тонкими прослоями кокколито-фораминиферовых известняков среднемиоценового возраста, слагающими изолированные конусы на севере вершинной поверхности основного гайота.

Железомарганцевые образования

По морфологическим признакам и условиям отложения железомарганцевые образования гайота подразделяются на три фациальных типа: кобальт-марганцевые корки (КМК), железомарганцевые конкреции (ЖМК) и корково-конкреционные образования (ККО). Кобальт-марганцевые корки подняты на 164 станциях (из 188), расположенных на всех морфологических элементах гайота в интервале глубин 615–3200 м. На 137 станциях толщина корок превышает 1 см, все они находятся ниже изобаты 1350 м. Средняя толщина корок в пределах рудного поля 4,45 см при колебаниях от 0,2 до 12 см. Рудными считаются корки толщиной более 1 см. На 149 станциях подняты только корки, на 14 – совместно с ЖМК, на 12 – совместно с ККО и на 19 – совместно с ЖМК и ККО. Корки могут быть как монолитными, так и дезинтегрированными на отдельные глыбы.

Рудные корки в пределах рудного поля образуют единую непрерывную залежь, облегающую гайот и его сателлиты в интервале глубин 1350–3200 м (рис. 56). Восточная ветвь прослеживается на 110 км от северо-восточного сателлита вдоль восточного фланга гайота до южного сателлита. Это наиболее выдержанная по ширине (5–

Г

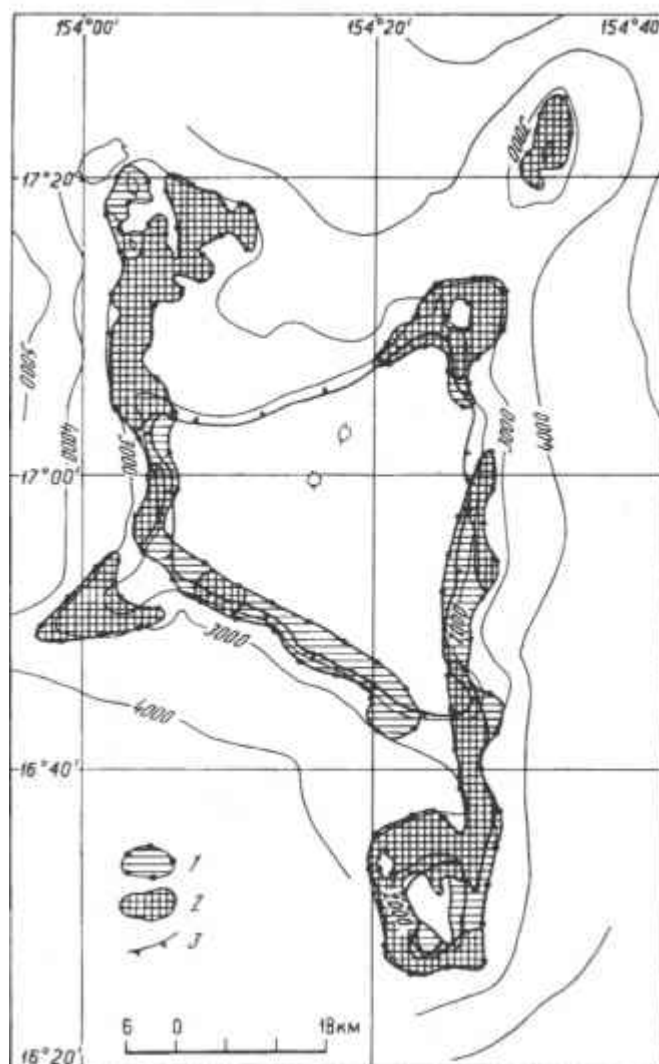


Рис. 56. Схематическая карта местонахождения кобальт-марганцевых корок гайота Дальморгео
 / — рудные залежи; 2 — обогащенные участки рудных залежей; 3 — бровка гайота

7 км) ветвь, достигающая 14 км на северо-восточном отроге и 9 км — на юго-восточном. Западная ветвь прослеживается на 80 км с северо-западного предгорного плато, где она имеет субизометричную конфигурацию шириной 12–14 км, по западному и юго-западному флангам гайота до сочленения с восточной ветвью в районе юго-восточного отрога. Ширина залежи в западной ветви от 3–6 до 22 км.

Верхняя граница залежи определяется контуром развития поля фораминиферовых песков на вершинных поверхностях гайотов, нижняя — границей развития алевроитов и глин на глубинах 3100–3200 м в нижней части склонов. Внутреннее строение сложное, что объясняется струйчатым распространением корок и резкими изменениями их средней толщины как по падению залежи, так и по ее простиранию. Ширина "струй" в пределах залежи от 0,1 до 10,7 км, безрудных промежутков — от 0 до 1,1 км. Струи хорошо увязываются между собой по простиранию. Средний коэффициент рудоносности по залежи КМК в целом, рассчитанный по данным фототелевизионного профи-

Таблица 37

Среднее содержание химических элементов (мас.%) в кобальт-марганцевых корках с различными характеристиками строения, физических свойств и условий залегания

Характеристики		Co	Ni	Mn	Fe	Cu	Zn	Количество анализов
А. Различные слои корок								
Тип	Толщина, см							
Антрацитоподобный	5	0,35	0,44	19,25	11,23	0,17	0,07	47
Пористый	6	0,56	0,52	22,70	14,93	0,18	0,06	43
Буроугольный	3	0,54	0,39	21,25	18,64	0,10	0,06	47
Сухаристый	2	0,66	0,55	23,24	14,56	0,13	0,06	15
Б. Корки с различным количеством слоев								
Количество слоев	Толщина, см							
Один слой	2,0	0,56	0,37	18,7	15,8	0,10	0,05	56
Два слоя	4,95	0,58	0,43	20,7	15,3	0,12	0,05	59
Три слоя	6,90	0,54	0,44	19,8	14,6	0,12	0,06	71
Все корки	4,45	0,56	0,41	19,9	15,5	0,12	0,06	164
В. Корки с различной толщиной								
Толщина, см	Продуктивность, кг/м ²							
1–4	32,1	0,57	0,38	19,0	16,0	0,10	0,06	67
4–6	57,4	0,57	0,43	20,5	15,4	0,12	0,06	51
6–8	76,0	0,57	0,45	20,8	15,4	0,12	0,06	23
8–10	102,9	0,53	0,43	20,2	14,7	0,13	0,06	13
Более 10	134,0	0,53	0,46	20,5	14,1	0,13	0,06	10
Г. Корки с различной глубиной залегания								
Глубина, м	Толщина, см							
								Продуктивность, кг/м ²
До 1500	2,82	0,66	0,40	21,1	17,1	0,06	0,05	13
1500–2000	5,05	0,52	0,43	18,9	15,1	0,10	0,06	17
2000–2500	5,28	0,58	0,43	20,3	15,1	0,12	0,06	41
2500–3000	4,21	0,57	0,41	20,4	15,7	0,13	0,06	55
Более 3000	3,22	0,53	0,37	18,8	15,7	0,12	0,06	18

лирования, составляет 0,69. Безрудные участки представлены фораминиферовыми песками и илами либо скоплениями ЖМК и ККО на поверхности осадков.

Наиболее выдержана залежь в контуре толщины корок 4–6 см (плотность залегания 35–60 кг/м²). В целом по рудному полю распределение корок по толщине имеет пятнистый характер. Все станции, на которых установлены корки толщиной более 8 см (19 станций из 137), расположены на трогох основного гайота и его сателлитах, для которых характерна экстремальная гидродинамическая обстановка, благоприятно влияющая на процесс рудоотложения.

В пределах гайота преобладают корки толщиной 4,1–8 см (47,4% станций), частота встречаемости станций с корками толщиной 1–4 см составляет 38,7%, толщиной 8–12 см – 13,9%. Максимальная частота встречаемости корок толщиной 1–4 и 4–8 см приходится на интервал глубин более 2500 м, толщиной 8–12 см – на глубины 2000–2500 м (табл. 37). Колебания толщины корок значительны: на вершинной поверхности – 0,2–7 см, на бровке и склонах – 0,2–12 см, на предгорном плато 0,4–10 см. Толщина корок находится в прямой зависимости от их возраста и коли

чества слоев. На 26,8% станций подняты только однослойные корки, на 23,2% – двухслойные, на 24,4% – трехслойные, на 25,6% – с различным количеством слоев, в Количество слоев в КМК не зависит от глубины их залегания.

Толщина корок практически не зависит от типа субстрата: средняя толщина на всех типах субстрата колеблется в пределах 4,4 см (на известняках) – 5,7 см (на брекчиях). Исключение составляют корки на глинах и алевритах, у которых средняя толщина составляет 1,23 см (табл. 38). Как видно из таблицы, максимальная средняя толщина характерна для корок на брекчиях и базальтах, при незначительном отклонении от среднего значения по рудному полю. У корок на базальтах максимальная средняя толщина (6 см) отмечается в интервале глубин 2000–2500 см, минимальная (4,3 см) – на глубинах менее 1500 м. На известняках толщина корок практически постоянна по всем глубинам. Наиболее изменчива средняя толщина по интервалам глубин у КМК на брекчиях и вулканокластитах.

Средняя плотность залегания сухих КМК на всех типах субстрата и по всем интервалам глубин колеблется в пределах 60–80 кг/м². Максимальные значения плотности залегания отмечаются у корок на брекчиях в интервале глубин 2000–2500 м, минимальные – практически на всех типах субстрата на глубинах 1500–2000 м.

Основной чертой внутреннего строения КМК является их слоистость, обусловленная параллельно-полосчатыми изменениями структурно-текстурных особенностей в разрезе. Данные особенности, изученные более чем на 300 образцах многослойных корок, свидетельствуют об определенной последовательности их формирования, связанной с гидрогенно-седиментационным механизмом рудообразования. От контактов с субстратом к поверхности корок, т.е. в последовательности их образования, выделяются следующие слои: антрацитоподобный, пористый, буроугольный, сухаристый. Слои выделяются по структурно-текстурным характеристикам и лишь отчасти по минеральному и химическому составам, что часто определяет условные границы между ними. Иногда смена слоев происходит постепенно. Резкие контакты с нижележащими слоями имеет только сухаристый слой. В нескольких образцах фиксируется локальный перерыв между антрацитоподобным и пористым слоями. Достаточно часто встречаются участки дробления и брекчирования антрацитоподобного слоя на контакте с субстратом и даже прослой эдафогенной брекчии внутри слоя.

КМК полиминеральны. Рудная составляющая сложена изотропным в отраженном свете веществом, состоящим из тонкодисперсных слабоокристаллизованных гидроксидных соединений железа и марганца, находящихся в тонком срастании. Основные минералы марганца – вернадит и железистый вернадит, в резко подчиненном количестве присутствуют минералы 10А группы и 5А минерал. Основные минералы железа – аморфные гидроокислы. В качестве акцессорных минералов отмечаются гематит, магнетит, гидрогематит, гетит, марказит, криптомелан, пиролюзит. Состав нерудной части разнообразен: кварц, кристобалит, монтмориллонит, иллит, кальцит, фторапатит, полевой шпат, шпинель, пироксен и др., имеющие как аутигенное, так и терригенное и биогенное происхождение.

Со, Ni, Си, Zn, Мо и другие малые элементы собственных минеральных фаз не образуют и входят в структуру минералов Мп и Fe. По результатам фазового анализа, в марганцевых минералах сосредоточено 53,9% Со и 74,3% Ni, в железистых – 46,0 и 25,2% соответственно. Доли процента Со и Ni присутствуют в карбонатной и силикатной фазах. Особенности распределения рудных элементов сведены в табл. 37, 38.

По данным корреляционного анализа, наблюдается сильная положительная связь Мп–Со–Ni–Мо, что указывает на их тесную генетическую связь. Связь микроэлементов с Fe либо слабая положительная (Со), либо отсутствует (Си), либо отрицательная (Ni). Корреляционная связь между Fe и Мп слабая положительная, что свидетель-

Таблица 38

Параметры кобальт-марганцевых корок на различных типах субстрата

Тип субстрата	Интервал глубин, м	Толщина, см	Плотность залегающих сухих КМК, кг/м ²	Содержание элементов, мас. %								Количество анализов
				Co	Ni	Mn	Fe	Cu	Zn	Mo	P ₂ O ₅	
Все корки	615–3200	4,45*	64,0	0,56	0,41	19,92	15,52	0,12	0,06	0,04	2,09	164
		0,20**	10,7	0,00	0,01	0,14	7,12	0,03	0,04	0,03	0,78	
		12,0***	151,6	0,91	0,58	25,30	19,74	0,20	0,14	0,05	6,29	
Базальт	1350–3000	5,05	66,9	0,58	0,42	20,63	16,07	0,12	0,06	0,04	1,65	43
		0,50	16,5	0,40	0,32	16,28	13,39	0,06	0,04	0,03	0,80	
		12,0	131,3	0,88	0,57	34,92	18,33	0,20	0,07	0,05	3,55	
Вулканокластит	615–3000	4,45	62,3	0,63	0,42	21,24	15,91	0,12	0,06	0,04	1,45	49
		0,30	15,3	0,46	0,31	15,95	12,93	0,03	0,04	0,03	0,87	
		12,0	143,0	0,91	0,53	25,30	18,19	0,17	0,14	0,05	3,99	
Известняк	1500–2500	4,40	61,6	0,51	0,41	18,59	15,08	0,11	0,06	0,04	2,87	25
		0,30	10,7	0,40	0,27	13,07	12,04	0,06	0,04	0,03	0,93	
		11,0	134,8	0,66	0,56	23,01	18,34	0,14	0,07	0,05	5,77	
Брекчия	1350–3000	5,68	70,5	0,53	0,43	19,17	14,62	0,12	0,06	0,04	3,09	29
		0,60	20,1	0,40	0,27	15,75	11,05	0,07	0,04	0,03	0,93	
		12,0	151,6	0,74	0,53	23,50	19,48	0,19	0,08	0,05	6,29	
Глина, алевроит	2500–3200	1,23	29,5	0,46	0,34	17,25	15,17	0,12	0,06	0,04	2,48	18
		0,20	16,7	0,00	0,01	0,14	7,12	0,03	0,05	0,03	0,78	
		4,00	46,2	0,67	0,58	24,41	19,74	0,19	0,07	0,05	6,00	

*4,45 – среднее значение по выборке.

**0,20 – минимальное.

***12,0 – максимальное.

ствуется о различных источниках их поставки (многообразии источников). Толщина корок характеризуется отрицательными связями с глубиной их залегания и содержаниями Fe и Co, но имеет слабую положительную связь с содержаниями Si, Ni и Mo. Повышенные концентрации Co и Mn характерны для корок, субстратом которых являются вулканогенные породы (наиболее высокие – у корок на вулканокластитах, наиболее низкие – у корок на глинах) (см. табл. 38).

Установлены вариации химического состава по вертикальному разрезу многослойных корок. Наиболее высокие содержания Mn, Ni и Co характерны для сухаристого и пористого слоев. Результаты лазерного анализа (14 образцов с шагом опробования 5 мм) показали, что и в пределах одного слоя наблюдаются значительные колебания в распределении основных рудных элементов. Для антрацитоподобного слоя характерны низкие содержания Co и Mn, при этом их концентрации постепенно возрастают от подошвы к кровле. В пористом слое содержания Co, Ni и Mn резко возрастают, но наблюдаются их резкие колебания по разрезу. Так, на профиле протяженностью 15 мм содержание Co может меняться от 0,16 до 0,57%, что объясняется структурно-текстурными особенностями слоя. Для буроугольного слоя характерно равномерное распределение рудных элементов.

Статистический анализ распределения основных рудных элементов в корках с различным количеством слоев показывает, что содержания их меняются незначительно, при некотором повышении в двухслойных (см. табл. 37). Максимальные содержания Co и Mn характерны для корок толщиной 4–8 см (см. табл. 37). Распределение содержаний Co и Mn носит бимодальный характер с максимумами на глубинах до 1500 и 2000–3000 м. Максимум содержаний Ni приходится на глубины 1500–2500 м, минимальные содержания Co и Mn – на глубины 1500–2000 и более 3000 м (см. табл. 37).

Среднее содержание платиноидов в корках рудного поля составляет 0,29 г/т (от 0,16 до 0,64 г/т), редкоземельных элементов (на 90% Ce и La) – 801 г/т; содержание Au не превышает 0,07 г/т, Ag – 3 г/т. Средние содержания вредных примесей: F – 0,164%, As – 0,016%, Hg – 4,410⁻⁴%.

Железомарганцевые конкреции и корково-конкреционные образования крупных скоплений не образуют и не представляют практического интереса. Первые подняты на 41 станции в интервале глубин 1465–3240 м, вторые – на 34 станциях в интервале глубин 1465–3040 м. По морфологии и внутреннему строению конкреции близки к стандартному типу конкреций глубоководных впадин. Однако химический состав конкреций и корково-конкреционных образований в общем аналогичен составу корок гайота Дальморгео.

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПОДНЯТИЯ МАРКУС-УЭЙК

В пределах подводного поднятия Маркус-Уэйк широко развито железомарганцевое оруденение. В течение 2-, 4-, 5-, 6-, 9- и 10-го рейсов нис "Геолог Петр Антропов" детально изучены конкреции, корки и переходные образования, условно называемые корково-конкреционными (ККО). В настоящее время нет единой трактовки этого термина, под ним, вслед за Д. Мери [1969], понимаются построенные по конкреционному закону рудные образования, в которых нерудное ядро, или центр осаднения, занимает не менее 50% площади центрального среза. Все изученные образования, как правило, содержат не менее 0,3% кобальта, что позволяет их в дальнейшем называть кобальтоносными. Среди конкреций выделены абиссальные, склоновые и вершинные в соответствии с их приуроченностью к определенным геоморфологическим обстановкам. Вершинные и абиссальные конкреции в целом значительно отличаются по морфологии, строению, вещественному составу; склоновые представляют собой тип, переходный между вершинными и абиссальными.

Распространение рудных образований

Распределение рудных образований носит пятнисто-струйчатый характер по отношению к поднятию в целом и концентрически-зональный – к отдельным горным сооружениям. Для удобства изложения рассмотрим закономерности размещения рудных образований от центральных частей межгорных впадин к вершинам горных сооружений.

Центральные, базисные участки межгорных впадин, как правило, представлены обширными безрудными зонами, что связано с развитием здесь кремнисто-глинистых отложений с весьма низкой несущей способностью. Особенно крупные безрудные окна закартированы во впадине, окруженной вулканотектоническими массивами Скриппс, Хайдок, Майами и Ламонт-Лэдд; в межгорной впадине между массивами Арнольд, Ламонт-Лэдд, Ханк-Пот и Южный; во впадине между массивами Ламонт-Лэдд, Майами и Ханк-Пот (см. рис. 9). В краевой части из упомянутых впадин на ст. 403 и 481 обнаружены горизонты конкреций, погребенные под 10–15-сантиметровым слоем кремнисто-глинистых осадков. Этот факт подтверждает общие представления о погребении конкреций в этих осадках. Поверхность абиссальной равнины впадины Бейлей, примыкающая к поднятию Маркус-Уэйк с севера и востока, практически безрудна. Равнинная поверхность впадины Минамитори, окружающая возвышенность с юга и юго-запада, недостаточно изучена, однако здесь отмечается тенденция к снижению рудоносности.

Слабонаклоненные поверхности межгорных впадин покрыты абиссальными конкрециями, создающими фоновые плотности залегания, от 1–5 кг/м² (участки между массивами Хайдок и Ван-Уикхаус, севернее массива Ламонт-Лэдд) до 15–20 кг/м² (участки между массивами Ханк-Пот и Южный, к юго-западу от массива Макдоннэлл-Самсон). Изменчивость фоновых плотностей в целом носит региональный характер. Отмечаются некоторые тенденции нарастания фоновых плотностей с севера на юг к востоку от 162° в.д. и с востока на запад западнее этого меридиана.

В зонах сочленения нижних склонов горных сооружений с поверхностью межгорной равнины, на обширных ступенях в нижних частях склонов часто отмечаются локальные ареалы повышенных плотностей залегания (до 30–35 кг/м²) абиссальных и склоновых конкреций. Наибольшее число таких участков отмечено на склонах горных построек, входящих в вулканотектонический массив Скриппс, причем они тяготеют к склонам восточной и южной экспозиции. Максимальные же плотности в таких ареалах отмечены на северных склонах массива Майами (50,2 кг/м², ст. 376) и на северном склоне гайота Лэдд (53,5 кг/м², ст. 789-1). Эти ареалы, как правило, имеют форму фестонов, ориентированных вершиной в направлении падения склонов.

На поверхностях мощных предгорных шлейфов абиссальные конкреции образуют обширные высокопродуктивные рудные залежи, в пределах которых плотность залегания не ниже 30–35 кг/м², а на отдельных участках возрастает до 50–60. Установлены три такие залежи: на северных шлейфах массивов Ламонт-Лэдд и Арнольд, на южном шлейфе массива Скриппс. Размеры этих залежей достигают 90 x 40 км.

Согласно результатам фотоирофилирования, в залежах не отмечаются безрудные окна: конкреции присутствуют на каждом кадре. Распределение плотностей залегания полосчатое, что, вероятно, обусловлено гравитационным пластическим течением глин. Наиболее интересна рудная залежь на северном склоне гайота Арнольд. В ее осевой зоне установлены конкреционные мостовые, образованные вплотную лежащими шаровидными конкрециями диаметром до 10 см, имеющими общий рудный покров. Конкреционные мостовые прослеживаются непрерывно на 5–7 км вдоль фотопрофиля. В этом случае плотность залегания рудных образований составляет 90–100 кг/м². Более того, на протяжении 1,5–2 км в результате склоновых или

может быть, неотектонических процессов, мостовая раздроблена на наплазующие друг на друга угловатые плиты размером в первые метры. При этом их плотность залегания оценивается в 120–150 кг/м². Образования, подобные исследованным телам, могут быть обнаружены на обширных предгорных шлейфах к югу от массивов Макдоннэлл и Южный и при внимательном рассмотрении всех положительных и отрицательных аспектов могут составить серьезную конкуренцию залежам рудных корок на гайотах.

В нижних и средних частях склонов горных сооружений развиты склоновые конкреции и корково-конкреционные образования, плотность которых сильно меняется из-за интенсивности склоновых процессов, вследствие чего создается чередование безрудных участков и полос с низкой и высокой продуктивностью конкреций. В целом площади, имеющие высокие параметры оруденения и большую протяженность, не отмечены.

Верхние, наиболее крутые, части склонов покрыты железомарганцевыми корками, развитыми на поверхности обнаженных коренных пород. На отдельных выположенных участках с корками иногда ассоциируют конкреции и ККО. На пологих ступенях корки частично или полностью перекрываются карбонатными или глинисто-карбонатными осадками. Распределение плотностей весьма неравномерно и зависит от мощности корок и степени погребения ее осадком. Отмечены колебания от 1–5 до 130–150 кг/м² и более. Наиболее широко развиты высокие плотности (свыше 70 кг/м²) на горных сооружениях массивов Скриппс, Ван-Уикхаус, Южный, Дженнингс-Батиса. На детально изученном гайоте Батиса такие зоны распространены не повсеместно, а тяготеют к юго-восточным и южным склонам, а наиболее перспективные залежи корок – к восточному отрогу, предположительно трассирующему глубинный, хорошо выраженный в магнитном поле разлом.

На других же гайотах массива Дженнингс-Батиса высокие плотности выявлены лишь единичными станциями. Плотности свыше 70 кг/м² отмечаются эпизодически на сооружениях массивов Ламонт-Лэдд (ст. 662, 794) и Майами (ст. 727). Максимальная из установленных плотностей свойственна отдельно стоящей горной постройке к северу от гайотов Дженнингс и Мэлони – 180 кг/м² (ст. 380), где корки мощностью 10 см полностью покрывают сфотографированные участки дна и нигде не перекрываются осадками.

Наиболее перспективными в отношении обнаружения рудных залежей являются крутые склоны верхних частей горных сооружений, находящиеся в батиметрическом интервале 1300–2000 м. В общем случае этот продуктивный интервал, подстилающий зону кислородного минимума в толще океанской воды, занимает более высокое положение – от 900 до 1500 м [Хальбах, Путманус, 1984]. Однако в рассматриваемом районе в целом положение горных сооружений более низкое, поэтому, как максимально благоприятный, выделяется интервал 1300–2000 м. При оценке крутых склонов как наиболее перспективных имеются в виду формы макрорельефа, что может не соблюдаться для форм мезо- и микрорельефа. Так, исследования ряда подводных гор поднятий Маркус-Уэйк при помощи подводного аппарата "Север-2" [Описание..., 1989] и гайотов Ита-Майтаи и ИОАН, входящих в систему Магеллановых гор, при помощи подводного аппарата "Пайсис" [Железомарганцевые..., 1990] показали, что на наиболее крутых, отвесных, участках мезоформ корки практически не образуются, тяготея к более пологим частям этих форм.

Характер оруденения вершинных поверхностей может быть различным. У островершинных сооружений оруденение мало отличается от описанного для верхних частей склонов. Разница состоит лишь в том, что при выполаживании поверхностей в сводовых частях наблюдается присыпанность корок карбонатным осадком и появляются вершинные конкреции и ККО.

Для гайотов отмечены два типа распределения рудных образований на плоских вершинах.

Рудные образования первого типа в виде мелких вершинных конкреций, создающих плотности залегания не выше $10\text{--}15 \text{ кг/м}^2$, образуют узкие полосы по периферии, перед бровкой склона плато, преобладающая часть которого покрыта достаточно мощной (до 100 м по данным сейсмоакустики) толщей рыхлых карбонатных осадков. Ширина этих полос колеблется от первых сотен метров до 1–1,5 км. Ниже, после перегиба поверхности, начинаются крутые склоны, покрытые корками. К таким гайотам относятся Батиса, Мэлони, Дженнингс, Арнольд, Ханк, Пот, Скриппс, Лэдд и некоторые другие. Предположительно эти горные сооружения расположены в зонах с относительно спокойным гидродинамическим режимом. Определенные отклонения от описанной системы встречаются на вершинных поверхностях с абразионными останцами (гайоты Дженнингс, Ханк), на склонах которых развиты корки, а у их подножий – поля конкреций, как мелких, так и валунных с плотностью залегания до $40\text{--}50 \text{ кг/м}^2$.

Рудные образования второго типа, представляющие собой железомарганцевые корки, с которыми могут ассоциировать вершинные конкреции и ККО, развиты на плоских вершинах гайотов, практически полностью свободных от рыхлых осадков. Вероятно, такие гайоты находятся в зонах повышенной гидродинамической активности, к типичным представителям которых относятся центральный гайот массива Южного и гайот Ламонт. На этих гайотах, правда, отмечены осадки в виде локальных полей, приуроченные, по-видимому, к теневым гидродинамическим участкам, однако и на них развиты конкреции мелкие и валунные и корковые плиты; безрудные участки весьма невелики.

Интересно, что два сходных по характеру оруденения гайота имеют совершенно разные перспективы: если первый является одним из наиболее вероятных объектов добычи корок, то гайот Ламонт в этом отношении малоинтересен. Дело в том, что на первом развиты преимущественно мощные грубозональные корки, а на втором средние мощности корок на станциях драгирования редко превышают 1,5–2 см, а максимальные – 3–4 см.

Промежуточный между описанными тип оруденения отмечен на одном из гайотов массива Майами и гайоте Ван-Уикхаус. Исследования при помощи подводного аппарата "Север-2" показали, что поверхности гайотов покрыты многочисленными абразионными останцами, на которых развиты рудные корки, а на осадках, заполняющих промежутки между ними, – мелкие и валунные конкреции, корковые плиты; обширные безрудные области не отмечены [Описания..., 1989].

Из приведенного описания следует, что по геоморфологическим данным можно проводить прогнозирование перспективности неизученных или слабоизученных горных сооружений. Гайоты с обширными вершинными плато, расположенными в батиметрическом интервале 1700–2100 м, и незначительными площадями развития крутых склонов (например, Мэлони, Батиса, Дженнингс, Ханк) в целом малоперспективны. Такой прогноз можно дать в отношении гайотов Вибелиус, Уилд. Ньюхаус.

Гайоты с относительно небольшой по площади вершинной поверхностью в интервале глубин 1100–1400 м и значительными площадями развития крутых склонов, а также островершинные горы, имеющие вершину в указанном интервале (гайоты массивов Майами и Скриппс, Ван-Уикхаус, гора Сахалинская, а также входящие в массивы Майами и Скриппс) наиболее перспективны на обнаружение кобальтоносного железомарганцевого оруденения. Горные постройки, имеющие промежуточные параметры между описанными (массив Южный, гайоты Пот, Лэдд, Арнольд), могут носить различный характер оруденения, что, по-видимому, определяется иными условиями – геологическим строением, гидродинамическими условиями и другими факторами.

Морфология и строение рудных образований

Наши исследования железомарганцевых конкреций рудной зоны Кларион-Клиппертон показали что гранулометрический состав конкреций в пределах станции пробоотбора может являться важной характеристикой, а в определенных обстоятельствах и типизационным признаком [Мельников и др., 1988]. В пределах поднятия Маркус-Уэйк удалось изучить только состав абиссальных конкреций, поскольку представительные пробы склоновых и вершинных конкреций, отобранные драгами, характеризуют площади неизвестных размеров. Среди абиссальных конкреций выделены две гранулометрические группы – условно мелких и крупных конкреций. В первой группе средняя масса медианной фракции {Mm} изменяется от 1 до 55 г, что соответствует размерам медианной фракции от 1 до 5 см. К крупным отнесены конкреции с Mm более 55 г. В распределении данного параметра в области от 55 до 65 г отмечается устойчивый минимум, т.е. крупные конкреции обладают Mm более 65 г и размером медианной фракции более 6–6,5 см.

Мелкие конкреции характеризуются широким многообразием форм. Описаны сферический, эллипсоидный, дисковидный морфотипы, среди которых широко распространены конкреции, возникшие в процессе регенерации ранее расколовшихся, биоморфные образования (преимущественно по остеологическим остаткам) и сростковые (полицентрические), являющиеся результатом срастания конкреций разных морфотипов. Поверхности гладкие, шагреновые, шероховатые. Иногда нижняя часть шероховатая, а верхняя гладкая. В гранулометрическом спектре намечаются три осложняющие моды: Mm менее 1,5 г, от 1,5 до 35 г и от 35 до 55 г. Первая из них соответствует очень мелким конкрециям, медианный диаметр которых нередко менее 1 см. Таких конкреций может быть до 15–20 тыс. штук на 1 м² и они, как правило, представлены только сферическими формами. Вторая мода создана одноядерными конкрециями всех описанных форм или сростками предыдущих. Конкреции, охарактеризованные третьей модой, ранее были отнесены к "средним", однако позже было установлено, что между ними и основной массой мелких устойчивый минимум отсутствует. Среди них преобладают сростковые формы, реже встречаются одноядерные сферические и эллипсоидальные.

Крупные конкреции имеют весьма характерные сферические, близкие к шаровидным, и эллипсоидальные формы. Поверхности в целом гладкие или шероховатые, но чаще шероховатым бывает низ, а гладким – верх. Иногда в нижней части отмечается небольшой кольцевой валик, подчеркивающий положение конкреции на поверхности осадка, по-видимому сходный с экваториальным "пояском" диагенетических конкреций зоны Кларион–Кгтиппертон. Редко встречаются крупные конкреции таблитчатой формы, у них лишь нижняя сторона шероховатая, а верх и боковые поверхности гладкие. Здесь валик присутствует практически всегда и проходит по периметру нижней стороны. Описанные выше продуктивные обширные рудные залежи или локальные ареалы сложены только крупными, преимущественно шаровидными, конкрециями. На редких кадрах вместе с ними присутствуют и мелкие, которые на поверхностях межгорных впадин в основном создают фоновые плотности залегания, редко превышающие 15–20 кг/м².

В строении конкреций выделяются два основных текстурных элемента – ядро (центр осаднения) и рудная оболочка (термины "текстура и структура" железомарганцевых образований здесь и далее используются как "текстура и структура минерального агрегата" в понимании Д.П. Григорьева [1985]). Ядра могут быть представлены обломками ранее существовавших конкреций, но чаще стяжениями осадка, нередко претерпевшего значительные диагенетические преобразования, агрегатами осадка и остеологических остатков, зубами рыб. У подножий горных сооружений и в нижних частях склонов в ядрах встречаются обломки измененных горных пород.

Текстура рудной оболочки может быть как тонкослоистой, так и грубозональной. Для мелких конкреций наиболее характерна тонкослоистая (от 30–40 до 50–60

слоев на 1 см), иногда до ультратонкослоистой (100–120 слоев на 1 см), реже встречаются среднеслоистые текстуры (15–20 слоев на 1 см). Средние и тонкие слои сложены, согласно минералогическим исследованиям, изотропным серым веществом (показатель отражения 15–18%, реже до 21%) с тонкослоистой фестончатой, "микроламинационной", по Р. Сорему и Р. Фьюксу (Sorel, Fewkes, 1979), столбчатой, реже массивной структурами.

Грубозональным строением обладают крупные конкреции. Весьма характерен разрез, состоящий из пяти зон. В основании лежит маломощная тонкослоистая зона (до 1–1,5 мм), в строении второй и третьей зон преобладает "радиальный мотив". Текстуру второй зоны можно назвать и пятнистой за счет многочисленных включений светлоокрашенного глинистого материала. Мощность зон изменяется от нескольких миллиметров до 1,5–2 см. Четвертая зона имеет тонкослоистое строение и мощность не более 1 мм. Пятая не всегда развита повсеместно, иногда она отмечается только в верхней части, выклиниваясь книзу. Ее мощность не превышает 2,5 мм, текстура визуально массивная. Структура первой и четвертой зон – тонкослоистая фестончатая, пятой – столбчатая, второй и третьей – также столбчатая, но ее элементами являются очень крупные (во второй зоне гигантские) столбцы рудного вещества.

Отличия между последними в том, что во второй зоне столбцы, находясь на определенном расстоянии друг от друга, в верхней части зоны ветвятся. Пространства между столбцами заполнены глинистым материалом или свободны, что обуславливает высокую пористость вещества. В третьей зоне столбцы более короткие, не ветвятся, расположены практически вплотную. Вероятно, рост второй и третьей зон происходил значительно быстрее, чем вещества с тонкослоистым строением. Это заставляет предположить, что за формирование крупных конкреций с высокой плотностью залегания ответственны особые условия, отличные от характеризующих регион в целом.

Среди вершинных конкреций выделяется непрерывный ряд фракций от 1 до 12 см и валунные, размеры которых изменяются от 18–20 см по наибольшей оси до 48–50 см. Первые преобладают по распространению и опробованной массе. Их распределение имеет единственную моду в области фракции 2–4 см и положительную асимметрию. Для этих конкреций эндемичными являются сферические или эллипсоидальные формы с ботриидальной шероховатой поверхностью. В более крупных фракциях (8–10 и 10–12 см) преобладают эллипсоидальные, встречаются также сферические, дисковидные, редко таблитчатые формы. Сrostковые конкреции не отмечены. Распределение валунных конкреций носит многомодальный характер, возможно, из-за недостатка информации. Большинство конкреций имеет правильную эллипсоидальную форму для всех вершинных рудных образований и ботриидальную шероховатую поверхность (рис. 57).

В строении вершинных конкреций значительно чаще, чем в абиссальных, ядра представлены обломками ранее существовавших конкреций или железомарганцевых корок, что свидетельствует о многослойном характере их роста. По структурным несогласиям отмечается до четырех стадий роста, но чаще две (ядро – оболочка). Рудные ядра отмечены в 55% изученных образцов. Нерудные ядра обычно занимают 3–5% площади среза и представлены эдафогенным материалом: в различной степени измененными эффузивами, вулканогенными и карбонатными биогенными породами. В текстуре рудной оболочки мелких конкреций практически отсутствует концентрический мотив, преобладает радиально-столбчатый, созданный расходящимися от центра осаднения гигантскими ветвящимися столбцами. Вещество, слагающее их имеет светло-серый цвет и показатель отражения 21–23%.

По строению валунные конкреции иногда сходны с обычными, но чаще сложены I, II и III слоями, описанными в разделе о грубозональных корках. Наиболее молодой III слой всегда слагает внешнюю зону рудной оболочки. I и II слои могут находиться в составе обломка корки, являющегося центром осаднения, либо также входить в со

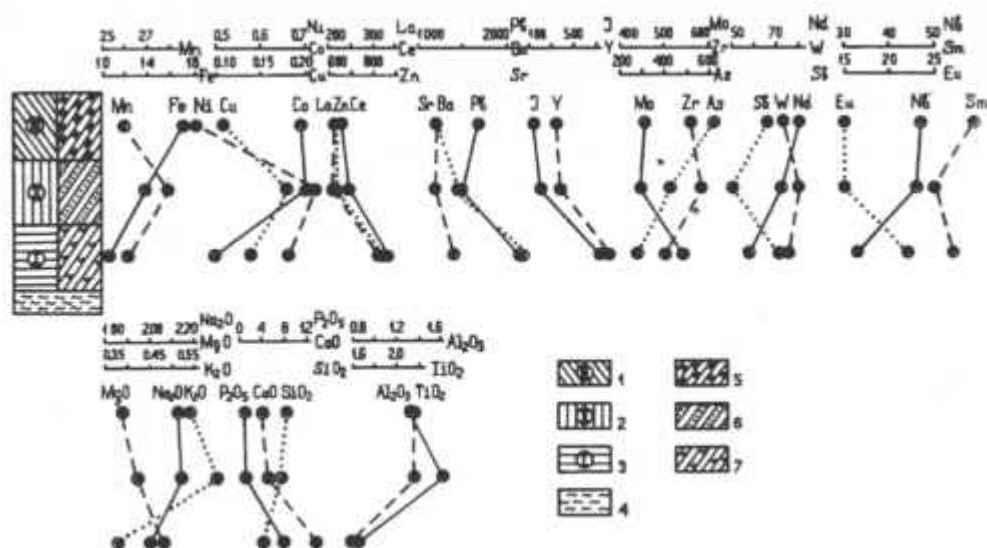


Рис. 58. Строение, минеральный и химический состав грубозональных корок

1 — слой I, цвет от темно-коричневого до бурого, текстура массивная; 2 — слой II, пестроокрашенный, текстура столбчатая; 3 — слой III, цвет смоляно-черный на сколе, металлически-серый на спиле, текстура тонкослоистая; 4 — субстрат; 5 — вернадит с кварцем; 6 — вернадит с примесью монтмориллонит-иллита, филлипсита, кварца, апатита; 7 — вернадит с апатитом

слоистая. Весьма характерны в рудном материале тонкие (0,3–1,0 мм) фосфатные прожилки грязно-белого и бежевого цвета, параллельные поверхностям напластования, реже секущие. При минераграфических исследованиях наблюдается тонкая параллельная полосчатость. Отмечающиеся смазанные реликтовые участки столбчатых структур, вероятно, являются первичными, они позволяют предположить, что параллельная полосчатость является отражением не слоистости, а сланцеватости и свидетельствуют о высокой степени преобразования вещества. Трещины заполнены фораминиферо-нанофоссиливой фосфатизированной массой. На ст. 380 И.А. Пуляевой в таком прослое определен комплекс кокколитофорид подзоны CN5B зоны *Discoaster exilis* среднемиоценового возраста.

Палеомагнитные исследования рудных корок, проведенные М.И. Малаховым, подтверждают миоценовый возраст I рудного слоя. По данным ряда исследователей [Андреев и др., 1989; Железомарганцевые..., 1990], первый слой корок Магеллановых гор также сформирован в миоцене. Он залегает непосредственно на коренных породах, причем субстратом могут служить все изученные нами образования от базальтов раннего мела до планктоногенных известняков среднего эоцена. Мощность I слоя обычно составляет около 3 см, иногда достигая 7–8 см.

Выше по разрезу, как правило, с четким ровным контактом залегает II слой, обладающий радиально-столбчатым строением. Этот слой пестроокрашен, что обусловлено основным текстурным мотивом: гигантские столбцы гидроксидов марганца черного цвета образуют каркас, заполненный пелитовым, иногда с примесью алевролита и песчаных частиц материалом глинистого, карбонатного, фосфатного состава, окрашенным в белые, палевые, коричневые тона. Песчаный материал представлен сферолитами филлипсита, раковинами фораминифер. В таком материале образца ст. 797 А.В. Гуляевым определен комплекс планктонных фораминифер, характеризующий зону *Globigerina calida calida* нижнего–верхнего плейстоцена. В некоторых случаях II слой начинает развиваться в верхней части разреза I слоя по трещинам, параллельным напластованию, что нередко приводит к образованию "отторженцев" I слоя. Средняя мощность II слоя, составляющая около 3 см, иногда повышается до 5–6 см.

Выше, как правило, с постепенным переходом залегает III слой, имеющий темно-коричневую, буроватую окраску и массивную текстуру. Структуры обычно крупно-столбчатые с параллельным плотным расположением столбцов. На контакте с подстилающим II слоем отмечается уплотнение структур, практически полное исчезновение пористости. Согласно палеомагнитным исследованиям М.И. Малахова, начало формирования III слоя, вероятно, приурочено к завершающему этапу раннего плейстоцена. Мощность III слоя обычно не превышает 3–4 см.

Полный разрез (I, II, III слои) корок описан нами лишь в трети образцов. Чаще присутствуют сокращенные разрезы (I и III, II и III слои). Как правило, слои залегают без угловых несогласий, однако отмечаются и образцы с несогласным залеганием II слоя на I, III на I и III на II. Учитывая возрастные датировки вещества слоев, можно говорить, по крайней мере, о двух генерациях рудного вещества (чтобы решить, к одной или к разным генерациям относится вещество II и III слоев, необходимы дальнейшие исследования). В то же время обнаружение обломков рудных корок в брекчиях домиоценового возраста свидетельствует о том, что и ранее происходило их формирование с последующим дезинтегрированием. Многочисленные находки таких образцов относятся к раннему–среднему эоцену. Наиболее древние фрагменты рудных корок отмечены в брекчии сантонского возраста (ст. 532, массив Южный).

Маломощные однослойные корки не имеют столь постоянных признаков строения, как слои грубозональных. В них отмечены массивные, пористые, пятнистые, слоистые текстуры. Структуры, преимущественно столбчатые, тонкослоистые, фес-тончатые, нередко создают комбинации, имея вид спутанных ниток. Мощность слоя изменяется обычно от нескольких миллиметров до 2–2,5 см, редко достигая 3–4 см. Изменчивость мощности этих корок очень велика: нередко на протяжении 2–3 см по латерали мощность падает от 2,5 см до 0,3 см.

Как упоминалось выше, ККО по сути дела являются разновидностью конкреций с крупным нерудным ядром. Это выделение целесообразно, поскольку значительное количество нерудного компонента понижает качество руды и придает вещественному составу этих образований специфические особенности.

Размеры ККО варьируют от 2–3 см до 48–50 см по наибольшей оси. Около половины массы этих образований, опробованных более чем 200 драгами, приходится на фракции менее 10 см. В отличие от вершинных конкреций, в этой области мода приходится не на фракцию 2–4 см, а на 6–10 см, что представляется вполне закономерным. Моды, отмеченные в области крупных фракций (14–16, 22–24, 36–38 см), по-видимому, являются случайными. Ядра этих образований представлены самыми различными породами; около 55% массы приходится на эффузивы (анкарамиты, трахибазальты), 28% – на туфы и туффиты. В крупных образцах резко преобладают слабо измененные и неизмененные эффузивы, встречаются также плотные массивные известняки. В ядрах мелких образцов резко преобладают туфы и туффиты, а также сильно измененные эффузивы.

Эта закономерность, по-видимому, определяется прочностными свойствами субстрата. Мощность рудной оболочки невелика: в мелких ККО обычно не превышает 0,7–0,8 см, в крупных – в среднем составляет 2–2,5 см, редко увеличиваясь до 4–5, в единичных случаях до 6–7 см. В последнем варианте обязательно присутствуют реликты грубозональных корок на субстрате, а мощность собственно оболочки все равно остается в пределах 2–4 см. Неудивительно, что при такой незначительной толщине рудного слоя, морфология корово-конкреционных образований полностью определяется морфологией ядер: велик процент неправильных угловатых форм, причем в зависимости от типа субстрата могут встречаться как изометричные, так и плитчатые формы. Рельеф поверхности, как правило, также является функцией рельефа поверхности субстрата. В строении рудной оболочки индивидуальные особенности не установлены. Текстурные и структурные характеристики сходны с описанными для вершинных и склоновых конкреций.

Минеральный состав рудных образований

Минеральный состав кобальтоносных железомарганцевых образований изучался рентгенофазовым анализом в бортовой лаборатории на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3.0 по методике, разработанной на кафедре кристаллографии СПбУ [Сметанникова и др., 1988] на основании трудов Ф.В. Чухрова и А.И. Горшкова с соавторами, обобщенных в монографии [Чухров и др., 1989]. Нами проведены исследования как осредненных проб с целью получения информации о минеральном составе различных типов рудных образований, так и точечных проб с целью изучения минерального состава отдельных образцов.

Рассматриваются главным образом минералы марганца, хотя известно, что в гидрогенных образованиях некоторая часть вещества представлена минералами железа, в частности Мп-фероксигитом [Чухров и др., 1990]. Однако рентгенофазовым анализ не позволяет с высокой степенью достоверности изучать эти минералы вследствие их очень слабой окристаллизованности. В корках и конкрециях устанавливается гидрогетит и лишь иногда – фероксигит и акаганеит. В табл. 39 приведена частота встречаемости минеральных составов в различных типах железомарганцевых образований. Очевидно, что в целом существующие представления о преобладании вернадита в рудных образованиях подводных гор вообще и системы Маркус-Неккер в частности [Хальбах, Путеанус, 1984] верны. Однако достаточно устойчивыми являются и примеси 10А минералов. Наиболее явно вернадит преобладает в корках, а далее последовательно в ККО и конкрециях количество его уменьшается. Лишь в склоновых конкрециях минерал отмечен более, чем в половине образцов; в абиссальных же конкрециях – только в четверти. В конкрециях с участием 10А минералов чаще встречается ассоциация вернадит–неустойчивый бузерит, которая в направлении корки – ККО – конкреции последовательно возрастает. Среди же конкреций наиболее часто она идентифицируется в абиссальных, наименее – в склоновых (рис. 59).

Для корок и ККО наиболее устойчива вернадит-асболан-бузеритовая ассоциация (8,5 и 8,7% соответственно), чаще (14,8%) встречаясь в вершинных конкрециях. Для последних также весьма характерны ассоциации с "5А минералом" (в сумме 18,5%), среди которых преобладает вернадит – "5А минерал"–асболан-бузеритовый (7,4%). Для абиссальных конкреций наиболее характерны ассоциации вернадита с бузеритом I (18,4%), вернадита с бузеритом I и асболан-бузеритом (16,6%), меньше – вернадита с асболан-бузеритом (8,4%). Минеральный состав склоновых конкреций в целом переходный, с одной стороны, от абиссальных конкреций к склоновым, а с другой, – от конкреций в целом к ККО (рис. 60). В корках изредка наблюдаются тодорокит и бузерит II.

В целом, рассматривая минеральный состав рудных образований, можно отметить, что абиссальные конкреции наиболее близки к железомарганцевым конкрециям рудного поля Кларион-Клиппертон [Мельников, 1992], отличаясь лишь преобладанием вернадита. Постоянное присутствие 10А минералов и их состав свидетельствуют о вероятном привносе определенной доли вещества из осадка [Чухров и др., 1990]. Резкое преобладание вернадита в корках позволяет предположить их гидрогенное происхождение, а эпизодическое появление на склонах тодорокита, бузерита II, а также бёрнессита говорит о локальном привносе гидротермального вещества. Природа "5А минерала", выделенного О.Г. Сметанниковой с соавторами [1988], до настоящего времени неясна, поэтому сложно сказать, в каких условиях он образуется. Однако можно утверждать, что он является индикатором каких-то специфических условий, в которых образуются вершинные конкреции. Для этих же условий, по-видимому, характерно образование и асболан-бузерита. Особенности минерального состава склоновых конкреций и ККО характеризуют промежуточные условия.

Предшествующие исследователи [Hein et al., 1985; и др.] показали, что в пределах

Таблица 39

Частота встречаемости минеральных составов железомарганцевых образований, %

Минеральные : образования	Всего	Корки	Конкреционно- корковые образования	Конкреции		
				вершинные	склоновые	абиссальные
<i>V</i>	50,7	67,0	59,0	35,3	53,8	24,9
<i>V-nBs</i>	20,2	11,5	23,3	24,1	21,5	30,0
<i>V-Bsl</i>	6,5	1,6	4,5	5,6	8,3	18,4
<i>V-ABs</i>	8,8	8,5	8,7	14,8	6,2	8,4
<i>V-T</i>	3,0	3,9	5,8	-	3,1	-
<i>V-Bsll</i>	1,0	2,3	-	-	1,0	-
<i>V-5A</i>	1,2	0,7	-	5,6	1,0	-
<i>V-Bsl-ABs</i>	4,4	-	4,5	1,8	4,1	16,6
<i>V-Bsl-5A</i>	1,3	2,2	-	3,7	-	-
<i>V-ABs-5A</i>	2,0	0,7	1,6	7,4	1,0	1,2
<i>V-5A-Bsll</i>	0,9	1,4	1,6	-	-	-

Примечание. Названия минералов: *V* - вернадит, *nBs* - неустойчивый бузерит, *Bsl* - бузерит I, *Bsll* - бузерит II, *ABs* - асболоан-бузерит, *T* - тодорит, *5A* - 5-ангстремовый минерал.

подводных гор гидроксиды марганца образуют устойчивые комплексы с нерудными минералами, например, вернадит + апатит и вернадит + кварц. Нами установлено, что и в абиссальных конкрециях в качестве постоянных нерудных примесей присутствуют также филлипсит и смешанослойный глинистый минерал монтмориллонит-иллит. При изучении распределения нерудных минералов установлено, что около четверти проб корок содержат в своем составе вернадит + кварц и реже только апатит или апатит совместно с кварцем. Примерно в четверти образцов нерудные примеси отсутствуют. Для вершинных конкреций в целом установлена та же картина при более частой встречаемости нерудных минералов: вернадит + кварц (45%), вернадит + апатит (12%), вернадит + кварц + апатит (20%).

В абиссальных конкрециях наиболее частым нерудным минералом является кварц, который ассоциирует с вернадитом и 10А минералами (46%). Примерно в четверти образцов этих конкреций нерудный комплекс включает кварц, филлипсит и монтмориллонит-иллит. Реже нерудные минералы представлены или филлипситом, или монтмориллонитом-иллитом или тем и другим. Для ККО и склоновых конкреций характерен смешанный комплекс нерудных минералов. В них наблюдаются все вышеперечисленные ассоциации, которые соответственно тяготеют к верхним или нижним частям склонов. Наиболее часто (около трети образцов) среди нерудных компонентов идентифицируются все перечисленные выше минералы: кварц, апатит, филлипсит, монтмориллонит.

При изучении отдельных образцов установлено, что в крупных абиссальных конкрециях первые три зоны состоят преимущественно из вернадита, иногда с примесями филлипсита. В первой зоне в одном из образцов отмечена примесь асболоан-бузерита. В экваториальных секторах, в пределах II и III зон установлен неустойчивый бузерит, а в единичных случаях бузерит I с асболоан-бузеритом. Более сложен состав внешних зон (IV и V): постоянно присутствует 10А минерал, но если в верхней части отмечался только неустойчивый бузерит, то в экваториальной и нижней частях идентифицировались бузерит I и асболоан-бузерит с бузеритом I. В общем это весьма напоминает распределение минералов в рудной оболочке конкреций зоны Кларион-Клиппертон и, как было показано ранее [Мельников, 1992], контролируется положением конкреции на поверхности осадка или в активном слое.

Если в абиссальных конкрециях наблюдается минеральная зональность и своего рода минеральная секториальность, то в вершинных конкрециях отмечается только

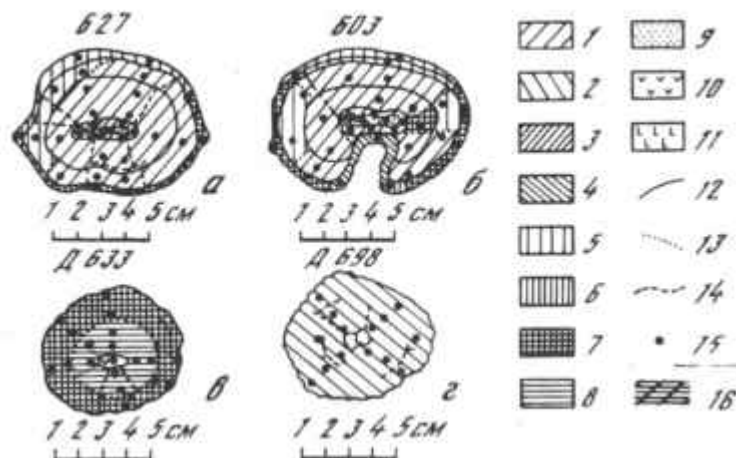


Рис. 59. Строение и минеральный состав конкреций

Рудные зоны: 1 — вернадит с примесями гематита и цеолитов (V); 2 — вернадит с примесями апатита и цеолитов (V); 3 — вернадит с примесью асбола-бузерита (V—ABs); 4 — вернадит с примесью тодорокита (V—T); 5 — неустойчивый бузерит с вернадитом (nBx—V); 6 — бузерит-1 с вернадитом (Bsl V); 7 — асбола-бузерит с бузеритом-1 и вернадитом (ABs—Bsl—V); в — 5 А минерал с вернадитом ("5А"—V); ядра 9 — монтмориллонит-иллит с примесью цеолитов, 10 — апатит с примесями кварца и полевых шпатов II — измененный базальт: 12, 13 — границы зон: 12 — с различным строением. 13 — с различным минеральным составом; 14 — трещины; 15 — точки отбора проб (а, б — абиссальные конкреции, в, г — вершинные конкреции); 16 — асбола-бузерит с 5А минералом и вернадитом

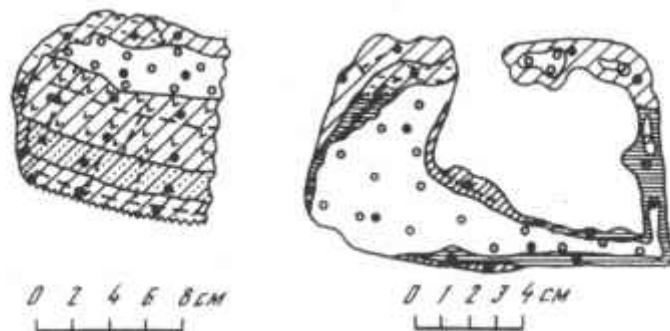
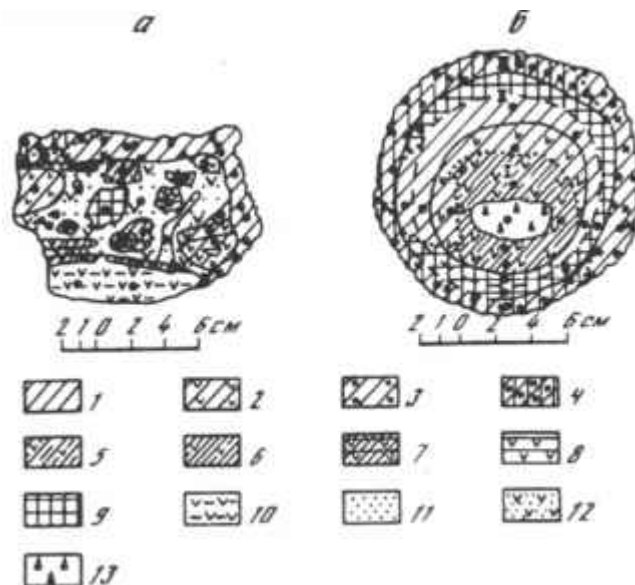


Рис. 60. Строение и минеральный состав корково-конкреционных образований
Условные обозначения см. на рис. 59, 61

первая, и то не всегда. Так, в образце ст. 698 (гайот Лэдд) всеми 15 пробами, взятыми по расходящимся от центра радиусам, зафиксирован апатит-вернадитовый состав. Чаще однако выделяются две зоны: внутренняя сложена "5А минералом" с примесями вернадита и апатита, а внешняя может состоять из вернадита с апатитом или в качестве примеси также содержать асбола-бузерит и бузерит I.

В валунном обр. 974Др (гайот Батиса), состоящем из тех же трех слоев, что и грубозональные корки, отмечено достаточно сложное сочетание составов, значительно отличающееся от такового в корках. Первый "апатитовидный" слой состоит из вернадита с апатитом и примеси бузерита I, иногда с "5А минералом" или тодорокитом. Присутствие бузерита I достаточно неожиданно, однако подтверждено пятью пробами, и, по сообщению Н.Н. Барина, может свидетельствовать о привносе гидротермального материала. Во II слое выделяются внешняя и внутренняя минеральные зоны. Внутренняя состоит преимущественно из вернадита, иногда с небольшими примесями апатита, внешняя сложена "5А минералом" и бузеритом II с незначительными



р: Рис. 61. Строение и минеральный состав рудных образцов

а. Брекчия с рудными обломками, ст. Д544. б. Валунная вершинная конкреция, ст. Д974

1 / — вернадит; 2 — вернадит с апатитом; 3 — вернадит с кварцем; 4 — вернадит с неустойчивым бузеритом и кварцем; 5 — вернадит с тодорokitом и апатитом; 6 — асболоан-бузерит с вернадитом и апатитом; 7 — асболоан-бузерит с 5А минералом, вернадитом и апатитом. Я — 5А минерал с вернадитом и апатитом; 9 — 5А Г минерал с бузеритом-2, вернадитом и апатитом; 10 — апатит с монтмориллонит-иллитом (фосфатизированные породы); // — кальцит (заполнение трещин); 12 — кальцит с апатитом (цемент брекчий); 13 — апатит с монтмориллонит-иллитом и филлипситом (обломок брекчий)

/—III — рудные зоны: / — первая ("антрацитовидная"), II — вторая (радиально-столбчатая). III — третья В (тонкослоистая)

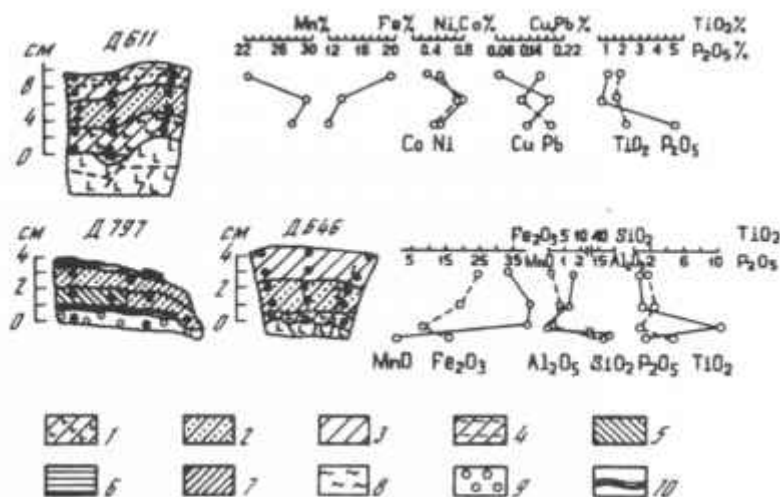


Рис. 62. Строение, минеральный и химический состав образцов корок

1 — вернадит с апатитом; 2 — вернадит с примесями глинистых минералов и цеолитов; 3 — вернадит; 4 — вернадит с примесью кварца; 5 — вернадит с тодорokitом; 6 — вернадит с асболоан-бузеритом; 7 — вернадит с неустойчивым бузеритом; 8 — кремни; 9 — измененный вулканический гравелит (филлипсит с апатитом); 10 — прослой натечного агрегата филлипсита

Остальные условные обозначения см. рис. 59,61

примесями вернадита и устойчивыми – кварца. III слой составлен из вернадита с примесью неустойчивого бузерита (в некоторых пробах отсутствует) и кварца (рис. 61).

Состав рудных слоев грубозональных корок весьма стабилен. Рудные минералы представлены только вернадитом. В единичных случаях в I слое отмечался тодорокит, а в самой внешней зоне III слоя – неустойчивый бузерит. В то же время каждый из трех слоев обладает своим специфическим составом. I слой характеризуется апатит-вернадитовым составом, II слой – ассоциацией вернадита с монтмориллонитом и иллитом и кварцем, иногда филлипситом и апатитом, в III слое идентифицируется кварц-вернадитовый состав и определено повышенное содержание кварца (рис. 62). По данным Дж. Хейна с соавторами [Hein et al., 1985], содержание кварца может превышать 1%. Согласно результатам наших исследований, оно во внешней зоне достигает 10–12%.

Комбинации составов склоновых конкреций и ККО весьма разнообразны, но в целом выявляют переходную природу этих образований. Изучение отдельных образцов показало, что рудные корки на протяжении всего разреза сформированы, вероятно, веществом, поступавшим из гидрогенного источника, но режимы рудообразования несколько разнились, о чем свидетельствует различный состав нерудных примесей. Привнос гидротермального материала происходил на ранней стадии образования корок. Формирование вершинных конкреций протекало с более значимым привносом вещества из других источников: возможно, определенная часть вещества поступала из осадка или гидротерм, хотя ведущим источником, скорее всего, оставался гидрогенный. Для абиссальных конкреций, по-видимому, в течение формирования первых трех зон основным источником рудного вещества также были придонные воды. Эпизодические появления 10А минералов можно отнести на счет незначительного привноса вещества из осадка (диагенетический источник) или за счет преобразования вещества самих конкреций. Более важную роль диагенетическое вещество играло в течение роста двух последних зон абиссальных конкреций – IV и V.

Химический состав рудных образований

Химический состав рудных образований изучался атомной абсорбцией (Fe, Ni, Си Со), потенциометрическим титрованием (Мп), фотометрически (оксид фосфора – V) Широкий спектр элементов определен ядерно-физическими методами: рентгено-радиометрическим, рентгеноспектральным флуоресцентным и нейтронным активационным. Результаты статистической обработки полученных данных приведены в табл. 40.

Корки характеризуются высокими концентрациями Мп, Fe, Ti, Pb, Mo, Sr, Pt, максимальными – Со, Mg, As, Sb, W, иттриевых земель. Обращает внимание низкое содержание К. В вершинных конкрециях отмечены максимальные концентрации Мп, Ni, Со, Pb, Mo, Sr, Ba, Pt, высокие – Zn, Y, W, минимальны содержания Си и К. Абиссальные конкреции характеризуются максимальным количеством Си, Zn, Zr цериевых земель и низким – Со. Среднее же содержание Со в них позволяет и их считать кобальтоносными. В них также мало Р и иттриевых земель. В склоновых конкрециях несколько понижено содержание рудных компонентов и повышено – петрогенных. В ККО максимальны концентрации большинства петрогенных компонентов (причем отчетливо проявлены алюмосиликатная, фосфатная и карбонатная составляющие), высоки содержания Rb и I, которые, по-видимому, связаны с фосфатным компонентом, но минимально содержание всех рудных элементов.

В ККО, корках и вершинных конкрециях велика доля фосфатной и карбонатной составляющих, в абиссальных же конкрециях в составе нерудной части резко преобладает алюмосиликатный компонент.

Рудные образования характеризует различная изменчивость химического состава

Наиболее стабилен состав абиссальных конкреций и наиболее изменчив ККО. У всех остальных образований степень изменчивости сходна. Вероятно, наибольший вклад в величину вариаций вносит различное содержание нерудного компонента.

Величины марганцевого модуля, согласно известной диаграмме П. Хальбаха с соавторами [Halbach et al., 1981], свидетельствуют о гидрогенном происхождении всех исследованных образований. Наиболее высокое значение модуля наблюдается в вершинных конкрециях, что связано с обогащением их Мп, наиболее низкое – в ККО за счет увеличения количества Fe, входящего в состав алюмосиликатов.

Проведено изучение химического состава отдельных слоев грубозональных корок. Пробы брались массой не менее 200 г и подвергались всем тем же исследованиям, что и рядовые пробы. На рис. 62 приведен послойный химический состав грубозональных корок. Каждый слой обладает своими индивидуальными особенностями. Средние содержания компонентов в пределах слоя могут значительно превышать или быть меньше средних значений, приведенных в табл. 40. Обращает внимание тот факт, что содержания Мп во всех трех слоях значительно выше среднего. Среднее содержание Со во II слое достигает 0,7%, а Ni – 0,72%.

В изменении концентраций элементов от слоя к слою наблюдаются четыре основные тенденции. От I слоя к III последовательно возрастают концентрации Fe, As, Nd, Nb, SiO₂, TiO₂. Последовательно уменьшаются содержания Ce, Ba, I, V, оксидов Mg, P, Ca. Увеличиваются от I ко II слою, а затем вновь падают в III слое концентрации Мп, Ni, Si, Co, Zr, W, оксидов щелочных металлов, Al. Все остальные элементы имеют симметричное распределение.

В целом для I слоя характерны повышенные содержания металлов группы марганца, редких земель (за исключением Nd) и некоторых других элементов и максимальное количество фосфатного материала и йода. II слой содержит максимальные концентрации всех основных рудных компонентов, глинозема и оксидов щелочных металлов и пониженные – РЗЭ. В III слое установлены высокие содержания Fe и Со, а также БЮг и пониженные – Мп, Ni и Si.

Приведенные данные позволяют охарактеризовать текстурный уровень изменчивости химического состава. Для перехода к структурному уровню необходимо проведение более тонких исследований. В.И. Таскаевым проведены исследования образцов рудных корок со ст. 671Др (Ламонт), 944Др и 954Др (Батиса) на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A (JEOL). Охарактеризованы все три слоя грубозональных корок. Наиболее важны основные тенденции поведения главных рудообразующих компонентов. Мп и Fe отрицательно коррелируют между собой в веществе всех трех слоев. В I слое очень велика изменчивость их содержаний и соотношений (Mn/Fe от 1,0 до 8,3). Концентрация Мп от основания слоя к вершине пилообразно нарастает, а Fe убывает, что, совместно с обогащением основания слоя гетитом, может свидетельствовать о весьма важной роли Fe на начальной стадии осаждения рудного вещества. Во II слое изменчивость этих компонентов может быть столь же сильной, как и в I слое (обр. 954Др Mn/Fe от 1,3 до 6,8), или значительно меньшей (обр. 971Др Mn/Fe от 1 до 4). Для Мп во всех образцах сохраняется тенденция пилообразного нарастания концентраций. Концентрации Fe в обр. 671Др имеют тенденцию к убыванию, в двух других они стабилизируются. В III слое при некотором уменьшении вариабельности элементов намечается общая тенденция к уменьшению содержания Мп и увеличению Fe от основания слоя к вершине (Mn/Fe изменяется от 1,1 до 2,3). Исключение составляет обр. 671Др, где в самом наружном слое мощностью 5–7 мм резко возрастает содержание Мп до 38–40% и падает содержание Fe. В других слоях максимально отмеченные концентрации Мп составляют: во II – 44,5%, в I – 37,5%.

Si, Ni и Со положительно коррелируют с Мп, поэтому в целом их концентрации изменяются по тому же закону. В обр. 954Др Si проявляет минимальную изменчивость содержаний, амплитуда концентраций Ni наиболее велика в I слое и подошве II,

Таблица 40
Химический состав железомарганцевых образований поднятия Маркус-Уэйк

Компонент	Конкреции						
	абиссальные			склоновые			вершинные
	1	2	3	1	2	3	1
Mn	19,98	10	174	19,75	15	79	23,80
Fe	15,60	10	174	15,93	13	79	14,81
Ni	0,56	21	174	0,46	25	79	0,62
Cu	0,29	24	174	0,19	32	79	0,11
Co	0,42	13	174	0,47	15	79	0,62
TiO ₂	1,81	18	146	2,13	14	60	1,75
P ₂ O ₅	0,77	41	175	1,81	76	86	3,53
SiO ₂	18,46	4	38	16,22	22	58	10,64
Al ₂ O ₃	4,54	23	38	3,99	38	58	2,28
Na ₂ O	2,35	5	38	2,35	14	66	2,06
K ₂ O	1,53	14	38	1,54	31	58	0,64
MgO	2,28	10	38	2,26	11	58	2,29
CaO	2,81	12	38	4,82	52	58	7,55
Zn	712	17	174	706	13	79	705
Pb	1107	17	174	1355	21	79	1636
Mo	395	19	154	348	20	79	505
Sr	944	12	154	1068	10	79	1247
Zr	826	11	154	559	10	79	493
Ba	1386	9	154	1261	31	79	1955
Nb	93	70	154	55	34	79	55
La	324	12	154	211	13	79	212
Ce	1262	14	154	715	20	79	543
Nd	281	18	154	70	33	79	51
As	241	43	145	159	42	45	265
Sb	40	66	145	27	57	45	35
Y	132	12	98	358	30	37	389
Eu	5,4	42	76	7,8	34	46	7,1
W	52	22	75	55	10	46	60
Sm	40	10	75	51	15	46	42
U	10	13	11	10	14	36	12
Th	60	20	11	44	35	35	25
Rb	-	-	-	14	24	24	12
Au	0,0015	56	23	0,0034	91	29	0,0022
Pt	0,42	19	9	0,36	32	9	0,85
Rh	0,01	41	9	0,012	61	9	0,023
Ru	0,009	49	8	0,009	32	8	0,013
Ra	0,12	-	3	0,16	-	4	-
1	-	-	-	270	59	37	223
S	170	40	16	-	-	-	-
Hf	11	27	56	-	-	-	-
Mn/Fe	1,28	10	174	1,28	16	37	1,60
Ce/La	3,89	13	154	2,79	25	37	2,63

Примечание. 1 - среднее содержание, 2 - вариабельность, %, 3 - число проб.

Конкреции		Конкреционно-корковые образования			Корки		
вершинные					1	2	3
2	3	1	2	3	1	2	3
17	33	11,72	41	87	22,42	19	91
12	33	12,88	21	87	15,62	16	91
25	33	0,30	51	87	0,49	33	91
31	33	0,12	63	87	0,12	36	91
16	33	0,29	41	87	0,62	28	91
13	30	1,86	29	88	2,06	22	83
62	30	3,82	74	87	2,80	84	72
32	19	24,30	36	45	12,52	53	47
42	19	6,34	42	40	2,73	78	47
12	32	2,36	15	77	1,75	11	74
26	21	1,55	39	43	0,80	48	50
12	19	2,52	30	40	2,42	22	47
51	19	8,93	59	40	7,60	56	47
16	33	586	29	85	655	15	90
16	33	897	98	85	1538	20	90
16	33	257	41	86	427	23	90
8	33	964	27	85	1186	9	90
11	33	485	16	85	545	10	90
85	33	884	49	86	1284	28	90
22	33	73	52	83	56	25	88
16	33	204	26	86	252	59	90
19	33	493	43	87	671	22	90
34	33	83	57	78	82	39	89
35	17	102	49	71	324	49	89
65	17	20	64	71	61	66	89
20	20	245	20	25	397	40	63
31	17	6,2	37	67	15	38	90
17	17	52	15	67	66	26	40
19	17	38	31	67	50	17	40
19	15	8	31	17	11	21	42
10	15	32	25	17	31	32	43
22	13	24	49	12	14	39	40
36	14	0,0036	35	19	0,0025	35	50
25	8	0,31	65	31	0,69	42	20
44	8	0,011	52	29	0,025	61	20
26	8	0,009	53	27	0,012	38	17
-	-	0,16	-	3	-	-	-
42	20	336	61	14	229	56	62
-	-	150	52	4	-	-	-
-	-	11	16	4	-	-	-
15	20	1,05	27	14	1,43	31	64
11	20	2,50	30	14	2,84	19	63

здесь Ni/Co изменяется от 0,7 до 2,0. В кровле II слоя и по всему разрезу III слоя ситуация обратная – наиболее изменчив Co, а Ni/Co варьирует от 0,25 до 1,0. В обр. 944Др обращают внимание три момента: возрастание в центральной части II слоя концентраций Si до 0,5%, с запаздывающими положительными аномалиями концентраций Ni и Co; резкое возрастание концентраций Ni на контакте II и III слоев до 1,4–1,5% и экстремальное содержание Co во внешней зоне III слоя до 3,05%.

Распределение редких земель весьма изменчиво, и эта изменчивость во всех трех образцах контролируется различными законами. Весьма важен здесь тот факт, что и ряде отдельных точек каждого образца Ce/La модуль падает ниже 1,0. Концентрации I наиболее велики в I слое, где они демонстрируют максимальные содержания в фоефатных, иногда в гётитовых прослоях. Соотношение концентраций оксидов фосфора и кальция свидетельствуют о том, что прожилки в I слое могут иметь не только фоефатный (апатитовый), но и фосфат-карбонатный (апатит-кальцитовый) состав.

Ряд отмеченных особенностей – присутствие гётитовых прослоев, падение значений Ce/La ниже 1 и особенно низкие концентрации Al и Ti, вероятно, свидетельствуют о некотором ирригировании гидротермального материала в течение формирования I слоя и возможно на начальном этапе – II [Варенцов и др., 1989а, б]. В пользу этого же предположения могут свидетельствовать повышенные концентрации Mg (слой I), а также ряда редкоземельных элементов и Zn (слои I и II).

Таким образом, строение, минеральный и химический состав свидетельствуют о гидрогенном происхождении рудных образований. В то же время можно утверждать, что на начальном этапе формирования рудных корок и валунных конкреций существовал ограниченный привнос гидротермального вещества. Для конкреций на их заключительных этапах формирования отмечено влияние диагенетического источника поставки рудного вещества.

РУДНЫЕ КОРКИ ПОДВОДНЫХ ГОР ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Геологическая характеристика полигонов

Подводные горы Филиппинского моря

По периферии Западно-Филиппинской котловины двумя полигонами изучены подводные возвышенности (рис. 63, 64). Полигон ЗВ-2 расположен на северо-восточном окончании плато Бенхам в месте пересечения Центральным разломом, где изучена вулканическая постройка, обнаруженная в 3-м рейсе нис "Академик Александр Виноградов". Ранее на картах здесь был показан глубокий каньон. Новый объект был назван горой Виноградова (Щека и др., 1985 г.). Полигон Б21-4 находится на подводном хребте Кюсю-Палау в районе 21° с.ш., где поднятие изгибается по простиранию.

Полигон ЗВ-2. В центре полигона возвышается гора Виноградова, слегка вытянутая в северо-восточном направлении с перепадом глубин от 1140 до 5200 м (см. рис 63). Глубже изобаты 2500 м возвышенность представляет собой единый массив. Привершинная часть состоит из двух небольших отрогов, разделенных пологой долиной. Отроги увенчаны многочисленными конусовидными вершинами, располагающимися в форме незамкнутых колец. В основании возвышенности фиксируется кольцевая впадина с относительной глубиной 300 м, вероятно, образовавшаяся в результате проседания.

В целом гора Виноградова представляет собой типичную морфоструктуру центрального типа, сопоставимую с морфоструктурами щелочных вулканических построек (гайотов) открытого океана. Принадлежность горы Виноградова к гайотам подтверждается и данными геологических работ.

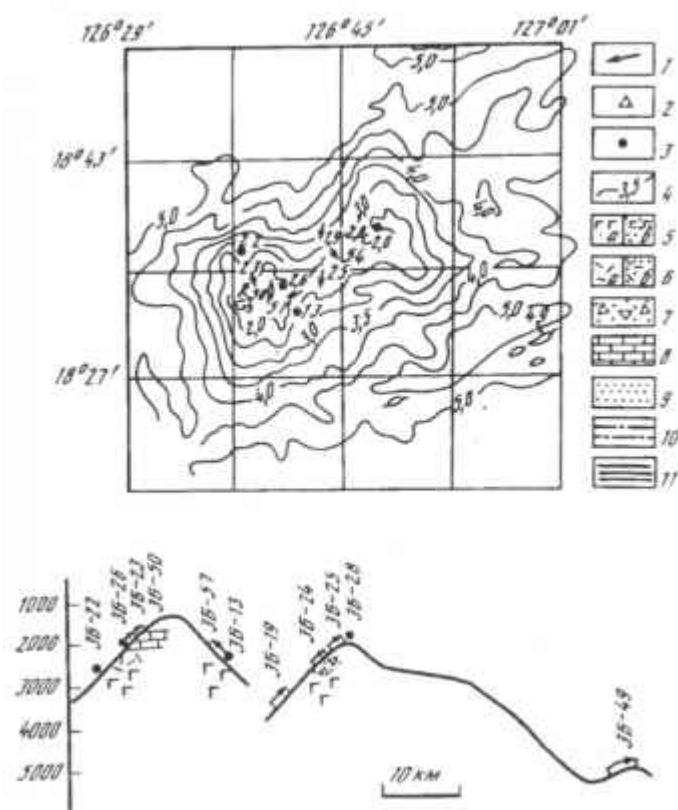


Рис. 63. Карта рельефа дна с положением геологических станций и интервалы опробования на полигоне ЗБ-2

1 — станции драгирования с железомарганцевыми образованиями (ЖМО); 2 — станции драгирования без ЖМО; 3 — станции гравитационной трубки; 4 — глубины дна (в км); 5 — лавы (а) и туфы (б) основного состава; 6 — лавы (а) и туфы (б) среднекислого состава; 7 — брекчии; 8 — известняки; 9 — песчаники; 10 — алевролиты; 11 — аргиллиты

Полигон Б21-4. В центральной части полигона выделяются две подводные горы (западная и восточная), разделенные на глубинах 3300–3400 м узкой ложбиной северо-восточного направления, шириной до 4,5 км (см. рис. 64). Подножие гор находится на глубине 4000 м. Относительное превышение западной горы достигает 2000 м. Пологая, распадающаяся на два отрога, вершина восточной горы расположена на глубине 2300–2500 м. Склоны гор отличаются значительной крутизной. Наиболее крутым является склон, обращенный в сторону котловины Паресе-Вела (до 19°). Крутизна склона со стороны Западно-Филиппинской котловины не превышает 17°. Судя по рельефу, а также данным драгирования, изученные подводные горы представляют собой вулканическую постройку центрального типа с типичной для подобных морфоструктур формой незамкнутого кольца.

Породы субстрата железомарганцевых образований горы Виноградова подняты трубками (ст. ЗВ-13, -22, -26, -28) и драгами (ст. ЗВ-19, -23, -24, -25, -49, -50, -51), а подводных гор хр. Кюсю-Палау — только драгами (ст. Б21-5, -6, -7, -9). На горе Виноградова поднято немного однородных пород. На вершине горы осадков практически нет, так как трубки ЗВ-13 и ЗВ-26 подняли только обломки базальтов и железомарганцевых корок. На других участках получены трахиты и их туфы и рифогенные известняки, а также пемза.

Среди базальтов, характеризовавшихся высокой пористостью и слагающих цент-

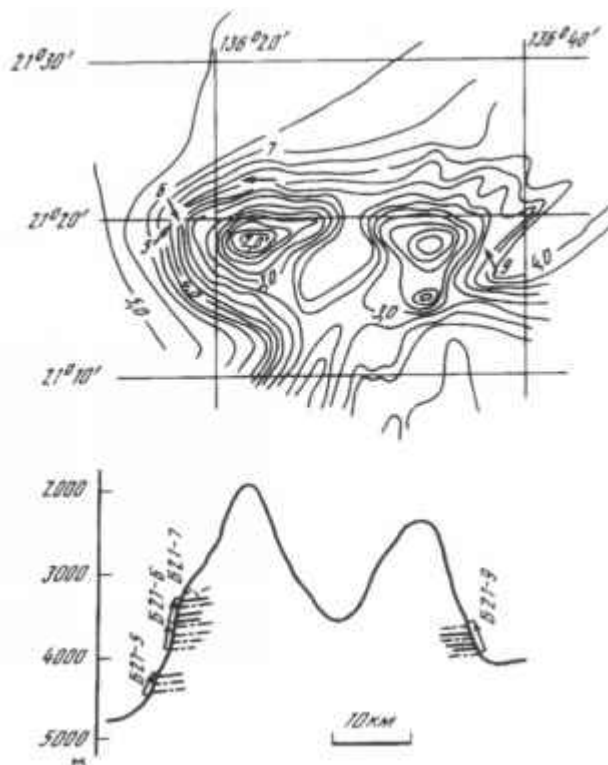


Рис. 64. Карта рельефа дна с положением геологических станций и интервалы опробования на полигон Б21-4

Условные обозначения см. на рис. 63

ральную часть гайота, выделены низко- и высокотитанистые с высоким содержанием Р, Са и повышенной п.п.п. благодаря присутствию в порах фосфатно-карбонатного органического материала (Щека и др., 1989 г.). Трахиты слагают боковые отроги вулкана, а также его верхнюю часть. Здесь же подняты мелкие обломки трахитовых туфов. Драгой ЗВ-50 подняты верхнеолигоценовые коралловые известняки (Щека и др., 1986 г.). Пемза идентична поднятой с бортов локальных впадин котловит. Паресе-Вела и является специфической составной частью пород дна Филиппинского моря (Нечаев и др., 1989 г.).

Таким образом, на полигоне ЗВ-2 исследована главным образом верхняя часть подводного вулкана в интервале глубин 1600–3900 м и только одна ст. ЗВ-4⁵ расположена вдали от основания гайота, на глубине 5300–4500 м.

На полигоне Б21-4 четырьмя драгами (ст. Б21-5, -6, -7, -9) исследовано главным образом подножие подводных гор. Хотя здесь и добыто много железомарганцевых образований, породы субстрата так же как на полигоне ЗВ-2 очень однообразны. Это слаболифитизированные алевроаргиллиты, единичные мелкие обломки базальтов и пемза. Алевроаргиллиты представлены небольшими обломками, что осложняет их генетическую типизацию. Поэтому ограничимся их вещественной характеристикой

Алевроаргиллиты буровато-серые слаболифитизированные тонкие уплощенные обломки. Рентгенофазовым анализом и микроскопически в них установлены смекти и кварц, плагиоклаз и филлипсит, а также железомарганцевые гидроокислы.

Небольшое содержание СаО и повышенное ТiС₂ дают основание предположить, что данные породы эдафогенные. Это подтверждается сравнением результатов изучения рыхлых осадков, находящихся ниже уровня карбонатной компенсации, вблизи

этих гор. Осадки имеют турбидитную природу, причем они содержат порой значительное количество карбонатных остатков фораминифер. Кроме того, количество ТЮТ в них не превышает 0,79% (Нечаев и др., 1989 г.).

Железомарганцевые корки распространены главным образом в привершинной части подводных гор и резко преобладают над конкрециями. На семи станциях из десяти обнаружены только корки. У основания подводных гор конкреции преобладают над корками, и количество их возрастает по мере выходявания склона. Это наблюдение коррелируется увеличением количества конкреций в привершинных частях подводных гор, главным образом на субгоризонтальных участках. Корки подняты в интервале глубин 1690–5300 м, но максимальной толщины корки – с глубины 1600–2000 м. Они покрывают базальты и рифогенные известняки. Субстратом остальных корок являются все перечисленные типы пород.

Распределение конкреций на склонах подводных гор бимодальное. Первый максимум приурочен к пологой поверхности на глубине 1900–2360 м, а второй – 3600–5300 м.

Таким образом, на подводных возвышенностях Филиппинского моря выделяются толстые корки (в среднем 6 см) темно-коричневые до черных, твердые, на глубине 1600–2000 м на базальтах и рифогенных известняках и тонкие (0,2–1 см), отличающиеся бурыми тонами, – на всех глубинах.

Трог Беллона, Тасманово море

Полигон Н10-1 расположен в приустьевой части трога Беллона и ограничен координатами 165°–167° в.д. и 39°40'–40°40' ю.ш. Трог Беллона, разделяющий хребет Лорд-Хау и плато Челленджер, в районе полигона представляет собой широкую долину, простирающуюся в южном направлении. На юге полигона выявлен горный хребет, состоящий из трех вершин (рис. 65).

Западный борт трога имеет юго-западное простирание с крутизной склона 1–2,5°. Восточный борт, являющийся западным окончанием плато Челленджер, имеет субмеридиональное простирание, с уклонами 3–5°. Здесь выявлен каньон шириной 7–9 км с относительной глубиной вреза 300–500 м. Протяженность его 20–25 км. Днище трога в северной части расположено на глубине 3000 м и наклонено к югу под углом 0,5°, где глубины достигают 4260 м.

Горный хребет простирается к юго-западу на 80 км. Горы имеют в плане овальную форму. Минимальные глубины – 2140 м (северо-восточная), 1990 м (центральная) и 2890 м (юго-западная). Склоны гор крутые (в среднем 15°), местами обрывистые, сильно расчлененные расселинами и каньонами.

Породы субстрата железомарганцевых образований на полигоне Н10-1 были подняты драгами с восточного склона трога Беллона (ст. Н10-42, -43, -47, -74), а также с вулканических построек, поднимающихся над днищем каньона (ст. Н10-50, -52, -56–-58, -60, -67–69). Среди пород субстрата больше всего алевроаргиллитов и известняков, а эффузивов, вулканокластических брекчий и гравелитов, а также туфов и песчаников – меньше. Пеплы и фосфориты редки.

Комплексное исследование, включающее текстурно-структурное изучение образцов, их петрографического состава, с привлечением данных минералогии и химизма, а также результатов микрофаунистического анализа [Аблаев и др., 1987], позволило выделить среди драгированного материала следующие генетические типы: пляжевые образования, эдафогенные брекчии, турбидиты и контуриты, а также планктонные известняки.

К пляжевым образованиям отнесены гравелиты, туфогравелиты и галечные гравелиты, распространенные только на подводных горах. Породы характеризуются высокой сгруженностью псефитовой составляющей. Обломки хорошо окатаны, значительная часть их ориентирована по удлиненной стороне параллельно и субпарал-

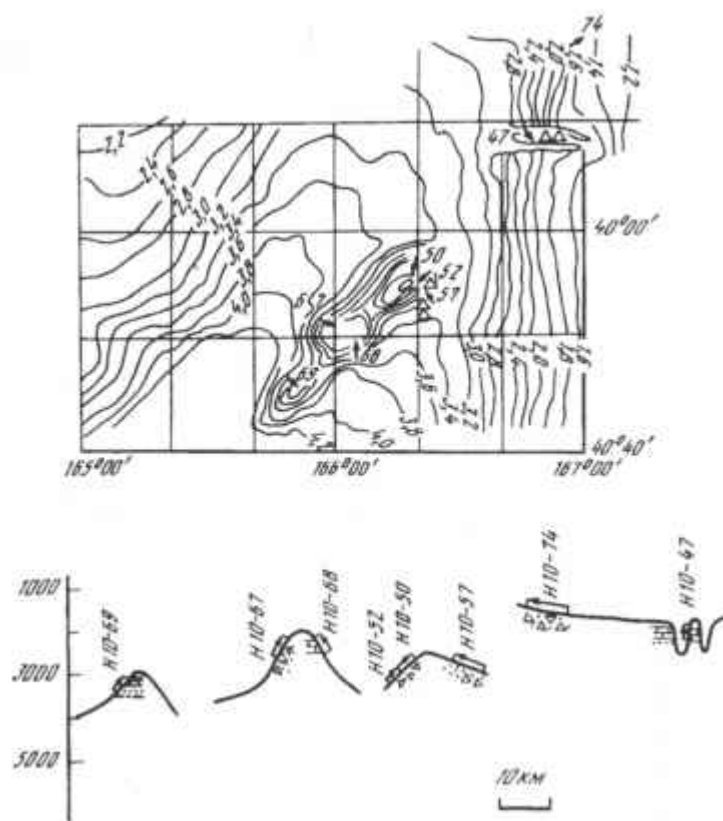


Рис. 65. Карта рельефа дна с положением геологических станций и интервалы опробования на полигоне Н10-1

Условные обозначения см. на рис. 63

лельно друг другу; кроме того, большое количество гравийно-галечного материала имеет бурые и красные тона, что указывает на выветривание их в близповерхностных условиях. Среди них выделены базальты, трахиты и туфы, а также вулканическое стекло с волокнистой структурой. Заполняющий материал – туфовый кристалле витрокластический алевроитовый. По данным рентгенофазового анализа он сложен смектитом, а также кристаллами амфиболов и плагиоклазов. Кроме того, на ст. НЮ 50 в матриксе определены смектит, филлипсит и апатит. Под микроскопом видно, что туфовый материал состоит из темно-серого непрозрачного стекла, а также кристаллов пироксенов и гематита.

Эдафогенные брекчии распространены немного шире. Они сложены щебневыми обломками оливин-клинопироксеновых базальтов и трахибазальтов. Изредка присутствуют обломки глыбовой размерности. Среди пород каркаса установлены в малом количестве мелкощебневые обломки фосфоритов. Кроме того, апатит определен и в некоторых базальтах. Матрикс вулканомиктовый и (или) карбонатный. По данным рентгенофазового анализа в породах каркаса среди вторичных минералов определены смектит и филлипсит, а в матриксе, помимо указанных, – гидрослюда.

Турбидиты подняты на всех морфоструктурах полигона. Это слаболитифицированные от темно-серых до желтовато-серых переслаивающиеся песчаники и алевроар гиллиты. Им свойственны градационно-слоистые текстуры, осложненные конволютной и косоволнистой слойчатостью, слабая окатанность обломочных частиц, присутствие псефитовых класт подстилающих пород в нижней части циклитов, наличие

елитового материала. Минеральный состав турбидитов довольно однообразный и представлен смектитом и филлипситом, а также плагиоклазом и амфиболом. Под микроскопом видно непрозрачное темно-серое и бурое стекло, иногда прозрачное, окрашенное и бесцветное. В малом количестве присутствуют оливин и пироксены.

Контуриты подняты на западном склоне трога. Это литифицированные зеленоватых тонов слоистые породы. Слоистость ламинарная, тонкая горизонтальная, полого-волнистая и линзовидная, обусловлена чередованием алевритовых и пелитовых слоев. Их верхние и нижние контакты четкие, резкие, причем в алевритовых разностях наблюдаются слабо выраженная прямая и обратная градационность. Толщина слоев в среднем составляет 1 см. Породы характеризуются удовлетворительной сортировкой. В них определены палеоцен-олигоценые микрофоссилии. По данным рентгенофазового анализа контуриты состоят из смектита, гидрослюда и кварца, отмечен филлипсит, а также плагиоклаз, калиевый полевой шпат и анальцим. Единичные образцы содержат хлорит, диопсид и апатит. Под микроскопом видно, что контуриты сложены стеклом, в основном зеленовато-серым и серым, присутствует бурое и желтоватое. Кристаллы составляют в среднем 5%, среди перечисленных отмечены пироксены.

Пеплы с толщиной слоя до 3 см, градационно-слоистые желтовато-серые алевритовые. По данным рентгенофазового анализа, они сложены в основном смектитом, а также кварцем, плагиоклазом, гидрослюдой, филлипситом, кальцитом и небольшим количеством апатита.

Планктоногенные известняки имеют массивные и пятнистые текстуры. Состоят они из кокколитов и небольшого количества фораминифер, а также глинистого вещества. Породы характеризуются очень высоким содержанием CaCO_3 (до 96%). Эти признаки свидетельствуют о накоплении известняков в гидродинамически асвивной обстановке.

I Железомарганцевые корки распространены на полигоне Н10-1 гораздо шире, чем конкреции. Основная часть железомарганцевых корок поднята со склонов подводных гор в интервале глубин 3550–2400 м, причем наибольшей мощности – с глубины 2850–2400 м. Конкреции на подводных горах распространены в интервале глубин 3550–2600 м, а максимум их сосредоточен глубже, чем корки, и отвечают глубинам 3060–2600 м. Субстратом корок на подводных горах являются главным образом эдафогенные брекчии, реже пляжевые гравелиты и иногда основные эффузивы.

Небольшое количество железомарганцевых образований поднято на восточном борту трога Беллона. Корки распространены здесь в интервале глубин 2380–1600 м, а наибольшей мощности – 1780–1600 м. Конкреции на этом участке драгированы только на ст. Н10-74 (глубина 1780–1600 м). Субстратом корок максимальной толщины здесь служат также эдафогенные брекчии. Кроме того, в небольшом количестве тонкие корки растут на турбидитах.

Таким образом, благоприятным субстратом для корок на полигоне Н10-1 являются эдафогенные брекчии. Корки на них имеют наибольшую мощность (10 см в среднем). Они характеризуются черным цветом с блеском на изломе, массивной текстурой и высокой твердостью. Менее распространены темно-коричневые и буроватые корки толщиной до 1,5 см, обычно слоистые, твердые, выросшие на пляжевых гравелитах, базальтах и турбидитах.

Хребет Луисвилл

Хребет Луисвилл исследован двумя геотраверсами. Геотраверз Г-1 пройден по 26° ю.ш., а геотраверз Г-2 – по 31° ю.ш.

Геотраверз Г-1 проложен в пределах структурного узла желоба Тонга-Кермадек–подводная гора Осборн (рис. 66). Начинается он на террасе-ступени внешнего склона подводного хребта Кермадек на глубинах 4700–5050 м. Ширина террасы от 50 до

Туфы серые кристалловитрокластические распространены меньше. Иногда они подстилают турбидиты. Текстура туфов пятнистая, обусловленная жизнедеятельностью илоедов, ходы которых заполнены светло-серым пелитом, а также обогащением отдельных участков вкраплениями и пятнами лимонно-желтого смектита. Породы состоят из обломков вулканического стекла, в основном буроватого цвета, непрозрачного, палагонитизированного и смектитизированного. Нередко стекло замещено цеолитами. До 10% объема туфов слагают кристаллы оливина, пироксенов, амфиболов, в том числе и щелочных.

Базальты составляют основную часть поднятого материала. Текстура их свидетельствует о субаэральных условиях. Часть пор базальтов заполнены смектитом, филлипситом и (или) кальцитом. Базальты относятся к субщелочному комплексу.

Железомарганцевые корки распространены преимущественно на верхнем и среднем (3300–3900 м) интервалах драгирования и резко преобладают над конкрециями, которые распространены на более глубоких (4100–4250 м) интервалах опробованного склона горы Осборн. На этой глубине породы покрыты лишь тонкой пленкой железомарганцевых окислов.

Кроме того, на геотраверзе Г-1 подняты две разновидности корок. Одна – буровато-коричневые, слоистые, толщиной до 3 см, главным образом на базальтах и очень редко на туфах и фосфоритах. Корки второй разновидности толщиной до 4 см подняты без субстрата, черные с блеском на изломе, массивные. Не исключено, что эти корки гравитационно перемещены с более высоких участков склона горы Осборн.

Геотраверз Г-2 начинается во впадине (5930 м), расположенной у подножия западного склона одного из вулканов хребта Луисвилл (рис. 67, 68). Это конусовидная постройка с плоской вершиной и пологими (5–7°) длинными склонами, плавно переходящими в поверхность обрамляющих впадин. Вершина расположена на глубине 1115 м. Впадина, расположенная восточнее, глубже по сравнению с общим уровнем абиссальной равнины (5500 м) – до глубины 5770–5780 м. Восточнее наблюдается поднятие, состоящее из ряда возвышенностей, с относительной высотой до 700 м. Далее по профилю прослеживается аккумулятивная поверхность океанического дна. Средняя глубина ее колеблется в пределах 5400–5500 м. Восточнее находится еще одна группа возвышенностей с относительными высотами от 500 до 188 м. Они разделяются узкими впадинами, днища которых расположены на глубинах 5600–5700 м.

Следующая группа возвышенностей наблюдается восточнее, примерно на расстоянии 100 км. Относительные превышения их изменяются от 300 до 700 м. Далее геотраверз пересекает аккумулятивную равнину, глубина которой на расстоянии 80 км колеблется в пределах 5400–5240 м, а затем на расстоянии 70 км поверхность равнины полого понижается до глубины 5900 м в сторону следующей возвышенности. Относительная высота ее 3090 м. Форма конусообразная. Уклон западного склона до 20°, восточного – 24°. Вершина фиксируется отметкой 2810 м. Сочленение склонов с аккумулятивной равниной резкое.

Геотраверз Г-2, среди всех изученных участков, имеет наибольшую протяженность около 900 км. Однако результативные станции здесь были получены на крайних двух подводных горах: западной (хр. Луисвилл) и восточной (см. рис. 67). Кроме того, со склонов невысокой подводной горы в центре геотраверса поднята одна драга с конкрециями (ст. Н10-30).

Породы субстрата железомарганцевых корок западной горы (хр. Луисвилл) подняты драгами с западного (ст. Н10-33, -34, -35) и восточного (ст. Н10-38, -39, -40) склонов. Среди осадочных пород наиболее распространены песчаники и алевроаргиллиты, а брекчии – меньше. Из магматических – поднято немного базальтов и островодужной пезмы. Значительная часть образцов осадочных пород характеризуется признаками, присущими турбидитам. Брекчии залегают на волнистой поверхности размыва алевроаргиллитов и имеют градиационную текстуру. Состоят из средне-мелкопесчаниковых обломков зеленоватых базальтов и красноватого вулканического

стекла. Участками стекло значительно обогащает псефитовую составляющую, а в отдельных образцах полностью слагает каркас, и порода уже характеризуется как гиалокластит. Матрикс составляет 20–40%. Это алевропелитовое стекло и по данным рентгенофазового анализа сложено главным образом смектитом, а также филлипситом и плагиоклазом. Песчаники и алевроаргиллиты имеют слоистые, градационно-слоистые и массивные текстуры, а разности обогащенные карбонатом – пористые и пятнистые, обусловленные жизнедеятельностью илоедов и сверлильщиков, ходы которых инкрустированы железомарганцевой пленкой и цеолитами.

По данным рентгенофазового анализа породы состоят в основном из смектита и филлипсита, отмечен также плагиоклаз и калиевый полевой шпат, иногда много карбоната (53,05% CaCO_3). Под микроскопом видны окрашенное стекло, остатки фораминифер и кокколитов, а также редкие обломки пироксенов и единичные створки диатомей. Изучение микрофауны свидетельствует о накоплении вмещающих пород в верхнем миоцене-плиоцене (Аблаев и др., 1987, б). Химический состав алевроаргиллитов близок осадочным породам горы Осборн (геотраверз Г-1) и согласуется с наблюдениями об образовании этих пород за счет продуктов разрушения щелочных вулканитов и карбонатного планктона. Редкие образцы базальтов характеризуются теми же признаками, что и эффузивы горы Осборн, кроме того, им свойствен такой же набор вторичных минералов: смектит, кальцит и филлипсит.

На восточной горе геотраверза Г-2 породы субстрата железомарганцевых корок подняты тремя драгами (ст. Н10-21, -24, -26). Среди них выделены эдафогенные брекчии и пелагические слаболитифицированные алевроаргиллиты.

Брекчии состоят из обломков базальтов и микродиабазов, покрытых тонкими корочками (2–3 мм) и пленками железомарганцевых окислов. Кроме того, ниже по склону, на ст. Н10-21, в ядрах конкреций установлены еще и габбро-диабазы и плагиограниты, а также эпидот-амфиболовые сланцы. Матрикс брекчий – алевропелитовый витрический. Количество его варьирует от 40 до 90% в пределах одного образца. В матриксе заметна слабая градационная слоистость. Состоит он из стекла, а также пироксенов, гётита, цеолита и рудных минералов, в сумме не превышающих 5%.

Алевроаргиллиты – плитчатые отломы, покрытые с обеих сторон железомарганцевыми корками. Текстура пород пятнистая, обусловленная развитием железомарганцевых дендритов и жизнедеятельностью илоедов. По данным рентгенофазового анализа алевроаргиллиты состоят из смектита, гидрослюда и хлорита с соотношениями 54:30:16, а также кварца и полевых шпатов. Под микроскопом видно девитрифицированное стекло и кристаллы цеолитов, гётита и рудных минералов, составляющие около 2%.

Субстратом корок большей частью являются алевроаргиллиты, на которых толщина достигает 3 см и в среднем составляет 1 см. В меньшем количестве развиты на песчаниках и брекчиях, достигая тех же мощностей.

Таким образом, на геотраверзе Г-2 исследованы железомарганцевые корки двух типов: первые – буровато-коричневые до 3 см, плотные, тонкослоистые, с глобулярной поверхностью и вторые – черные до 1 см, рыхлые, массивные, с крупно-глобулярной поверхностью. Здесь же подняты глыбовые конкреции. Морфология их рудной оболочки близка указанным типам. Верхняя, обращенная к воде – первому, нижняя, погруженная в осадок – второму.

Основные выводы. Железомарганцевые корки на подводных горах и гайотах периферии западной части Тихого океана распространены широко.

Самые мощные железомарганцевые корки подняты только с верхних и средних участков склонов подводных гор. Их средняя толщина от 4 до 10 см. Корки выделяются черным цветом, массивной текстурой с блеском на изломе и высокой твердостью, а также гладкой поверхностью (микроглобулярной). Субстратом этих корок служат эдафогенные вулканокластические брекчии и лавы, слагающие субщелочные вулканы, а также рифогенные известняки.

Вторая разновидность корок распространена наиболее широко, но они тонкие: их максимальная толщина достигает 3–4 см при средних значениях 1–2 см. Эти корки развиты на всех типах пород, но чаще их субстратом являются базальтоиды и наиболее тонкие, главным образом алевропелитовые, ингредиенты турбидитов. И к остальным литотипам следует выделить (в порядке убывания): пелагические аргиллиты и алевроаргиллиты, планктоногенные известняки, туфы, пляжевые гравелиты турбидиты (псефопсаммитовые разности), контуриты, фосфориты и пеплы. Эти корки имеют буровато-коричневые тона, в большинстве случаев тонкослоистую текстуру, а также высокую и умеренную твердость и, кроме того, глобулярную поверхность.

Следующий тип корок, встречающийся очень редко, описан на геотраверзе Г-2, в подошве слоя пелагических алевроаргиллитов. Кроме того, внешние признаки этой корки близки погруженным в осадок рудным оболочкам глыбовых конкреций. Эти корки характеризуются черным цветом, низкой твердостью, крупноглобулярной поверхностью и средней толщиной 1 см.

Итак, наличие наиболее мощных корок на верхних и средних частях склонов подводных гор (гайотов) хорошо согласуется с наблюдениями Ю.А. Богданова и др. [1990], П. Хальбаха и др. [Halbach et al., 1984], Д. Хайна и др. [Hein et al., 1987, 1988] и данными других исследований, выполненных в центральной части Тихого океана. Однако на подводных горах периферии океана подняты только монолитные корки, в то время как в центре его описано множество образцов корок с прослоями фосфоритов – от одного [Halbach, Puteanus, 1984] до четырех [Hein et al., 1988].

Минералого-химический состав железомарганцевых корок

Исследование минерального состава и распределения металлов в выделенных разновидностях корок выполнено по следующей методике.

В представительных образцах определялся (на борту судна) минеральный состав на рентгеновском дифрактометре ДРОН-1.0 и количество металлов на атомно-абсорбционном спектрофотометре "Shimadzu" AA-610. Кроме того, в стационарных условиях проводилось контрольное и дополнительное исследование минерального состава на рентгеновском дифрактометре ДРОН-2.0, электронном микроскопе BS 540, аналитическом микроскопе JEM-100C, а также химический состав на атомно-абсорбционном спектрофотометре "Shimadzu" AA-610.

Железомарганцевые корки первой разновидности подняты только с подводных вулканов и гайотов на полигонах Н10-1 и ЗВ-2 и геотраверзе Г-1. Наиболее широко корки этой разновидности распространены в привершинной части подводных гор, но с глубиной их количество резко сокращается. Они растут обычно на плотных породах, чаще на магматических и очень редко на вулканогенно-осадочных и осадочных. Корки этой разновидности имеют наибольшую толщину до 120 мм. Они отличаются от всех изученных железомарганцевых образований массивной текстурой и блеском на изломе (антрацитоподобные). Поверхность их ровная, слегка волнистая, чаще всего мик로그лобулярная (гладкая). Контакт с субстратом резкий, четкий. Эти корки очень крепкие в сравнении с другими железомарганцевыми образованиями. На поперечном срезе в них микроскопически видны единичные остатки микрофауны. Рентгенофазовый анализ показал наличие аморфных фаз, а по данным электронной микроскопии – небольшое количество плохоокристаллизованного тонкодисперсного вернадита. Эти корки по сравнению с другими (в седиментационном и диагенетическом типах) изученными железомарганцевыми образованиями характеризуются высокой концентрацией Mn, а Co и Pt – максимальной (табл. 41).

Корки второй разновидности встречены всюду. Они есть на всех типах пород, а также на уплотненных глинах. Морфология их поверхности и толщина сильно варьируют. Но чаще всего встречаются шершавые (глобулярные), иногда фестончатые поверхности. Средняя мощность корок составляет 20–30 мм. Преобладающая

Таблица 41

Содержание металлов в железомарганцевых корках различных генетических типов

№ п/п	Образец	Mn	Fe	Cu	Zn	Ni	Co	Mn/Fe
Седиментационные								
<i>Первая разновидность</i>								
1	B3-50-6	15,73	16,16	0,070	0,053	0,23	0,56	0,97
2	H10-4-30-3	18,78	18,88	0,089	0,084	0,186	0,289	0,99
3	H10-4-30-3-1	17,0	18,6	0,115	0,073	0,30	0,36	0,91
4	H10-67-28-1	21,08	17,54	0,074	0,072	0,256	0,373	1,20
5	H10-67-28-2	22,16	16,64	0,053	0,064	0,248	0,583	1,33
6	H10-67-28-3	21,14	17,82	0,037	0,057	0,237	0,527	1,18
7	H10-67-28-5	21,35	17,33	0,023	0,050	0,244	0,596	1,23
8	H10-67-28-6	19,87	17,96	0,022	0,049	0,227	0,461	1,10
9	H10-67-28-1-1	22,4	20,5	0,076	0,080	0,28	0,38	1,09
10	H10-67-28-2-1	23,4	20,4	0,052	0,068	0,22	0,50	1,14
11	H10-67-28-3-1	22,5	20,8	0,036	0,065	0,24	0,48	1,08
12	H10-67-28-5-1	23,1	20,1	0,026	0,053	0,24	0,55	1,14
13	H10-67-28-6-1	21,2	20,8	0,023	0,14	0,21	0,46	1,01
<i>Вторая разновидность</i>								
14	H10-4-30-1	11,36	11,17	0,087	0,045	0,207	0,361	1,01
15	H10-4-30-1-1	10,5	12,0	0,102	0,042	0,20	0,35	0,87
16	H10-4-30-2	12,5	20,2	0,08	0,05	0,15	0,35	0,61
17	H10-18-9	13,66	23,04	0,036	0,069	0,30	—	0,59
18	H10-21-8-1	14,88	15,68	0,069	0,046	0,183	0,217	0,94
19	H10-24-1-1-2	17,20	17,57	0,053	0,047	0,189	0,383	0,97
20	H10-34-5-1	17,62	18,43	0,048	0,053	0,252	0,405	0,95
21	H10-21-8-1	14,2	15,0	0,078	0,067	0,22	0,27	0,94
22	H10-24-1-2	12,65	16,91	0,094	0,063	0,27	—	0,74
23	H10-24-1-1-2A	16,1	17,9	0,050	0,054	0,19	0,42	0,89
24	H10-26-2-1	15,4	18,4	0,059	0,065	0,18	0,39	0,83
25	H10-34-5-1	17,1	17,5	0,049	0,016	0,29	0,476	0,97
26	H10-67-28-4	18,38	18,09	0,027	0,051	0,219	0,541	1,01
27	H10-69-6-1	15,66	19,46	0,092	0,056	0,177	0,259	0,80
28	H10-69-6-2	17,37	15,11	0,126	0,076	0,548	0,291	1,14
29	H10-50-5	15,28	19,39	0,099	0,080	0,38	—	0,78
30	H10-67-28-4A	20,2	20,2	0,031	0,056	0,23	0,53	1,00
31	H10-67-29	17,94	19,34	0,036	0,071	0,36	—	0,92
32	H10-69-6-1-1	19,0	16,0	0,11	0,058	0,20	0,36	1,18
33	H10-69-6-2-1	19,0	17,2	0,14	0,088	0,52	0,36	1,10
34	B21-5-2	13,38	20,26	0,08	0,03	0,13	0,23	0,66
35	B21-6-2	19,70	18,06	0,11	0,05	0,38	0,52	1,09
36	B3-24-1K	13,70	16,10	0,094	0,053	0,280	0,264	0,85
37	B3-24-2K	14,69	16,39	0,096	0,055	0,295	0,308	0,89
38	B3-26-2-1	13,97	18,03	0,058	0,047	0,220	0,259	0,77
39	B3-50-1	13,93	17,33	0,079	0,50	0,230	0,262	0,80
<i>Диагенетические</i>								
40	H10-21-8-2	14,83	16,13	0,108	0,057	0,386	0,321	0,91
41	H10-24-1-1-4	18,97	14,02	0,198	0,072	0,450	0,357	1,35
42	H10-21-8-2-1	14,5	16,7	0,126	0,072	0,45	0,37	0,86
43	H10-21-1-1-4-1	16,7	14,0	0,194	0,088	0,53	0,37	1,19
44	H10-50-5-3	19,43	13,90	0,155	0,086	0,436	0,353	1,39
45	H10-50-5-3-1	19,4	15,8	0,15	0,10	0,50	0,37	1,22

Примечание. Образцы 1,36—39 — полигон 3В-2 (гора Виноградова) и 34, 35 — полигон Б21-4 (хребет Кюсю-Палау) в Филиппинском море; 4-13, 26—33, 44, 45 — полигон H10-1 в Тасмановом море; 14—25, 40—43 — геотраверсы Г-1 и Г-2 хребта Луксвилл. Содержание Pt (г/г): H10-4-30-3 — 0,22; H10-67-28-2 — 0,15; H10-67-28-3 — 0,15; H10-67-28-6 — 0,057; H10-4-30-1 — 0,12; H10-24-1-1-2 — 0,066; H10-34-5-1 — 0,14; H10-21-8-2 — 0,10; H10-24-1-1-4 — 0,066; H10-50-5-3 — 0,18.

окраска их буровато-коричневая. Установлены все переходы во взаимоотношениях субстрата с железомарганцевой коркой – от постепенного, плавного, часто с дендритами к резкому, четкому. В углублениях и кавернах на поверхности этих корок, а также на срезе визуальнo и микроскопически видны различной размерности фрагменты пород и округлые комочки глины, остатки микрофауны и минералы суммарное количество которых составляет первые проценты. Рентгенофазовое исследование установило небольшое количество кварца, плагиоклаза, смектита и филлипсита.

В отличие от первой разновидности корок в этих корках вернадита много. Иное и распределение в них металлов (см. табл. 41). Среднее количество Мп в железомарганцевых корках второй разновидности наименьшее среди всех изученных типов. Концентрации Fe в корках второй разновидности изменяются наиболее широко, однако средняя величина неожиданно близка к таковой для корок первой разновидности. Кроме того, отчетливо видны различия и в концентрациях микроэлементов. Так, корки второй разновидности содержат минимум Zn и Co, а также Pt, а Si и Ni – промежуточные количества по сравнению с первой и третьей разновидностями.

На геотраверзе Г-2 поднят один образец, содержащий корку третьей разновидности. Это фрагмент плиты полукристаллизованной вулканогенно-осадочной породы толщиной 12 см, покрытой с обеих сторон корками третьей разновидности (толщиной 1 см) – снизу и второй разновидности – сверху. Кроме того, в работе используются результаты изучения нижних слоев глыбовых конкреций, имеющих минимальную ширину более 20 см. Корки третьей разновидности обладают более грубой (крупноглобулярной) поверхностью, значительно темнее и более хрупкие. Контакт с субстратом плавный, часто с дендритами.

На срезе этой корки микроскопическим и рентгенофазовым изучением установлены кварц, плагиоклаз и смектит (в сумме ~ 10%). Видны редкие остатки микрофауны. Рентгенофазовый анализ рудной части показал наличие вернадита и 10°А манганита. Дополнительное электронномикроскопическое и микродифракционное изучение образцов после двухчасового прогрева при 105° С показало, что эта фаза представлена смешанослойным асболан-бузеритом, дающим на электрограммах нецелочисленную серию базальных рефлексов $d_{\text{нор}}$. Распределение металлов в этих корках также индивидуально (см. табл. 41). Оно характеризуется промежуточным содержанием Мп, Co и Pt и минимальным – Fe по сравнению с корками первой и второй разновидности, а средние концентрации Si, Zn и Ni наивысшие.

Таким образом, минералого-химическое исследование подтвердило индивидуальность выделенных разновидностей железомарганцевых корок.

В заключение необходимо провести генетическую интерпретацию результатов исследования корок. Наиболее мощные корки черного цвета с блеском на изломе (антрацитоподобные), выделенные в первую разновидность, а буровато-коричневые меньшей толщины – во вторую, имеют достаточно признаков, свидетельствующих о том, что в момент роста они являлись поверхностью дна (корки были в кровле керна при отборе грунта гидростатическими трубками; на поверхности рудных отложений отмечены трубочки полихет, карбонатный микрит и др.). Кроме того, минералогически они близки. Эти факты дают основания считать обе разновидности корок седиментационными, образованными благодаря потоку вещества из придонных вод к поверхности их роста.

Корки третьей разновидности обнаружены внутри слаболитифицированных елоистых осадочных пород. Они отличаются от вышеуказанных разновидностей корок по твердости, характеру поверхности, минералогическим и другим признакам. Кроме того, облик этих корок близок нижним рудным оболочкам глыбовых конкреций, характеризующихся ярко выраженной асимметрией строения и состава рудных оболочек. Эти данные позволяют считать корки диагенетическими.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

Выявление повышенных концентраций Co (до 1–2%) и Pt (до 1–4,5 г/т) в железомарганцевых корках подводных возвышенностей резко усилило поисковые исследования по этому виду морских полезных ископаемых. Наибольший вклад в эти исследования на их начальной стадии внесли сотрудники геологических служб США, занимавшиеся изучением железомарганцевых корок Маршалловых подводных гор [Hein et al., 1988], и Японии, изучавшие гайоты плато Огасавара [Terashima et al., 1988] и экономзоны о-ва Минатори [Aoki, 1990]. Существенным достижением этих работ явились представительные данные по содержанию Pt в корках, полученные с применением нейтронно-активационного метода. Наиболее значительная выборка (87 проб) проанализирована по экономзоне о-ва Минатори (Маркус). Она показала наиболее высокие содержания Pt в отдельных пробах (до 4,5 г/т) и наиболее высокое сравнительно с другими изученными районами среднее содержание Pt в корках (0,68 г/т).

Имея в виду указанные результаты, авторы провели анализ проб железомарганцевых корок и конкреций, собранных в рейсах судов "Академик Александр Виноградов" и "Академик Александр Несмеянов" при изучении гайотов Западной Пацифики, по возможности на полный ряд благородных металлов – Au, Ag, Pt, Pd, Rh. Анализы выполнялись в Центральной лаборатории ПО "Северовостокгеология" по разработанной под руководством Л.А. Терентьевой комбинированной методике из больших навесок (более 10 г) с предварительным пробирным обогащением и атомно-абсорбционным определением металлов с сульфидными нефтями.

Результаты анализов сведены в табл. 42. Как видно из нее, из пяти анализированных элементов наиболее высокие содержания имеет Pt, концентрация которой достигает 0,80 г/т в корках и 0,49 г/т в конкрециях. Уровни содержаний Pt, полученные нами, японскими и американскими геологами, очень близки, что безусловно свидетельствует о надежности проведенных определений. Среднее содержание Pt по девяти проанализированным нами пробам корок плато Огасавара (0,34 г/т) несколько ниже данных С. Терашимы (0,5 г/т), что, возможно, объясняется большей представительностью (26 проб) проанализированной им выборки. Содержания Pt 0,01–0,02 г/т обнаружены только в единичных пробах, а содержания Rh 0,01–0,05 г/т – в 20% проанализированных проб корок. Содержания Pt в конкрециях в общем ниже, чем в корках, но благодаря появлению отдельных высоких цифр иногда даже превосходят их. В то же время железомарганцевые корки разлома Кларион существенно отличаются от корок гайотов гораздо более низкими содержаниями платины (не более 0,2 г/т при среднем по 27 пробам 0,046 г/т), что, вероятно, связано с их иным – гидротермальным – происхождением.

Следует обратить внимание на данные по золоту: оно обнаружено в 25% проб корок и конкреций гайотов в содержаниях от 0,01 до 0,33 г/т, что представляет практический интерес и должно учитываться при изучении и перспективной оценке конкретных рудоносных объектов. Попутно с золотом, но без предварительного пробирного обогащения в пробах корок определялось серебро. Его содержания большей частью находятся в пределах 0,03–0,05 г/т, поднимаясь в отдельных случаях до десяти долей грамма на тонну, т.е. едва ли будут иметь практическое значение.

Сопоставляя данные табл. 42 с данными по гайотам поднятия Маркус-Уэйк, полученными М.Е. Мельниковым, А.В. Мечетинным и Х. Аоки, и данными Дж. Хейна по Маршалловым островам, обследованные районы Западной Пацифики по содержанию Pt в Co–Mn-корках можно расположить в следующий ряд (в скобках – среднее содержание платины, г/т): экономическая зона о-ва Минатори (0,68) и другие гайоты Маркус-Уэйк (0,69), плато Огасавара (0,51), Маршалловы острова (0,35), хребт

ихельсона (0,2), Магеллановы горы (0,12), южная часть Императорского хребта

Таблица 42

Содержание благородных металлов в железомарганцевых образованиях Западной Пацифики
и разлома Кларнион

№ пробы	Au	Ag	Pt	Pd	Rh
1	2	3	4	5	6
Южное окончание Императорского хребта					
<i>Корки</i>					
B13-1/1	< 0,01	0,10	0,11	< 0,01	< 0,01
B13-2/43	< 0,02	0,27	< 0,02	< 0,02	< 0,02
B13-5/1-1	< 0,001	< 0,01	< 0,007	< 0,02	0,02
B13-5/1a	< 0,01	0,02	0,01	< 0,01	< 0,01
B13-5/16-1	0,05	0,04	0,16	< 0,01	< 0,01
B13-5/16-2	< 0,01	0,03	0,15	0,01	< 0,01
B13-5/16-3	< 0,01	0,01	0,07	< 0,01	< 0,01
B13-5/40	< 0,07	< 0,01	0,31	< 0,007	0,007
B13-6/30	< 0,01	< 0,01	0,18	< 0,01	< 0,01
B13-7/37	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
B13-13/49a	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
B13-14/25a	< 0,01	0,03	0,07	< 0,01	< 0,01
B13-14/256	< 0,01	0,02	0,25	< 0,01	0,01
B13-14/26	< 0,01	0,01	0,11	< 0,01	0,01
B13-16/2	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
B13-19/4	< 0,01	0,05	< 0,01	< 0,01	< 0,01
B13-19/6	< 0,009	0,01	< 0,008	< 0,009	< 0,009
B13-19/14	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
B13-19/15	< 0,01	0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Среднее	< 0,01	0,03	0,077	< 0,01	< 0,01
<i>Конкреции</i>					
B13-6/26	< 0,03	0,02	0,34	< 0,03	< 0,03
B13-7/38	< 0,01	0,06	< 0,01	< 0,01	< 0,01
B13-13/56	< 0,01	< 0,01	0,14	< 0,01	< 0,01
B13-15/21	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Среднее	< 0,01	0,02	0,12	< 0,01	< 0,01
Плато Огасавара					
<i>Корки</i>					
B7-3/1	0,01	0,09	0,52	< 0,01	0,01
B7-3/8	0,01	0,26	0,45	< 0,01	0,01
B7-22/1	< 0,01	0,23	0,22	< 0,01	< 0,01
B7-22/23	< 0,01	0,25	0,61	< 0,01	0,01
B7-36/6	< 0,01	0,02	0,49	< 0,01	0,01
B7-36/12	< 0,01	0,08	0,41	< 0,01	< 0,01
B7-36/13	< 0,01	0,24	0,08	< 0,01	< 0,01
B7-36/15	< 0,01	0,21	0,22	< 0,01	0,01
B7-36/16	< 0,008	0,06	0,10	< 0,008	0,01
Среднее	< 0,01	0,16	0,34	< 0,01	0,01
Горы Михельсона, гайот Поллукс					
<i>Корки</i>					
H13-2/1	0,06	0,09	0,08	< 0,02	< 0,02
H13-2/2	0,02	0,04	0,10	< 0,02	< 0,02
H13-2/3	0,03	0,03	0,13	< 0,01	0,01
H13-2/4	0,01	0,03	0,13	< 0,01	0,01

Таблица 42 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
НІ 3-3/3	0,01	0,07	<0,07	<0,01	<0,01
НІ 3-7/1	0,02	0,04	<0,08	<0,01	<0,01
НІ 3-7/2	<0,01	0,07	0,30	<0,01	0,02
НІ 3-7/5	<0,01	0,02	0,44	<0,01	0,01
НІ3-7/5а	<0,01	0,01	0,18	<0,01	0,01
НІ 3-7/6	0,09	0,07	0,20	<0,01	0,01
НІ 3-7/7	0,07	0,33	0,30	<0,07	<0,07
НІ 3-7/8	0,03	0,20	0,10	< 0,03	< 0,03
НІ 3-7/11	<0,03	0,09	0,20	< 0,03	< 0,03
НІ 3-7/12	0,02	0,28	0,19	<0,02	0,02
НІ 3-7/13	<0,02	0,05	0,52	<0,02	0,05
НІ 3-7/15	< 0,03	0,09	0,56	<0,02	0,02
НІ 3-7/16	0,02	0,11	0,11	<0,01	0,01
НІ 3-7/18а	<0,02	0,06	0,44	0,02	0,02
НІ 3-7/186	0,05	0,20	0,23	<0,02	<0,02
НІ 3-7/19	0,03	0,05	0,19	<0,02	<0,02
НІ 3-7/20	0,02	0,04	0,23	<0,01	0,01
НІ 3-7/20-1	0,01	0,06	0,29	<0,01	0,01
НІ 3-7/20-2	0,02	0,10	0,04	<0,01	<0,01
НІ 3-7/20-3	0,05	0,20	0,09	<0,01	<0,01
НІ 3-7/21	<0,01	0,02	0,23	<0,01	<0,01
НІ 3-7/22	<0,01	0,25	0,76	<0,01	<0,01
НІ 3-8/1	<0,01	0,53	<0,06	<0,06	<0,06
НІ 3-8/2	<0,01	0,03	0,10	<0,02	<0,02
НІ 3-8/3	<0,01	0,13	< 0,03	< 0,03	< 0,03
НІ 3-8/4	<0,01	0,38	<0,01	<0,10	<0,10
Среднее	0,022	0,068	0,2	<0,02	0,013
<i>Конкреции</i>					
НІ 3-3/2	0,01	0,03	0,11	<0,01	<0,01
НІ 3-7/1 а	0,01	0,04	0,10	<0,01	<0,01
НІ3-7/2а	0,01	0,01	0,20	<0,01	0,02
НІ 3-7/3	0,33	<0,02	0,08	<0,20	0,05
НІ 3-7/10	0,04	0,06	0,39	<0,02	0,02
Среднее	0,08	0,03	0,17	<0,01	0,02
Магеллановы горы					
<i>Корки</i>					
НІ 3-77/2	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	<0,01
НІ 3-77/3	<0,01	0,05	<0,01	<0,01	<0,01
НІ 3-77/51	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
НІ 3-77/52	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01
НІ 3-77/53	<0,01	0,02	<0,02	<0,02	<0,02
НІ 3-77/54	0,04	0,06	<0,02	<0,02	<0,02
НІ 3-77/55	0,03	0,01	<0,02	<0,01	<0,01
НІ 3-77/56	0,03	0,06	0,02	<0,01	<0,01
НІ 3-77/57	<0,01	0,09	0,01	<0,01	<0,01
НІ 3-77/58	<0,02	0,04	0,04	<0,02	<0,02
НІ 3-77/59	<0,02	0,10	0,04	<0,02	<0,02
НІ 3-77/60	0,06	0,69	0,01	<0,01	<0,01
НІ 3-84/126	<0,01	0,07	0,29	<0,01	<0,01
НІ3-84/12в	<0,01	0,17	0,80	<0,01	0,02
НІ 3-84/13	<0,01	0,02	0,19	<0,01	0,01
НІ 3-84/14	0,04	0,01	0,01	<0,01	<0,01

Таблица 42 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
H13-86/1	<0,06	0,37	<0,02	<0,06	<0,06
H1 3-86/2	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	<0,02
H1 3-86/5	0,19	0,01	<0,05	< 0,05	<0,05
H1 3-87/1	<0,06	0,05	<0,06	< 0,05	<0,05
H1 3-88/1 а	<0,02	0,18	0,04	<0,02	<0,02
H13-88/16	<0,03	0,03	0,03	< 0,03	< 0,03
H1 3-90/1	<0,03	0,01	< 0,03	< 0,03	0,03
H1 3-98/4-1	0,01	0,03	0,01	<0,01	<0,01
H1 3-98/4-2	0,01	0,03	0,20	<0,01	<0,01
H1 3-99/1	0,01	0,14	0,41	<0,01	<0,01
H13-99/2а	0,01	0,02	0,60	<0,01	0,01
H1 3-99/26	0,01	0,08	0,42	<0,01	0,02
Среднее	0,022	0,088	0,117	<0,02	<0,02
<i>Конкреции</i>					
H1 3-77/47	<0,01	0,04	0,49	<0,01	<0,01
H1 3-77/48	<0,01	0,20	0,01	<0,01	<0,01
H1 3-77/49	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
H13-84/11	<0,01	0,03	0,01	<0,01	<0,01
H13-85/3а	< 0,03	0,01	0,52	< 0,03	< 0,03
H1 3-85/36	<0,01	<0,01	0,23	<0,01	<0,01
H1 3-87/2	<0,02	0,01	0,09	<0,02	<0,02
H1 3-97/14	0,01	0,05	0,01	<0,01	<0,01
H1 3-97/19	0,08	0,01	<0,08	<0,08	<0,08
H1 3-97/20	0,01	0,37	<0,01	<0,01	<0,01
H1 3-97/21	<0,01	0,02	0,01	<0,01	<0,01
H1 3-97/25	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
H13-101/1 а	0,02	0,16	<0,02	<0,02	<0,02
H13-101/16	0,01	0,02	0,01	<0,01	<0,01
H13-101/2	<0,05	0,10	<0,05	<0,05	<0,05
Среднее	0,015	0,07	0,99	<0,01	<0,01
<i>Разлом Кларин</i>					
<i>Корки</i>					
B13-76/10	<0,01	0,26	<0,01	<0,01	<0,01
B13-76/12	< 0,03	0,18	< 0,03	< 0,03	< 0,03
B13-77/1 а	<0,007	<0,01	<0,007	<0,007	<0,007
B13-77/2	0,04		0,02	<0,01	<0,01
B13-77/8	0,01	0,15	0,06	<0,01	<0,01
B13-79/7	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01
B13-79/10	0,01	0,05	0,15	<0,01	<0,01
B13-84/16	0,01		0,02	<0,01	<0,01
B13-84/1 в	0,03		0,01	<0,01	<0,01
B13-84/3а	0,01		0,02	<0,01	<0,01
B13-84/В	0,04		0,01	<0,01	<0,01
B13-85/1	0,01	0,02	0,20	0,01	0,01
B13-85/2	0,05	0,01	0,02	<0,01	0,01
B13-85/3	0,01	0,01	0,02	0,01	<0,01
B13-85/5	0,01	—	0,02	<0,01	<0,01
13-85/8а	0,02	—	0,10	<0,01	<0,01
13-87/8	0,04	—	0,10	<0,01	0,01
B13-91/7	0,01	—	0,01	<0,01	0,01
B13-92/68а	0,02	—	0,02	<0,01	0,01
B13-93/6	0,01	—	0,11	<0,007	0,01

Таблица 45 (окончание)

1	2	3	4	5	6
B13-94/8	0,01	-	0,10	<0,01	<0,01
B13-95/10	0,04	-	0,11	<0,01	0,01
B13-95/1 Ов	0,007	-	0,07	<0,007	<0,007
B13-95/1 Ог	0,02	-	0,05	<0,007	<0,007
B13-95/1 Од	0,01	-	0,01	<0,01	<0,01
B13-95/10е	0,04	-	0,01	<0,01	<0,01
B13-95/10ж	0,01	-	0,08	<0,01	<0,01
Среднее	0,019	0,077	0,046	<0,01	<0,01

Примечание. При подсчете средних содержаний для проб, в которых концентрация элемента не была точно установлена, принималась половина предела чувствительности определения элемента в данной пробе.

Таблица 43

Парные корреляции рудных элементов железомарганцевых корок Западной Пацифики

а. Экономзона о-ва Минатори (n = 87) (по: [Aoki, 1990])

	Pt	Mn	Fe	Cu	Co	Ni	Zn	Pb
Mn	0,12							
Fe	-0,31	0,12						
Cu	0,17	0,20	-0,40					
Co	-0,11	0,66	0,28	-0,03				
Ni	0,38	0,24	-0,83	0,48	-0,19			
Zn	0,35	0,16	-0,65	0,39	-0,28	0,84		
Pb	-0,12	0,48	0,46	-0,21	0,73	-0,34	-0,32	
Mo	-0,05	0,52	-0,30	0,19	0,42	0,43	0,34	0,45

б. Горы Маркус-Уэйк (n = 10)

	Pt	Mn	Fe	Cu	Co	Ni	Zn	Pb
Mn	0,81							
Fe	0,60	0,48						
Cu	-0,04	0,18	-0,08					
Co	0,82	0,95	0,48	-0,07				
Ni	0,61	0,91	0,09	0,33	0,84			
Zn	0,25	0,68	0,07	0,54	0,56	0,82		
Pb	0,77	0,88	0,67	-0,12	0,92	0,69	0,54	
Mo	0,69	0,91	0,39	-0,15	0,95	0,84	0,63	0,91

в. Плато Огасавара (n = 26) (по: [Terashima et al., 1988])

	Pt	Au	Mn	Fe	Cu	Co	Ni	Zn
Au	-0,17							
Mn	0,55	-0,45						
Fe	-0,57	0,35	-0,30					
Cu	0,87	-0,16	0,46	-0,59				
Co	0,39	-0,05	0,49	0,03	0,14			
Ni	0,64	-0,46	0,72	-0,74	0,70	0,12		
Zn	0,53	-0,30	0,27	-0,76	0,63	-0,16	0,76	
Pb	0,45	0,13	0,53	0,16	0,20	0,71	0,07	-0,23

Таблица 45 (окончание)

з. Хребет Михельсона (л = 21)

	Pt	Mn	Fe	Si	Co	Ni	Zn	Pb	Ni
Mn	0,66								
Fe	-0,46	-0,23							
Si	0,05	0,12	0,05						
Co	0,63	0,90	-0,16	-0,02					
Ni	0,82	0,81	-0,66	0,24	0,71				
Zn	0,70	0,72	-0,48	0,26	0,63	0,86			
Pb	0,44	0,87	-0,21	0,11	0,82	0,68	0,55		
V	0,50	0,81	0,08	0,30	0,71	0,60	0,55	0,83	
Mo	0,80	0,79	- 0,59	0,21	0,62	0,91	0,68	0,71	0,67

(). Магеллановы горы (л = 17)

	Pt	Mn	Fe	Si	Co	Ni	Zn	Pb	V
Mn	0,76								
Fe	-0,26	0,12							
Si	-0,10	0,16	-0,26						
Co	0,38	0,53	0,58	-0,42					
Ni	0,86	0,77	-0,44	0,13	0,28				
Zn	0,59	0,46	-0,61	0,46	-0,27	0,74			
Pb	0,78	0,65	0,06	-0,35	0,64	0,72	0,39		
V	0,40	0,55	0,37	-0,17	0,38	0,30	0,15	0,59	
Mo	0,78	0,70	-0,28	-0,18	0,26	0,78	0,54	0,70	0,62

е. Южное окончание Императорского хребта (л = 11)

	Pt	Mn	Fe	Si	Co	Ni	Zn	Pb	V
Mn	-0,59								
Fe	0,46	-0,84							
Si	0,13	0,51	-0,41						
Co	0,28	- 0,50	0,12	-0,25					
Ni	-0,33	0,66	- 0,38	0,68	- 0,53				
Zn	-0,06	0,39	-0,02	0,64	-0,70	0,87			
Pb	0,38	- 0,73	0,60	-0,75	0,58	-0,77	-0,64		
V	-0,41	0,46	- 0,45	- 0,38	-0,20	-0,13	-0,32	0,14	
Mo	- 0,53	0,76	-0,82	0,03	-0,18	0,11	-0,21	-0,28	0,83

(0,08). В наиболее богатых платиной корках района Минатори (табл. 43, а) она проявляет сильные положительные корреляции с Ni и Zn, более слабые – с Si и Mn, отрицательные корреляции – с Fe (сильная), Pb, Co, Mo (слабые). В то же время в выборке гайотов Маркус-Уэйк (см. табл. 43, б) платина положительно связана со всеми элементами, кроме слабой отрицательной связи с Si. В богатых платиной (до 2,4 г/т, по С. Терашиме) корках плато Огасавара (см. табл. 43, в) Pt (подобно коркам Маркус-Уэйк) образует сильные положительные корреляции с большинством элементов, за исключением Fe (сильная отрицательная связь) и Al (слабая отрицательная связь). Аналогичны этому корреляционные матрицы Pt для корок хребта Михельсона (см. табл. 43, г) и Магеллановых гор (см. табл. 43, д). Лишь в последнем случае к отрицательной связи Pt с Fe добавляется слабая связь с Si того же знака.

Совсем другой, почти противоположный, вид имеет матрица корок южных гайотов Императорского хребта: здесь Pt образует сильные отрицательные связи с многими элементами – Mn, Ni, Pb, Mo; сохраняются сильные положительные связи только с Fe, Co и Pb. Таким образом, широкие положительные корреляции Pt обязательно с включением Mn, Ni, Zn и Co (кроме корок Минатори), как и сильная прямая связь Co с Mn, является четким признаком повышенной платиноносности корок и, вероятно, их доброкачественности как сырья. Положительный характер связей Pt с большинством типоморфных элементов корок указывает, скорее всего, на ее рассеянную форму, т.е. отсутствие самостоятельных минеральных выделений. Множественность отрицательных связей, но при низких содержаниях, как в случае корок Императорского хребта, конечно, не может рассматриваться как признак наличия собственных минеральных форм. Все это в совокупности указывает на малую перспективность южной части Императорского хребта, как, вероятно, и всей этой структуры, в отношении платиноносного кобальт-марганцевого оруденения.

ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ И ПРИРОДА ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

По способу отложения железомарганцевые образования обычно подразделяются на седиментационные, диагенетические и седиментационно-диагенетические [Скорнякова, 1979]. По преобладающему источнику рудного вещества выделяются гидрогенные (т.е. отложившиеся из водной толщи, где рудный материал обезличен в результате смешения поступлений из разных источников и рециклинга) и гидротермальные. Другие источники (например, космогенный или континентальный коровый), по-видимому, не формировали в кайнозойских отложениях Тихого океана специфических моногенных залежей.

Гидротермальные железомарганцевые образования тесно связаны с активными вулканическими структурами и выходами гидротерм и имеют минералогическую или геохимическую специфику, позволяющую отличать их от гидрогенных. Эксгальтативно-гидротермальные железомарганцевые осадки характеризуются повышенными концентрациями Hg, As, Ba, V, Cr и некоторых других элементов и пониженными – Sr, R3Э, Nb и V [Страхов, 1976а; Мигдисов и др., 1979]. Содержания Li также значительно повышены (по сравнению с пелагическими глинами) в поровых водах металлоносных осадков [Шишкина и др., 1979].

В качестве одного из критериев гидротермально-эксгальтативного компонента в осадках Н.М. Страхов [1976а, б] ввел железомарганцево-титановый модуль. Значения модуля выше 25 указывают на наличие в терригенных, планктоногенных, вулканотерригенных или других осадках гидротермального Fe и Mn. В железомарганцевых корках и конкрециях величина модуля может быть больше, чем в терригенных осадках, за счет диагенетического подтока этих элементов из большого объема осадков в части из них. Кроме того, в гидрогенной составляющей, по-видимому, значительна доля эксгальтативно-гидротермальных железа и, особенно, марганца, поступавших преимущественно из рифтовых зон.

В составе железомарганцевых корок и конкреций Тихого океана существует определенная асимметрия. Наиболее марганцевистые корки и конкреции тяготеют к восточной окраине Тихого океана, близ Восточно-Тихоокеанского поднятия. Здесь обычно пятикратное или большее превышение Mn над Fe. Западнее содержания этих элементов выравниваются, хотя высокомарганцевистые конкреции и корки встречаются эпизодически и в центральных областях океана [Железомарганцевые..., 1976; Hein et al., 1987]. Эта асимметрия объяснима, если согласиться с тем, что основным поставщиком Mn в Тихий океан служили рифтовые системы срединно-океанических хребтов [Курносов, 1986], где в основном генерируется материал океанической коры

[Лисицын, 1978]. Эту асимметрию и уменьшение вклада гидротермального вещества по удалению от Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) можно проследить, сравнивая составы железомарганцевых образований в рифтовой зоне ВТП и на различном удалении от нее вдоль трансформного разлома Кларион.

Из рифтовой зоны ВТП мы располагаем только железомарганцевыми конкрециями, отобранными на пересечении рифтовой долины ВТП и трансформного разлома Сикейрос. Эти конкреции, поднятые на двух станциях (В 13-68 и В13-70) с глубины 4,1 и 3,7 км в 300 км южнее известного поля выхода современных гидротерм [Lalou, 1983], на основании морфологии, текстур, минерального и химического состава могут быть отнесены к седиментационно-диагенетическим по способу отложения и к существенно гидротермальным по источнику вещества.

Эти конкреции (размером от 2 до 10 см) шаровидные, отличаются от конкреций других изученных районов угольно-черным цветом, сравнительно рыхлым сложением, отсутствием ядер, сложенных инородными обломками твердых пород (базальтов, гиалокластитов, фосфоритов, слаболитифицированных глин, зубов рыб, обломков железомарганцевых корок и т.д.). Нижние части конкреций, находившиеся в красной глине, и однородные центральные части их рыхлые и содержат рассеянную вкрапленность красной пелагической глины. Верхние части конкреций с относительно гладкой или с ботриоидальной поверхностью несколько плотнее и зонально построены. Черые плотные марганцевые слои (толщиной 1-3 мм) чередуются с более рыхлыми, либо слои железомарганцевого состава разделяются пленками светло-коричневой глины. Судя по текстурному рисунку формирование конкреций началось с образования сгустка марганцевых гидроокислов в небольшом объеме приповерхностного ила, вокруг которого в наддонной части начали отлагаться слои железомарганцевых окислов. В нижней части слоистость бывает выражена хуже, а в некоторых случаях не различается.

В минеральном составе конкреций Сикейрос преобладает плохо упорядоченный тодорокит, присутствуют также частицы бузерита-2 (определение Н.Н. Барина).

Химический состав их по многим параметрам отличается от железомарганцевых образований центральных приэкваториальных частей Тихого океана аномально высокими содержаниями Мп, низкими - Fe (см. табл. 36). Железомарганцево-титановый модуль их аномально высок (от 102 до 588), что наряду с высокими содержаниями Zn, Li, Ba указывает на существенно гидротермальный источник вещества конкреций. Содержания существенно водородных элементов - Pb, Co, Sr, Nb, Y, Ce, La, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Th, U - в конкрециях значительно ниже, чем в конкрециях зоны Кларион-Клиппертон, Императорского хребта и подводных гор Западной Пацифики, что косвенно указывает на относительно высокие скорости роста конкреций Сикейрос [Волохин, 1990].

Если оценивать привнос основных рудных компонентов (Fe и Мп) по железомарганцево-титановому модулю, то скорости отложения Fe и Мп в районе Сикейрос были в 6 раз выше, чем в зоне Кларион. Примерно такие же значения получаются, если сравнить конкреции Сикейрос и Кларион по содержаниям Pb и Nb (существенно водородных компонентов). Высокая марганцевистость конкреций Сикейрос согласуется с теоретическими воззрениями о разделении Fe и Мп в гидротермальном процессе [Lalou, 1983]. Конкреции Сикейрос отличаются высоким содержанием двухвалентного марганца. Отношение эквивалентных количеств O/Mn составляет от 1,784 до 1,860 в конкрециях разлома Сикейрос, тогда как в конкрециях зоны Кларион это отношение варьирует от 1,946 до 1,988.

Последнее объяснимо в связи с известным фактом стимулирующего влияния гидротерм на формирование специфических пищевых цепей, где начальным звеном часто оказываются бактерии-хемосинтетики. Деградация органического вещества в осадках создает субокислительные условия среды диагенеза, а при относительно

Еысокотемпературной деградации органического вещества вблизи выходов гидротерм образуются даже высокопарафинистые нефти [Brault et al., 1989].

На удалении от Восточно-Тихоокеанской рифтовой системы влияние гидротерм на состав конкреций и корок ослабевает, что прослеживается при сравнении образцов с четырех профилей через зону разлома Кларион (рис. 69). Из-за малочисленности выборки корок образцы со станций 1-го и 2-го профилей объединены в одну выборку (табл. 44). Единичная проба конкреции на профиле К-1 представляет собой сборную пробу из нескольких (около десятка) конкреций, поэтому достаточно представительна. Несмотря на то что корки в целом более железистые, чем конкреции, а конкреции более марганцовистые, тенденция изменения химического состава с востока (от ВТП) на запад одинакова и в конкрециях и в корках. Она заключается в уменьшении содержаний Mn, Al, Na, K, Ni, Si, Zn, Ba, Rb, Li в целом с востока на запад от профилей К-1 и К-2 к профилям К-3 и К-4. Средние содержания Fe, Ti, Pb, Sr, Zr, Nb, напротив, увеличиваются. Одновременно в конкрециях и корках с востока на запад уменьшается отношение Mn/Fe и модуль $(Fe + Mn)/Ti$. Пять корок из зоны Кларион имеют повышенные значения модуля $(Fe + Mn)/Ti$, от 60 до 82. В четырех из них устанавливаются повышенные содержания Li (более 35 г/т), Zn, Si и пониженные содержания Nb, V, Pb, Sr, что также может быть объяснено некоторым участием гидротермального вещества в их составе. Однако максимальные значения модуля $(Fe + Mn)/Ti$ (113,2) и аномально высокие содержания Mn, Ni, Si, Zn, Li (до 108 г/т), Ba наблюдаются в железомарганцевых конкрециях ст. В13-75, наиболее приближенной к ВТП.

Таким образом, вариации состава железомарганцевых образований указывают на уменьшение влияния привносящих марганец гидротерм на их рост и химический состав по удалении от рифтовых систем Восточно-Тихоокеанского поднятия. В то же время привносящие железо гидротермы самого разлома Кларион, по-видимому, играли большее значение в западных районах зоны Кларион, особенно при отложении корок на базальтах.

Корки и конкреции из зоны Кларион беднее Si, Ni по сравнению с расположенной южнее, между зонами разломов Кларион и Клиппертон, основной продуктивной областью. Можно предположить, что корки и конкреции в самом разломе росли при дополнительном участии "железистых" гидротерм, а конкреции продуктивной области более "водородные" и поэтому содержат в 3 раза больше Si и Ni. Основным же фактором высоких содержаний Si и Ni в конкрециях поля между разломами Кларион и Клиппертон считается их приуроченность к радиоляриевой биопродуктивной зоне и участие биоса в накоплении, переносе и диагенетическом накоплении Si и Ni.

В центральной и западной частях Тихого океана составы железомарганцевых образований выравниваются, и сравнительно небольшие различия отражают некоторые глубинные и широтные вариации.

Подавляющее большинство проанализированных железомарганцевых корок Западной Пацифики и Императорского хребта принадлежит к седиментационным водородным образованиям. На диаграмме Даймонда с соавторами [Dymond et al., 1984] большинство рассмотренных здесь железомарганцевых конкреций и корок подводных гор Западной Пацифики и Императорского хребта попадают в разряд водородных образований (рис. 70).

На диаграмме Бонатти [Bonatti, 1981], классифицирующей железомарганцевые образования на водородные и гидротермальные по суммарному содержанию Ni, Co и Si, они также попадают в разряд водородных (рис. 71, 72). Условный характер разграничения на этих диаграммах водородных и гидротермальных корок и конкреций выявляется, когда используются дополнительные критерии: содержания типичных гидротермальных (Zn, Ba, Li, Hg, As) и водородных (Pb, Nb, Ce, Y, Nd, Co) элементов и железомарганцево-титановый модуль. В частности, отдельные пробы из зоны Кларион и Императорского хребта с аномально высоким железомарганцево-титановым

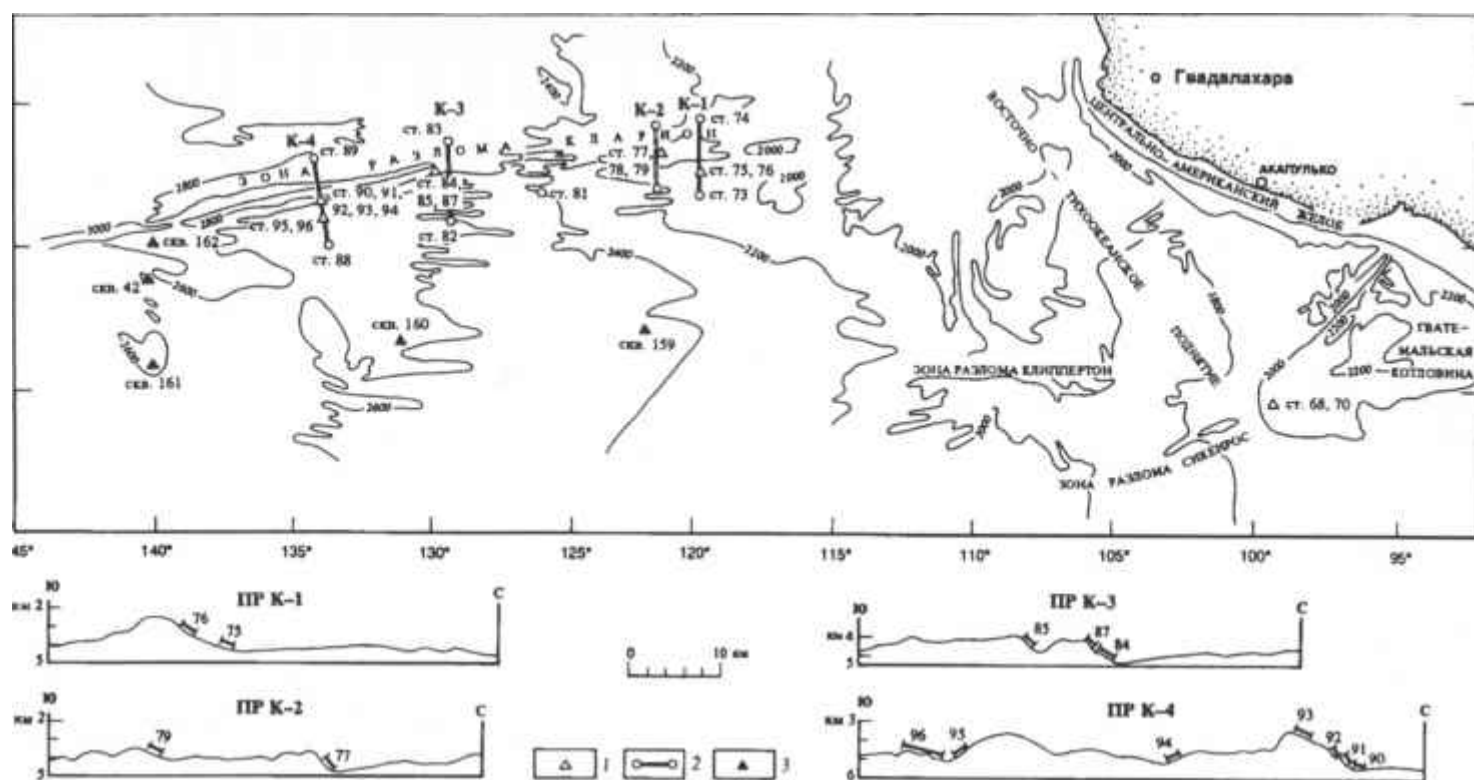


Рис. 69. Станции драгирования разлома Клариион и пересечения осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия с разломом Сикейрос (13-й рейс нис "Академик Александр Виноградов", 1988 г.)

1 — местоположение и номера драг; 2 — линии профилей через разлом Клариион; 3 — скважины бурения судна "Гломар Челенджер"

Таблица 45 (окончание)
Субширотные изменения состава железомарганцевых образований
в зоне трансформного разлома Кларион

Элемент	Конкреции			Корки		
	К-1 (1)	К-3 (5)	К-4 (5)	К-1 и К-2 (7)	К-3 (10)	К-4 (10)
Mn	30,95	19,62	20,18	19,94	16,00	17,85
Fe	6,40	14,45	12,84	10,92	17,83	19,07
Ti	0,33	0,84	0,86	0,59	0,90	1,03
Al	2,56	1,73	1,82	2,07	1,74	1,56
Mg	2,37	0,96	1,27	1,44	1,13	1,08
Ca	1,36	1,79	1,62	1,37	1,53	1,57
Na	1,77	1,84	1,67	1,68	1,63	1,47
K	1,10	0,69	0,71	0,93	0,82	0,68
Ni	11120	2826	3704	3327	3178	2200
Cu	8340	2698	2900	3881	2320	2600
Zn	1360	652	631	736	553	597
Pb	379	700	739	594	656	579
Co	2230	3116	4064	2360	3249	2033
Sr	789	1235	1181	1122	1233	1367
Rb	81	61	61	71	51	45
Li	108	11	10	35	14	11
V	505	580	443	539	706	957
Mo	490	374	332	389	356	404
Ba	1000	682	668	1043	672	830
Zr	390	774	768	657	837	828
Nb	20	62	58	37	53	45
Y	200	256	270	284	288	285
La	530	632	600	746	588	667
Ce	690	1340	1236	1123	1243	1071
Nd	230	400	398	437	408	400
Mn/Fe	113	41	38	52	38	36
(Mn + Fe)/Ti	4,8	1,4	1,6	1,8	0,9	0,9

Примечание К-1-К-4 - профили. Данные по результатам 13-го рейса нис "Академик Александр Виноградов". В колонке К-1 представлен состав сборной пробы более чем из десяти конкреций; в остальных - среднее по выборкам, указанным в скобках в шапке таблицы. Mn-K - в мас.%, Ni-Nd - в г/т.

отношением и содержаниями редких и редкоземельных элементов, указывающими на участие гидротермального привноса на диаграмме Бонатти, попадают в разряд гидротермальных.

Прямая зависимость Ce от Fe известна для конкреций зоны Кларион-Клиппертон [Calvert, Piper, 1984]. В наших пробах конкреций и корок эта зависимость выдерживается только до содержаний Fe 15-17%, а при больших значениях содержание Ce снижается с увеличением содержания Fe. Наиболее железистые корки зоны Кларион, залегающие непосредственно на базальтах, также и наименее церийсодержащие (рис. 73). При гидротермальном процессе быстрое отложение высокожелезистых корок препятствует полно проявленной сорбции водородных элементов. Поэтому высокожелезистые корки из зоны разлома Кларион, залегающие непосредственно на

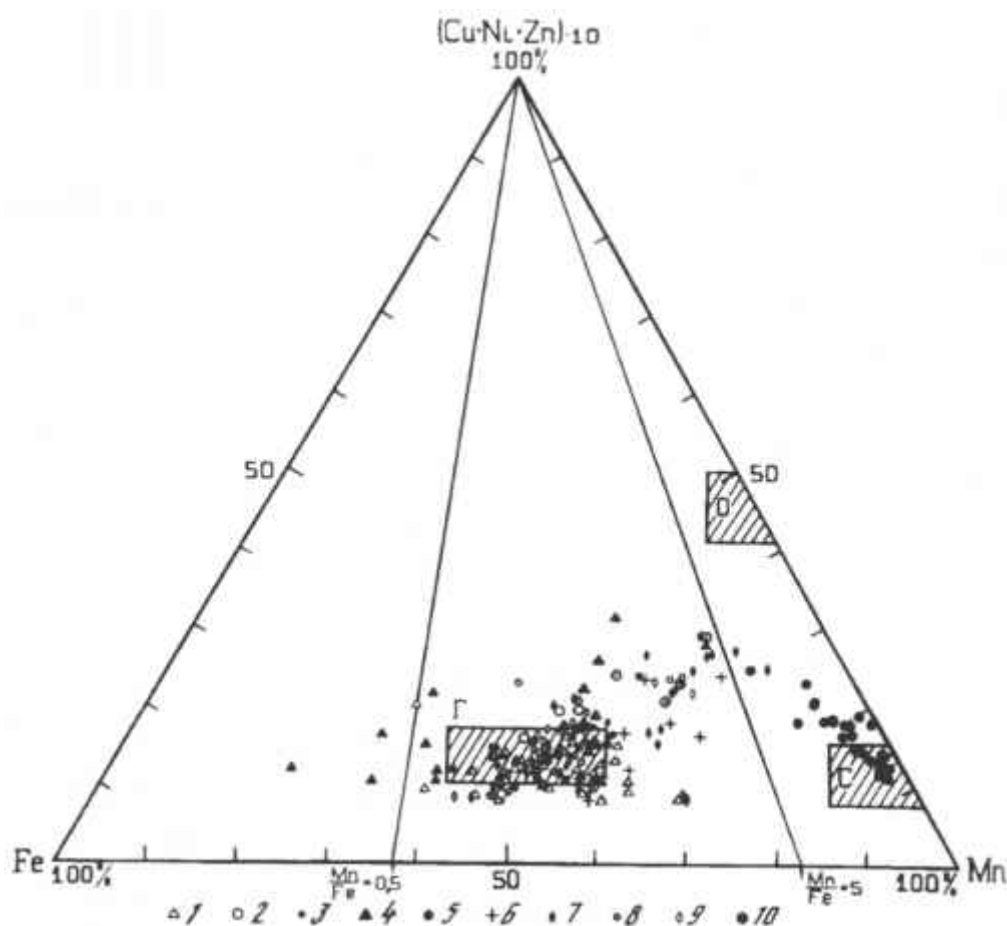


Рис. 70. Состав железомарганцевых корок и конкреций Тихого океана на диаграмме Даймонда с соавторами [Dymond et al., 1984]

1,2 — Императорский хребет; 3,4 — разлом Клариян; 5 — разлом Сикейрос; 6 — плато Огасавара; 7, 8 — Магеллановы горы; 9, 10 — горы Михельсона. Корки — 1,4,6,7, 9, конкреции — 2,3,5, 8, 10

базальтах и отличающиеся аномальной геохимией, вероятно, также гидротермальные по природе.

На графике зависимости Mn/Fe от $(Fe + Mn)/Ti$ большинство изученных конкреций и корок Западной Пацифики и Императорского хребта группируются в поле со значениями $(Fe + Mn)/Ti$ от 30 до 60 и отношением Mn/Fe от 0,5 до 5. Конкреции из зоны пересечения трансформного разлома Сикейрос с Восточно-Тихоокеанским рифом имеют значительно больший модуль (от 100 до 60) и отношение Mn/Fe от 5 до 80, преимущественно от 10 до 80 (рис. 74). Статистически выявляется прямая логарифмическая зависимость между отношениями Mn/Fe и $(Fe + Mn)/Ti$ в железомарганцевых конкрециях и корках. Увеличение содержания гидротермального компонента (т.е. увеличение $(Fe + Mn)/Ti$) сопровождается возрастанием марганцовистости конкреций и корок. Значения $(Fe + Mn)/Ti$ выше 100 свойственны существенно гидротермальным, а менее 60 — существенно гидрогенным конкрециям и коркам.

В подавляющем большинстве корок Западной Пацифики и Императорского хребта Fe и Mn имеют седиментационную гидрогенную природу. Доля первичноэксгальтативно-гидротермального компонента в гидрогенном "обезличенном" может быть оце-

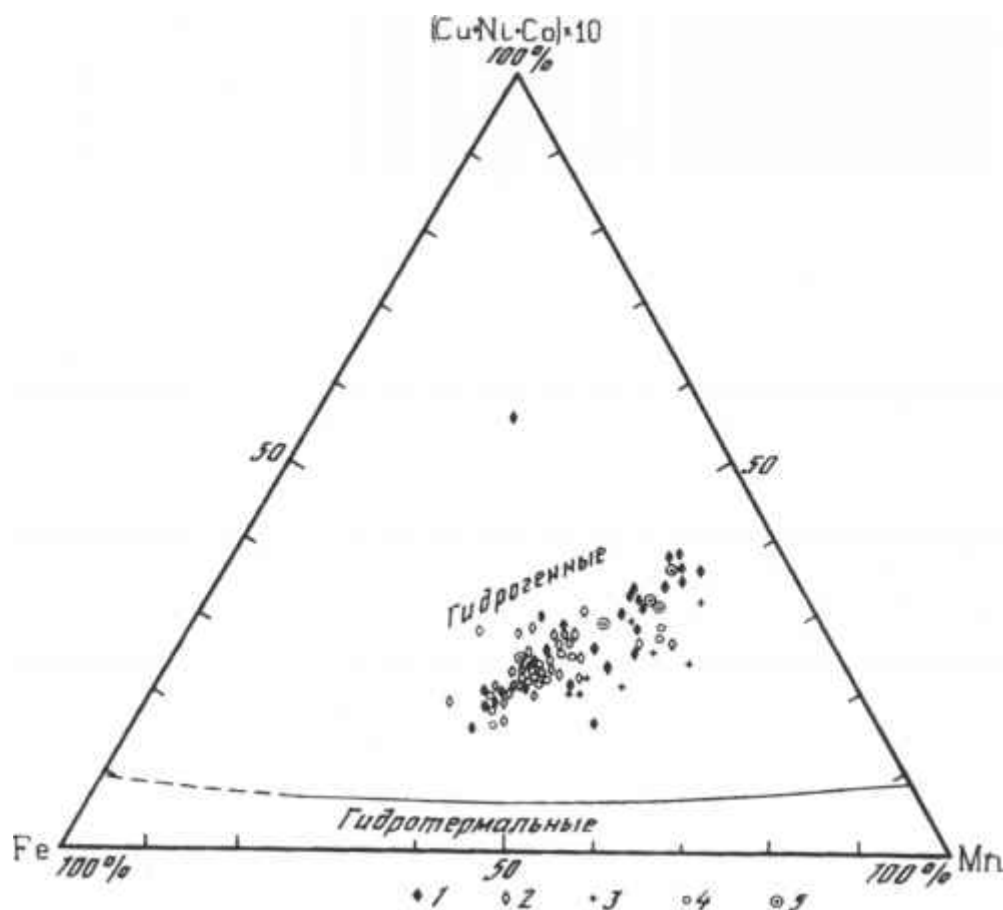


Рис. 71. Состав железомарганцевых корок и конкреций хребта Михельсона, Магеллановых гор и плато Огасавара на диаграмме Е. Бонатти [Bonatti, 1981]

1—3 — железомарганцевые корки: 1 — хр. Михельсона, 2 — Магеллановы горы, 3 — плато Огасавара; 4,5 — железомарганцевые конкреции; 4 — Магеллановы горы, 5 — хр. Михельсона

на сравнением значений модуля $(Fe + Mn)/Ti$ в конкрециях и корках и в осадках, где в отсутствии гидротермального Fe и Mn значения модуля обычно не превышают 25. Доля первичногидротермального вещества (в основном Mn) составляет приблизительно от 30% в корках Магеллановых гор до 56% в корках зоны Кларион. Учитывая, что в усредненный состав включены и заведомо гидротермальные корки, можно говорить о 30-50% первичногидротермальной составляющей основного рудного компонента (преимущественно Mn) в гидрогенных корках.

Взаимоотношения последних с фосфоритами недостаточно ясны. Имеются указания на формирование железомарганцевых корок в позднеэоцен-олигоценый и среднемиоцен-плейстоценовый этапы [Halbach, Puteanus, 1984], находящиеся в противофазе с основными эпохами фосфатизации. Однако частичное совпадение эпох накопления марганцевых корок и фосфоритов (в конце эоцена, в среднем и позднем миоцене) позволяет предположить скользящие возрастные границы между корками и фосфоритами. Железомарганцевые корки в основном занимают более глубоководное положение по отношению к одновозрастным фосфоритам, либо перекрывают последние, что характерно для корок более молодого миоцен-плейстоценового этапа. В ряде случаев переслаивание железомарганцевых корок и фосфоритов может быть

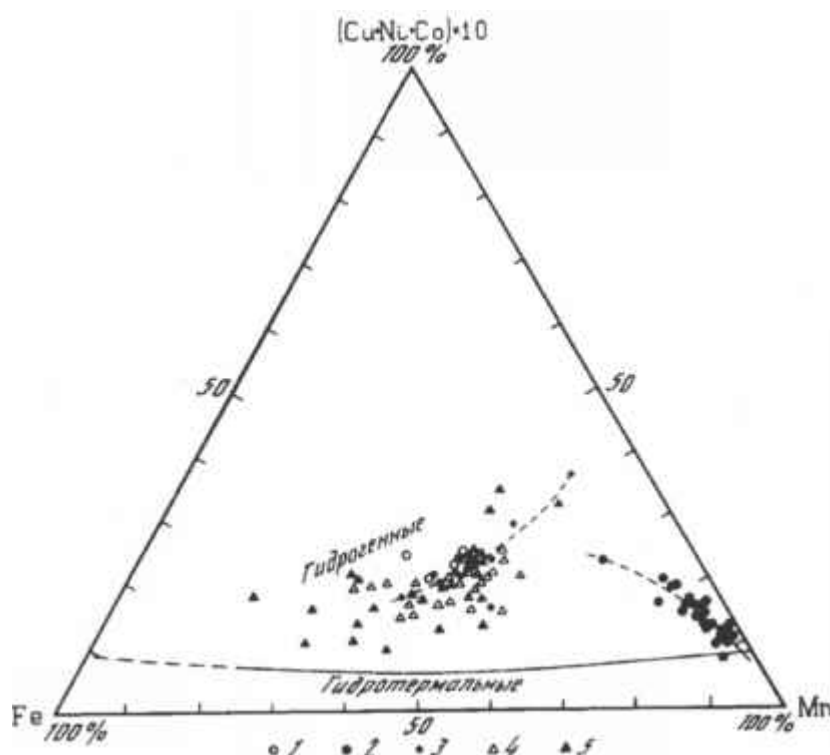


Рис. 72. Состав железомарганцевых корок и конкреций Императорского хребта, зон разломов Кларион и Сикейрос на диаграмме Е. Бонатти [Bonatti, 1981]

/—3 — железомарганцевые конкреции: / — Императорский хребет, 2 — разлом Сикейрос, 3 — зона разлома Кларион; 4,5 — железомарганцевые корки, 4 — Императорский хребет, 5 — зона разлома Кларион

объяснено механическим переотложением фосфоритового материала в более глубокие участки склонов подводных гор, в зону отложения железомарганцевых корок¹.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Сравнительно-геохимическим исследованием установлено, что железомарганцевые конкреции и корки Западной Пацифики (плато Огасавара, Магеллановы горы, горы Михельсона), Императорского хребта и зоны трансформного разлома Кларион представляют собой преимущественно седиментационные и седиментационно-диагенетические гидрогенные образования. Незначительное участие гидротермального процесса можно предположить по аномальным составам единичных конкреций и корок гор Михельсона и Императорского хребта и в большей мере - в корках зоны Кларион. Конкреции из зоны пересечения разлома Сикейрос и Восточно-Тихоокеанского поднятия - это седиментационно-диагенетические образования, быстро росшие в субокислительных условиях диагенеза из (или под воздействием привноса) преимущественно гидротермального вещества.

2. В гидрогенных железомарганцевых корках Западной Пацифики доля первично-гидротермального вещества (преимущественно Mn) составляла около 30%. Основным привнос гидротермального Mn, а также других гидротермальных элементов (в первую

¹ Позднее было уточнено, что рудные корки наращиваются в интервале скоростей донных течений от 10 до 30 см/с, что сужает диапазон условий отложения железомарганцевых корок [Железомарганцевые, 1990].

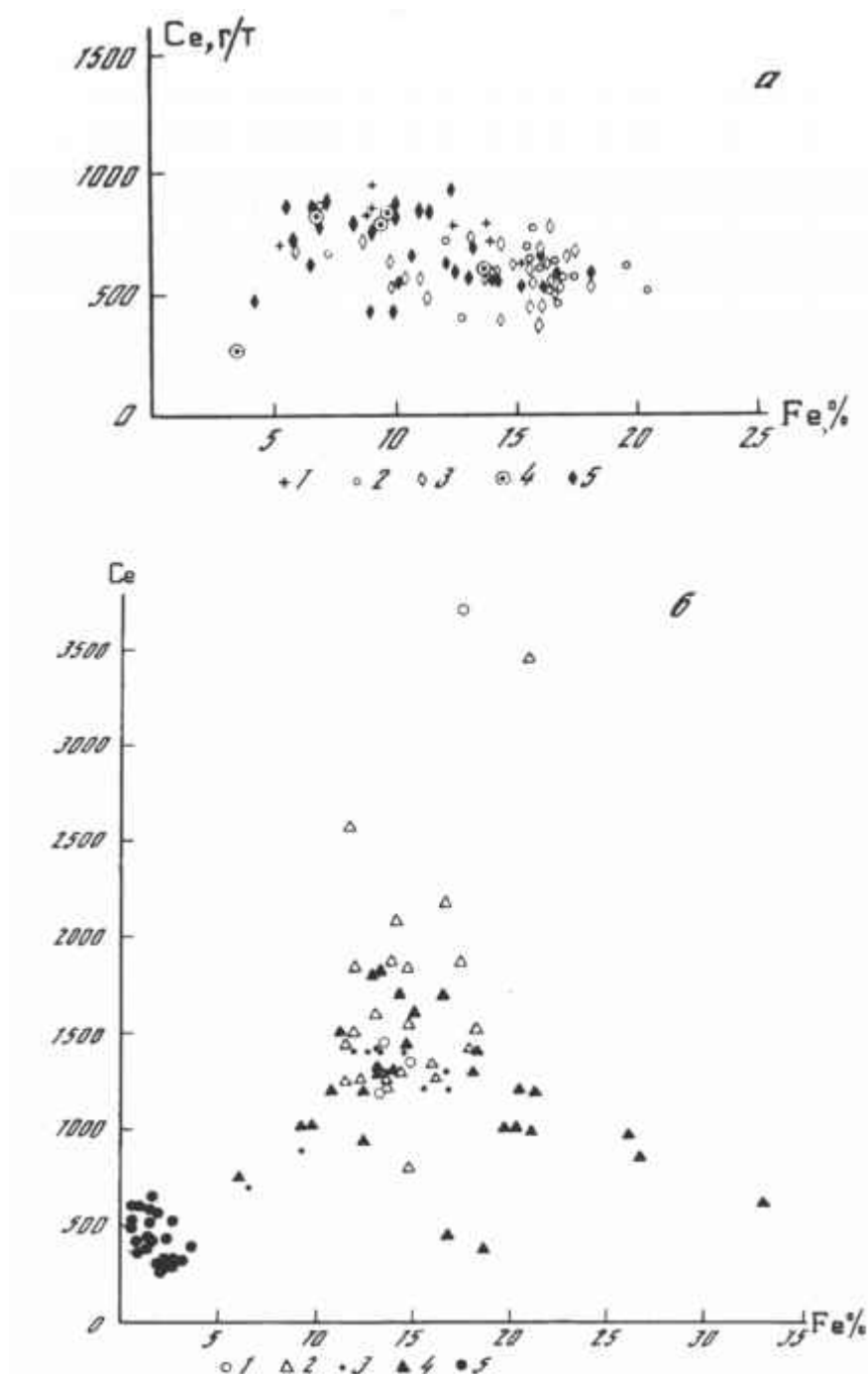


Рис. 73. Зависимость концентрации Се от Fe в железомарганцевых конкрециях и корках Тихого океана
а. 1—3, 5 — корки; 2,4 — конкреции Западной Пацифики: плато Огасавара (1), Магеллановых гор (2,3), хр. Михельсона (4,5)
б. 2,4 — корки; 1,3,5 — конкреции Императорского хребта (1, 2), разлом Клариян (3, 4) и разлома Сикейрос (5)

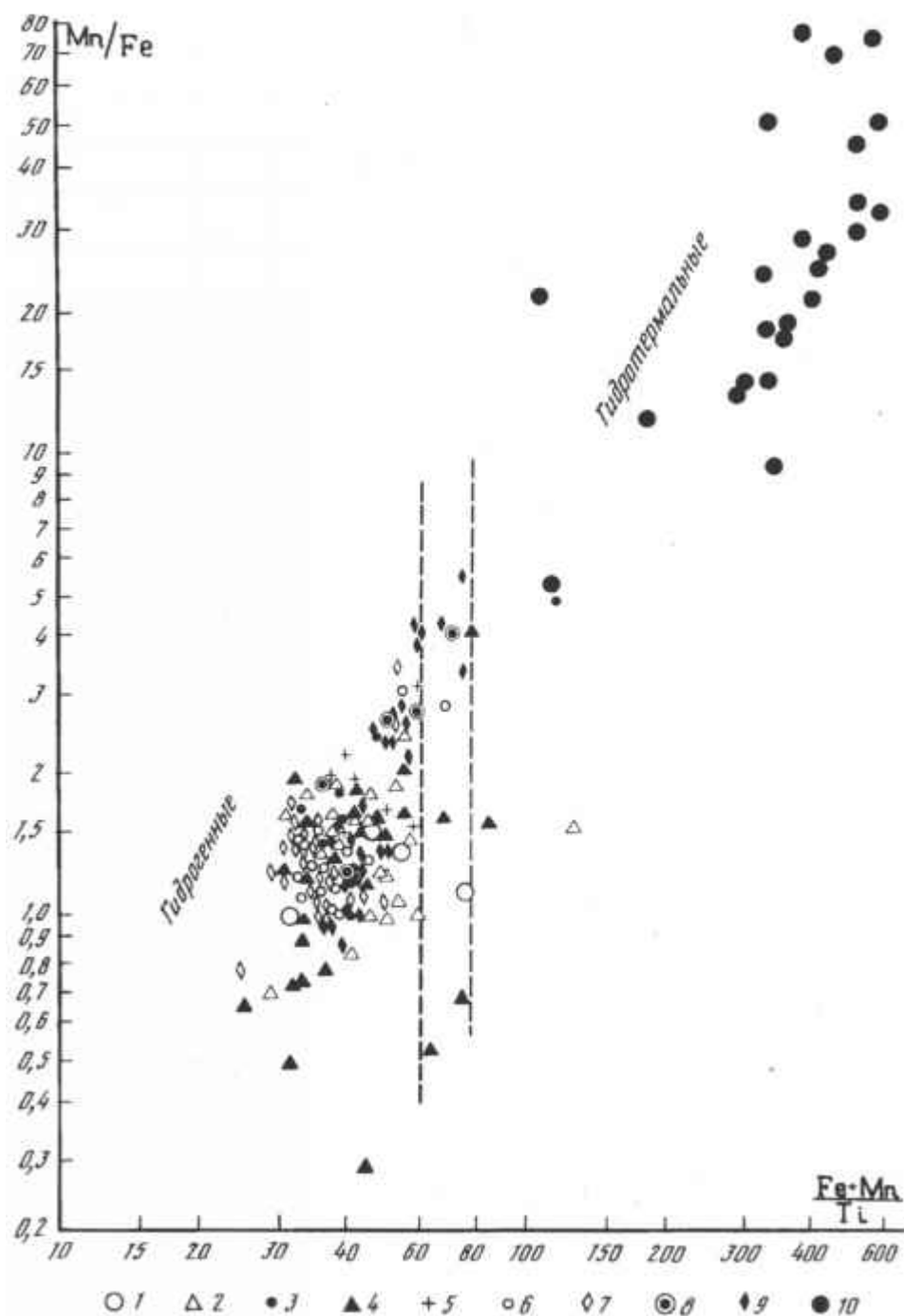


Рис. 74. Зависимость Mn/Fe от модуля $(Fe + Mn)/Ti$ в железомарганцевых корках и конкрециях Тихого океана

Конкреции — 1, 3, 6, 8, 10; корки — 2, 4, 5, 7, 9. 1, 2 — Императорский хребет; 3, 4 — зона разлома Клариян; 5 — плато Огасавара; 6, 7 — Магеллановы горы; 8, 9 — хр. Михельсона; 10 — разлом Сикейрос

очередь Zn, Ba, Li) предполагается с востока, из рифтовых зон Восточно-Тихоокеанского поднятия.

3. Железомарганцево-титановый модуль гидрогенных железомарганцевых конкреций и корок варьирует от 26 до 60 (75), а существенно гидротермальных конкреций Сикейрос - от 100 до 600. Значения модуля 60-75 могут быть приняты в качестве рубежа, разграничивающего существенно гидрогенные и гидротермальные конкреции и корки.

4. Из всех рассмотренных районов Западной Пацифики наиболее перспективны на кобальт железомарганцевые корки гор Михельсона. Тесная ассоциация их с богатыми фосфоритами может способствовать большей экономической эффективности залежей при совместной отработке корок и фосфоритов.

Глава 7

ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ И ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КОБАЛЬТОНОСНЫХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРОК ТИХОГО ОКЕАНА

Данные о химическом составе кобальтоносных корок сообщались во многих работах [Батурин, 1986, 1993; Батурин, Исаева, 1986; Батурин, Кoryтов, 1988; Батурин, Орешкин, 1986, 1988; Богданов и др., 1987а,б; Бойко и др., 1987; Кронен, 1982; Скорнякова, 1976; Скорнякова и др., 1986, 1989; Успенская, Скорнякова, 1987; Хальбах, Путеанус, 1984; Aplin, 1984; Aplin et al., 1986; Bolton et al., 1986, 1988; Craig et al., 1982; Cronan, 1977; De Carlo et al., 1987; Halbach, 1986; Halbach, Manheim, 1984; Halbach et al., 1984; Haynes et al., 1986; Hein et al., 1987, 1988; Hodge et al., 1985; Koski, 1988; Lalou et al., 1979; Manheim, 1986; Manheim, Lane-Bostwick, 1988; McKelvey et al., 1983; Pichoki. Hoffert, 1987; Terashima et al., 1982], но применение новых методов анализа и расширение круга исследуемых элементов заставляют периодически дополнять и частично пересматривать прежние результаты.

В настоящем разделе приводятся данные о полном химическом составе кобальтоносных корок на основе обобщения литературных и оригинальных материалов, включая районы, показанные на рис. 75.

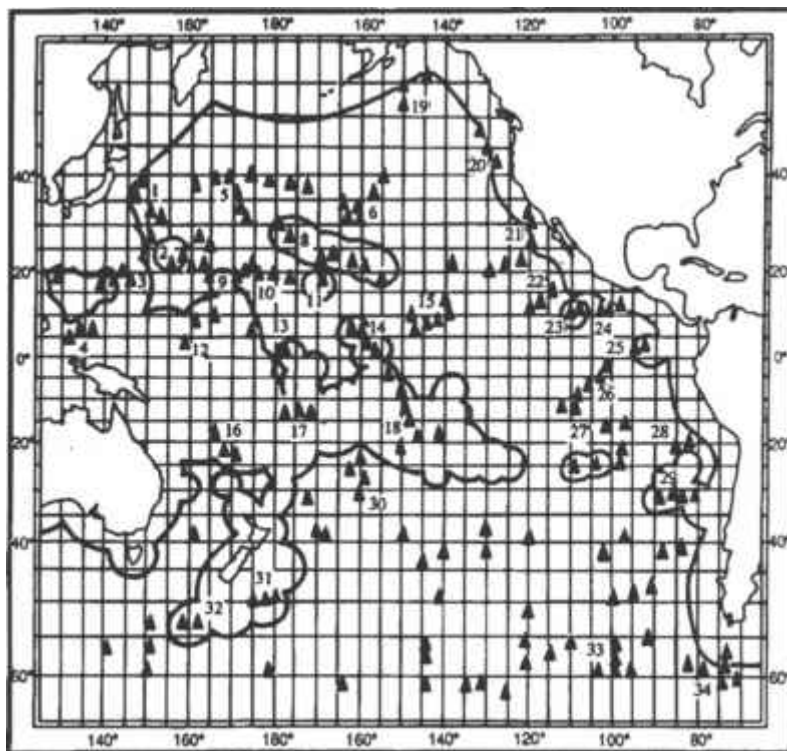


Рис. 75. Размещение главных пунктов опробования железомарганцевых корок в Тихом океане
Цифры на карте соответствуют порядковым номерам табл. 45

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОРКАХ

В химическом составе железомарганцевых корок можно выделить три главные ассоциации элементов: главные рудные, нерудные, редкие и рассеянные, или микро-элементы.

Главные рудные элементы, к которым по аналогии с конкрециями можно отнести Mn, Fe, Co, Ni, Si а также Ti, распределяются в индивидуальных образцах корок неравномерно, при диапазоне концентраций в пределах до двух порядков. Но при этом средние содержания этих элементов в корках отдельных регионов относительно равномерны и меняются в следующих пределах (в вес.%): Mn - 14-29; Fe - 10,6-22,2; Co - 0,28-1,2; Ni - 0,22-0,63; Si - 0,03-0,15; Ti - 0,3-1,3 (табл. 45).

Таблица 45
Средние содержания главных рудных элементов в корках, %

№ п/п	Район	Mn	Fe	Co	Ni	Si	Ti	Число проб	Источник
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Гавайский хребет	21,8	15,8	0,80	0,42	0,046	1,07	47	[Craig et al., 1982]
2	Там же	23,3	15,6	0,90	0,44	0,060	0,95	30	[De Carlo et al., 1987]
3	Там же, осевая часть	24	16	0,91	0,45	0,05	1,1	2-38	[Hein et al., 1987]
4	Там же, склоны	21	18	0,60	0,37	0,10	1,3	4-15	H
5	Атолл Джонсон	22	17	0,70	0,43	0,11	1,3	12-40	
6	Атолл Пальмира-риф Кингман	27	16	1,1	0,51	0,06	1,1	8	
7	О-ва Хоуланд-Бейкер	29	18	0,99	0,63	0,08	1,2	3	[Hein et al., 1988]
8	Маршалловы острова	20,4	12,3	0,84	0,39	0,38	0,77	49	
9	Там же, гайот Арно	22,94	10,60	0,69	0,52	—	—	?	
10	Там же, гайот Бвидж	17,54	12,66	0,89	0,38	—	—	?	[Скорнякова и др., 1986]
11	Там же, гайот Сильвания	24,68	16,40	1,09	—	—	—	4	
12	Горы Мид-Пацифик	18,63	15,02	0,58	0,44	0,14	—	44	
13	Там же	18,22	14,86	0,63	0,45	0,06	0,84	9	[Батулин и др., 1987]
14		13,96	13,10	1,13	0,39	0,06	0,77	5	[Кронен, 1982]
15		20,8	14,7	0,76	0,49	0,10	1,12	105-188	[Haynes et al., 1986]
16	Хребет Лайн	20,4	17,0	0,55	0,39	0,154	1,2	59	[Aplin, Cronan, 1985]
17	Ита-Маитан	18,9	13,5	0,41	0,46	0,10	0,83	159	[Богданова, Горшков, 1987]
18	Гайот ИОАН	17,8	12,7	0,40	0,42	0,09	0,78	180	—
19	Там же, сателлит	17,4	12,4	0,45	0,45	0,10	0,73	37	
20	Хребет Муссау	17,5	13,8	0,36	0,50	0,08	0,47	30	—
21	Бассейн Манус	15,9	15,6	0,28	0,27	0,03	—	3	
22	Поднятие Хесса	18,33	16,40	0,43	0,30	0,09	0,81	7	[Bolton et al., 1988]
									[Успенская, Скорнякова, 1987]

Таблица 45 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
23	Хребет Тонга и бассейн Лау	16	20	0,33	0,22	0,05	1,0	6-9	[Hein et al., 1987]
24	Залив Аляска	26	18	0,47	0,44	0,15	0,57	36	
25	Там же	23,3	12,7	0,43	0,40	0,052	-	16	[Koski, 1988]
26	О-ва Бонин	21	13	0,41	0,55	0,06	0,67	1-10	[Hein et al., 1987]
27	Французская Полинезия	23	12	1,2	0,60	0,11	1,0	2-9	
28	Там же	13,8	12,1	0,55	0,39	0,08	-	7	[Pichoki, Hoffert, 1987]
29	Там же, конкреции	26	15	1,21	0,72	0,12	-	?	
30	Бордерленд США	19	16	0,30	0,30	0,04	0,31	2-5	[Hein et al., 1987]
31	Там же	15,85	22,22	0,51	0,35	0,08	0,49	5	[Кронен, 1982]
32	Центральная часть океана, среднее	22	15	0,78	0,44	0,08	1,1	34-167	[Hein et al., 1987]
33	Там же	18,39	15,01	0,61	0,44	0,13	0,98	21-70	[Скорнякова, 1976]
34	Среднее по океану	24,6	14,5	0,79	0,49	0,065	0,96	26-46	[Halbach, 1986]
	То же	23,06	16,09	0,73	0,47	0,16	-	251-803	[Manheim, 1986]
	Пределы изменения концентраций	22	15	0,63	0,44	0,08	0,98	56-319	[Hein et al., 1987]
		1 [^] tO	2-25	0,1-2,5	0,1-1,5	0,001-1,0	0,2-2,2	-	[Haynes et al., 1986]

Примечание. Во избежание повторений в этой и других таблицах главы 7 не приводятся данные по химическому составу корок Западной Пацифики, детально рассмотренные в предыдущих главах монографии. Но эти неопубликованные материалы учтены при характеристике общих особенностей химизма корок Тихого океана.

К числу основных рудных элементов корок можно условно отнести также Pb, Zn, V и Mo, поскольку их концентрации в корках того же порядка, что и Si, при следующих средних значениях (в мае. %): Pb - 0,16, Zn - 0,066, V - 0,061, Mo - 0,043 (табл. 46). При этом диапазон изменений концентрации минимален для Zn и максимален для V.

Среднее суммарное содержание в корках Mn + Fe составляет 38%, сумма цветных металлов - около 1,5%.

В ассоциацию нерудных макроэлементов входят Si, Al, щелочные и щелочно-земельные металлы, P, S, CO₂ и C_{орг}, составляющие в сумме в среднем около 16%. Кроме того, корки содержат в среднем 20% влаги (табл. 47).

Преобладающими нерудными элементами являются Si и Ca (в среднем по 3,6%), за которыми следуют Na (1,7%), Al, Mg, CO₂ (в среднем около 1% каждый), P (0,7%). Менее распространены Sr (0,13%), Ba (0,15%), а также органический углерод (0,18%) и сера (ориентировочно 0,06%), по содержанию которой приводились противоречивые данные.

Наиболее многочисленной и разнообразной по химическим свойствам является ассоциация микроэлементов, среди которых заслуживают отдельного рассмотрения PЗЭ, благородные металлы и все прочие редкие и рассеянные элементы.

PЗЭ исследованы неравномерно. Большая часть имеющихся данных относится к семи из четырнадцати PЗЭ - La, Ce, Nd, Sm, Eu, Yb, Lu, по остальным имеются единичные определения (табл. 48). Суммарное содержание PЗЭ в корках - в среднем 1685 г/т (или 1(Н%). Для состава PЗЭ характерно преобладание Ce (в среднем 918 г/т), за которым следуют La (271 г/т) и Nd (226 г/т).

Редкие и рассеянные элементы, из которых в корках исследованы 15, по сравне-

Таблица 46

Содержание свинца, цинка, ванадия и молибдена в корках, %

Район	Pb	Zn	V	Mo	Число проб	Автор
Мид-Пацифик	$\frac{0,01-0,47}{0,186}$	$\frac{0,05-0,25}{0,070}$	$\frac{0,005-0,30}{0,086}$	$\frac{0,005-0,11}{0,052}$	29-105	[Haynes et al., 1986]
Там же	0,17	–	0,054	0,042	5	[Кронен, 1982]
"	$\frac{0,102-0,181}{0,160}$	$\frac{0,044-0,087}{0,061}$	$\frac{0,031-0,057}{0,051}$	$\frac{0,037-0,079}{0,050}$	8	[Батурин и др., 1987]
Центральная зона	0,18	0,066	–	0,040	21-31	[Скорнякова, 1976] [Скорнякова и др., 1986]
О-ва Лайн	$\frac{0,0130-0,2374}{0,102}$	$\frac{0,025-0,0952}{0,059}$	$\frac{0,0163-0,0841}{0,053}$	$\frac{0,0069-0,0714}{0,042}$	59	[Arlin, Cronan, 1985]
Гавайский хребет	$\frac{0,014-0,32}{0,23}$	$\frac{0,056-0,233}{0,075}$	$\frac{0,026-0,092}{0,069}$	–	30	[De Carlo et al., 1987]
Маршалловы острова	$\frac{0,12-0,16}{0,1417}$	$\frac{0,044-0,064}{0,0543}$	$\frac{0,043-0,057}{0,0503}$	$\frac{0,031-0,046}{0,0373}$	49	[Hein et al., 1988]
Бордерленд США	0,085	–	0,065	0,040	5	[Кронен, 1982]
Ита-Маитан и Муссау	–	0,078	–	–	306	[Богданов и др., 1987а,б]
Среднее	0,160	0,066	0,061	0,043		
Диапазон концентраций	0,01-0,47	0,044-0,250	0,005-0,3	0,005-0,11	–	–

Примечание. В числителе – пределы, в знаменателе – среднее.

Таблица 47
Содержание нерудных элементов в корках, %

Район	Si	Al	Na	K	Mg	Ca	Sr
Мид-Пацифик	$\frac{1,05-7,98}{4,7}$	$\frac{0,15-2,52}{1,2}$	$\frac{1,39-2,03}{1,70}$	$\frac{0,21-1,15}{0,56}$	$\frac{0,56-1,16}{0,98}$	$\frac{2,67-15,75}{5,60}$	$\frac{0,135-0,198}{0,156}$
"	$\frac{<0,5-15,0}{3,6}$	$\frac{0,25-6,0}{1,2}$	$\frac{<0,5-5,5}{2,13}$	$\frac{0,1-0,9}{0,41}$	$\frac{0,5-3,5}{1,41}$	$\frac{<0,5-25,0}{4,20}$	$\frac{<0,005-0,30}{0,13}$
Гавайский хребет	$\frac{1,12-12,48}{4,2}$	$\frac{0,25-4,97}{1,15}$	$\frac{0,89-2,47}{1,60}$	$\frac{0,32-1,47}{0,60}$	$\frac{0,78-2,21}{1,2}$	$\frac{1,17-2,86}{2,4}$	—
Маршалловы острова	$\frac{0,86-4,11}{2,18}$	$\frac{0,12-1,28}{0,41}$	$\frac{1,18-1,83}{1,49}$	$\frac{0,26-0,64}{0,38}$	$\frac{0,73-1,18}{0,88}$	$\frac{1,78-12,2}{2,19}$	$\frac{0,11-0,15}{0,12}$
Диапазон и среднее	$\frac{<0,5-15,0}{3,67}$	$\frac{0,12-6,0}{0,98}$	$\frac{<0,5-5,5}{1,73}$	$\frac{0,1-1,47}{0,49}$	$\frac{0,5-3,5}{1,12}$	$\frac{<0,5-25,0}{3,60}$	$\frac{<0,005-0,30}{0,134}$

Примечание. В числителе – пределы, в знаменателе – среднее.

Таблица 48
Содержание редкоземельных элементов в корках, г/г

Район	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Центральная зона	$\frac{139-461}{307}$	$\frac{219-2916}{1100}$	$\frac{21,6-77,6}{56}$	$\frac{109-360}{261}$	$\frac{18,8-77}{54}$	$\frac{5,2-18,6}{14}$	$\frac{22,6-69,6}{55}$
Там же	$\frac{158-391}{262}$	$\frac{419-1433}{1078}$	—	$\frac{103-371}{219}$	$\frac{23,6-86,4}{49,7}$	$\frac{6,0-17,5}{12,3}$	$\frac{27,2-79,3}{50,6}$
Маршалловы острова	$\frac{158-249}{204}$	$\frac{690-1110}{900}$	$\frac{23-44}{34}$	$\frac{110-200}{150}$	$\frac{21-40}{30}$	$\frac{5,8-10,6}{8,1}$	$\frac{28-49}{39}$
Горы Мид-Пацифик	$\frac{205-354}{253}$	$\frac{591-1410}{808}$	—	$\frac{138-308}{227}$	$\frac{20-43}{31}$	$\frac{6,7-12,2}{9,8}$	—
Ита-Маитан	$\frac{225-259}{242}$	$\frac{570-589}{580}$	—	$\frac{175-227}{201}$	$\frac{27-30}{28,5}$	$\frac{8,6-10,0}{9,3}$	—
Северо-восточная зона	$\frac{209-462}{335}$	$\frac{807-1730}{1268}$	—	—	$\frac{44,3-82}{62,1}$	$\frac{2,3-12,3}{7,3}$	—
Туамоту	$\frac{274-309}{292}$	$\frac{686-701}{693}$	—	$\frac{282-361}{321}$	$\frac{56-59}{57,5}$	$\frac{9,3-9,9}{9,6}$	—
Среднее	271	918	45	230	45	9,8	48

Примечание. В числителе – пределы, в знаменателе – среднее.

Ba	P	S	CO ₂	C _{орг}	П.п.п.	Число проб	Источник
$\frac{<0,03-0,09}{0,045}$	$\frac{0,36-4,69}{1,32}$	$\frac{0,01-0,16}{0,06}$	$\frac{0,51-3,07}{1,45}$	$\frac{0,09-0,30}{0,18}$	$\frac{16,8-21,3}{17,7}$	15	[Батурин и др., 1987а,б]
$\frac{0,04-0,68}{0,30}$	$\frac{0,14-2,63}{1,10}$	–	–	–	–	27–91	[Haynes et al., 1986]
$\frac{0,06-0,98}{0,18}$	0,44	–	–	–	$\frac{12,9-16,0}{15,7}$	30	[De Carlo et al., 1987]
$\frac{0,083-0,210}{0,10}$	$\frac{0,21-2,74}{0,39}$	–	$\frac{0,32-2,08}{0,44}$	–	$\frac{15,5-31,4}{27,0}$	49	[Hein et al., 1988]
$\frac{<0,03-0,98}{0,05}$	$\frac{0,14-4,69}{0,70}$	$\frac{0,01-0,16}{0,06}$	$\frac{0,32-3,07}{0,95}$	$\frac{0,09-0,30}{0,18}$	$\frac{12,9-31,4}{20,1}$	121–185	

Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Число проб	Источник
–	$\frac{24,4-67,8}{52}$	–	$\frac{16,3-37,9}{31}$	–	$\frac{14,2-33,8}{28}$	$\frac{2,2-5,5}{4,2}$	19	[Aplin, 1984]
–	$\frac{28,6-69,5}{48,6}$	–	$\frac{15,7-32,5}{25,1}$	–	$\frac{18,1-33,7}{26,8}$	$\frac{2,9-5,4}{4,2}$	8	[Aplin et al., 1986]
$\frac{3-7}{5}$	–	$\frac{6,4-9,9}{8,2}$	$\frac{19-31}{24}$	$\frac{2,8-4,7}{3,6}$	$\frac{17-31}{24}$	$\frac{2,8-5,4}{3,9}$	11	[Hein et al., 1988]
–	–	–	–	–	$\frac{17,8-23,7}{21,8}$	$\frac{2,4-3,6}{3,1}$	9	Данные автора
–	–	–	–	–	$\frac{20,2-22,6}{21,4}$	$\frac{3,0-3,3}{3,15}$	2	То же
$\frac{4,6-9,0}{6,8}$	–	–	–	–	$\frac{18,1-27,4}{22,7}$	$\frac{1,8-3,6}{2,7}$	2	[Toth, 1980]
–	–	–	–	–	$\frac{21,8-25,5}{23,6}$	$\frac{3,5-3,6}{3,55}$	2	[Lalou et al., 1979]
5,9	50	8,2	27	3,6	24	3,5	55	

Таблица 49

Содержание редких и рассеянных элементов в корках

Элемент	Район	Содержание, г/г		Число проб	Источник
		от-до	среднее		
Li	Мид-Пацифик	2-5	4	7	[Батурин, 1986]
Be	Хребет Лайн	—	5,4	—	[Aplin, Cronan, 1985]
Sc	Мид-Пацифик	5,8-11,1	8	13	Данные автора
Cr	"	1-150	58	22	[Haynes et al., 1986]
	"	2-11	8	8	[Батурин и др., 1987б]
	"	—	11	5	[Батурин, Орешкин, 1988]
	Маршалловы острова	2-36	9	49	[Hein et al., 1988]
	Бордерленд, США	—	51	5	[Kronen, 1982]
As	Северо-восточная зона	273-284	278	2	[Toth, 1980]
	Мид-Пацифик	99-243	190	13	Данные автора
	Маршалловы острова	190-260	227	39	[Hein et al., 1988]
Y	Там же	110-160	142	49	—
Cd	Мид-Пацифик	3,3-10	6	31	[Батурин и др., 1986б]
	"	1-35	8,3	39	[Haynes et al., 1986]
	Хребет Лайн	1,4-8,1	4	59	[Aplin, Cronan, 1985]
	Гавайский хребет	4,6-58	10,5	30	[De Carlo et al., 1987]
Sb	Северо-восточная зона	31-93	62	2	[Toth, 1980]
	Центральная и юго-западная зоны	12-53	45	13	Данные автора
Hf	Там же	1-10,7	6,2	13	То же
W	Мид-Пацифик	129-139	124	3	[Батурин, Исаева, 1986]
Re	"	—	0,0012	1	[Бойко и др., 1987]
Hg	Северо-восточная зона	0,049-0,072	0,06	2	[Toth, 1980]
Bi	Мид-Пацифик	1,5-14,4	6,2	28	[Батурин, Орешкин, 1988]
Th	"	3-21	14	8	[Батурин и др., 1986а]
U	"	14-22	17	8	—

Таблица 50

Содержание благородных металлов в корках

Элемент	Район	Содержание, г/г		Число проб	Источник
		от-до	среднее		
Ag	Мид-Пацифик	15-220	90	29	[Батурин, Орешкин, 1986]
	Гавайский хребет	150-3700	1400	30	[De Carlo et al., 1987]
Au	Мид-Пацифик	1-70	3	7	[Батурин, 1986]
Ru	Там же	—	3,8	1	[Батурин и др., 1987а]
Rh	"	3-15,6	7	7	[Батурин и др., 1988]
	Маршалловы острова	3,6-39	14,6	9	[Hein et al., 1988]
	Ита-Манган	3,8-34	18	5	Данные ЦНИГРИ*
Pd	Центральная и восточная зоны	0,8-1,6	1,1	3	[Hodge et al., 1985]
	Маршалловы острова	1-2	1,4	9	[Hein et al., 1988]
	Центральная и юго-западная зоны	0,4-5,3	1,6	8	Данные ЦНИГРИ*
Os	Мид-Пацифик	—	17	1	[Бойко и др., 1987]
Pt	Центральная зона	140-880	420	11	[Halbach, Putcanus, 1984]
	Центральная и восточная зоны	130-940	577	3	[Hodge et al., 1985]
	Центральная и юго-западная зоны	26-790	330	18	Данные ЦНИГРИ*

* По личному сообщению А.Н. Курского.

нию с 31 в железомарганцевых конкрециях [Батулин, 1986], включают в себя (в порядке возрастания атомной массы) Li, Be, Sc, Cr, As, Y, Cd, Sb, Hf, W, Re, Hg, Bi, Th, U (табл. 49). Наиболее распространенные из них (в г/т): As (131), Y (142), W (124), наименее распространенные: Hg (0,06) и Re (0,0012).

Благородные металлы также исследованы неравномерно (табл. 50). Наибольшее количество анализов имеется по Ag, но результаты противоречивы. По данным Батурина и Орешкина [1986], его среднее содержание составляет 90 мг/т при колебаниях от 15 до 220 мг/т, а по [Сропан, 1977] - на порядок выше. В связи с тем что работа [Батулин, Орешкин, 1986] базируется на специальных методических разработках именно для этого металла, первый из приведенных результатов представляется более корректным.

Золото анализировалось в семи пробах корок; в двух из них его содержание составляет 67 и 70 мг/т, в остальных 1-5 мг/т.

Концентрация Pt исследовалась детальнее в связи с ее относительно повышенным содержанием в корках и конкрециях. Анализы нескольких лабораторий показывают в целом удовлетворительную сходимость результатов, при средних содержаниях в различных группах образцов от 320 до 577 мг/т. Среднее содержание Rh - 13 мг/т, Pd - 1,4 мг/т. На Os и Ru анализировалось по одному образцу, с результатами 17 и 3,8 мг/т соответственно. Данные по Ir отсутствуют.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КОРОК

Несмотря на принципиальную близость химических составов корок и конкреций, между ними имеются существенные различия, касающиеся ряда макро- и микроэлементов, что выявляется при сопоставлении их средних значений (табл. 51).

Первая из особенностей состава корок заключается в том, что они содержат в целом почти эквивалентные количества Mn и Fe при региональных изменениях соотношения Mn/Fe от 0,7 до 2,1. В конкрециях в большинстве случаев преобладает Mn и диапазон соотношений Mn/Fe значительно шире [Батулин, 1986]. Вторая особенность, с которой связаны перспективы будущего освоения корок, - повышенное содержание в них Co, в среднем примерно в 3 раза больше по сравнению с конкрециями. Для корок характерна корреляция Co с Mn и отношением Mn/Fe (рис. 76,а, б), для конкреций в большинстве случаев - с Fe [Батулин, 1986]. Третья из наиболее существенных особенностей - пониженное содержание Ni, Co и Zn, из которых первые два являются главными рудными элементами конкреций. При этом корки обеднены Ni и Zn по сравнению с конкрециями в 1,5-2 раза, а Си в 4-5 раз.

Из нерудных макроэлементов корки содержат заметно больше по сравнению с конкрециями Ca, Ti, Sr, P, CO_2 и существенно меньше Si, Al, Na, K, Mg, Ba.

Из второстепенных рудных элементов корки относительно обогащены Pb (примерно в 2 раза) и содержат в целом столько же, сколько и конкреции Mo и V.

Что касается микроэлементов, то корки относительно обогащены Y, РЗЭ (особенно Ce), As, U, Pt и, видимо, Os, но обеднены Li и Pd.

Сопоставление среднего химического состава корок и океанской воды позволяет рассчитать коэффициенты распределения элементов (КР), т.е. отношения их концентраций в этих объектах (см. табл. 51). По величине КР элементы делятся на следующие группы: а) Mn, Fe, Co (КР выше 10^4); б) элементы-гидролизаты, а также Sb, Pb, Bi, Ni, Cu, Zn, W, Pt (КР 10^6 - 10^8); в) биогенные (Si, P) и некоторые элементы с биогенной функцией (V, Mo, As, Ba, Cd), а также ряд благородных металлов (Au, Ag, Pd) и Hg (КР 10^4 - 10^5); г) F, Sr, U, Re (КР 10^2 - 10^3); д) прочие элементы - щелочные и щелочноземельные металлы и галогены (КР 1-100).

Величина этих коэффициентов характеризует степень активности перехода эле-

Таблица 51

Средние содержания химических элементов в железомарганцевых корках Тихого океана, глубоководных конкрециях и морской воде, %

Элемент	Корки	Конкреции	Морская вода	Корки морская вода	Элемент	Корки
Li	0,0004	0,0085	175-Ю ⁷	2	Ag	90 10 ⁷
Be	0,00054	0,00025	2-КТ ¹	2,7-10 ⁶	Cd	0,0008
C	0,18	0,10	276 10 [^]	6	Sb	0,0053
F	0,3	0,02	13 1Г ⁵	2000	Ba	0,19
Na	1,7	2,0	1,07	1,6	La	0,027
Mg	1,12	1,6	0,13	8,6	Ce	0,092
Al	1,0	2,7	54 10 ⁷	2 10 ⁷	Pr	0,0045
Si	3,7	7,7	28-10 ⁵	1,3 ю ⁴	Nd	0,0226
P	0,70	0,25	71 10 ⁻⁷	110 ⁵	Sm	0,0045
S	0,06	0,5	0,09	0,7	Eu	0,0010
Cl	0,8	0,7	1,95	0,4	Gd	0,0048
K	0,49	0,7	0,04	12	Tb	0,0006
Ca	3,6	2,3	0,04	90	Dy	0,0050
Sc	0,0008	0,001	71 0 - "	МО ⁷	Ho	0,0008
Ti	0,97	0,67	МО ⁷	МО ⁷	Er	0,0027
V	0,06	0,05	15 КГ ⁸	410 ⁵	Tm	0,00036
Cr	0,0025	0,0035	2-10~*	1,2 10 ⁵	Yb	0,0024
Mn	22,5	18,6	27-Ю ⁻¹⁰	8 10 ⁹	Lu	0,00035
Fe	15,5	12,5	56 10 ¹⁰	310 ⁹	Hf	0,00062
Co	0,63	0,27	12 10 ¹⁰	5-Ю ⁹	W	0,0124
Ni	0,45	0,66	510 ⁸	9 10 ⁶	Re	1,2-10 ⁷
Cu	0,12	0,45	2,5-КТ ⁸	5 10 ⁶	Os	17-Ю ⁻⁷
Zn	0,066	0,12	4 10~*	1,6 10 ⁶	Pt	440 10 ⁷
As	0,023	0,014	17-КТ ⁸	1,5 10 ⁵	Au	310 ⁷
Sr	0,13	0,083	8 10 ⁴	1500	Hg	601 Г ⁻⁷
Y	0,0142	0,0150	13-ю ⁻¹⁰	1.Ы10 ⁷	Pb	0,16
Mo	0,04	0,04	МО ⁶	410 ⁴	Bi	0,00062
Ru	3,8-10 ⁷	810~ ⁷	5-Ю ⁻¹³	8 10 ⁵	Th	0,0014
Rh	14 10 ⁷	13 10 ⁷	-	-	U	0,0017
Pd	1,4-10 ⁻⁷	-	-	-		

Примечание. Конкреции - по Г.Н. Батурину [1986], морская вода - по К. Бруланду с его же дополнениями (письменное сообщение) по содержанию Al, Ti, Ru, Pd, Pt.

ментов из океанской воды в железомарганцевые корки, и на первых местах оказываются именно те металлы, которые обогащают корки относительно конкреций. При этом для РЗЭ характерно закономерное понижение КР от легких к средним и тяжелым.

Графически соотношения между содержаниями элементов в корках и океанской воде представлены на рис. 77, на котором выделяются четыре поля: правое верхнее, в котором группируются щелочные и щелочноземельные металлы и биогенные элементы; центральное верхнее, объединяющее металлы, накапливающиеся в корках наиболее активно; левое нижнее, в котором находятся наименее распространенные благородные металлы и ртуть; центральное, занятое гидролизатами и остальными

Конкреции	Морская вода	Корки
		морская вода
90 10 ¹⁷	27-Ю ¹¹	310 ⁴
0,0010	8 1Г ⁹	МО ⁵
0,004	15-10 ⁻²	3 10 ^x
0,23	137-10 ¹⁸	1,4 10 ⁵
0,016	410 ⁻¹⁰	710 ⁷
0,066	3-КГ ¹⁰	30 10 ⁷
0,0044*	0,5-КГ ¹⁰	9 10 ⁷
0,0160	3-Ю ⁻¹⁰	710 ⁷
0,0035	0,6-10 ⁻¹⁰	7 10 ⁷
0,0009	0,13 10 ¹¹⁰	710 ⁷
0,0035	ПО ¹¹⁰	4,8-10 ⁷
0,00053	0,15 Ю ¹¹⁰	4 10 ⁷
0,0030	1КГ ¹⁰	5-Ю ⁷
0,00064	0,3-КГ ¹⁰	2,7 10 ⁷
0,0018	О.в-Ю ¹⁰	3,4-10 ⁷
0,00022	0,13 10 ⁻¹⁰	2,8-10 ⁷
0,0018	0,91(Г ¹⁰	2,7-10 ⁷
0,00022	0,1510 ⁻¹⁰	2,3 10 ⁷
0,0008	7-Ю ¹¹⁰	9-Ю ⁷
0,010	9-КГ ⁹	1,4 10 ⁶
МО ⁻⁷	410 ⁻¹⁰	300
6 - кг ⁷	-	-
230 10 ⁻⁷	5-КГ ¹²	9 10 ⁶
2-Ю ⁻⁷	310 ¹¹²	МО ⁵
20-10 ¹⁷	МО ¹¹⁰	610 ⁴
0,09	210 ⁻¹⁰	8 10 ^x
0,0007	2-КГ ¹²	3 10 ^x
0,003	1 1(Г ¹¹	1,4 10 ^x
0,0005	310 ¹⁷	6000

элементами. В целом этот график демонстрирует нечетко выраженную тенденцию к зависимости между составом корок и океанской воды, что отражает значительные различия в поведении элементов, разную интенсивность и разные пути их поступления в процессе формирования корок.

По мнению большинства исследователей, причины разницы в химическом составе корок и конкреций следует искать в особенностях состава океанской воды как источника вещества корок и состава донных осадков и поровых вод как источника вещества конкреций.

Составленная по литературным данным [Батурин, 1986; Bruland, 1983; Halbach, 1986; Takematsu et al., 1989; и др.] табл. 52 демонстрирует, что отношение Mn/Fe в корках действительно близко к таковому в океанской воде, в которой оно повышается в зоне кислородного минимума от 0,5 (средняя величина для океана) до 1,0. В конкрециях средняя величина Mn/Fe оказывается промежуточной между соответствующими значениями в осадках и поровых водах.

Среднее отношение Co/Mn в целом однообразно: в корках оно такое же, как в океанской воде, в конкрециях – почти такое же, как в поровых водах (в осадках оно примерно вдвое выше).

Для отношений Ni/Mn, Cu/Mn и Zn/Mn характерна одинаковая тенденция, а именно уменьшение их величин в ряду: океанская вода – поровая вода – осадки – конкреции – корки. Таким образом, при переходе в корки эти металлы значительно сильнее отстают от Mn, чем при переходе в конкреции из поровых вод и осадков. По всей видимости, такое сравнительно пассивное и притом разное поведение этих элементов в двух модификациях океанского железомарганцевого рудообразования

обусловлено пока плохо изученными формами их нахождения в океанской и поровой водах [Takematsu et al., 1989].

Обогащение корок микроэлементами связано, видимо, с их осаждением из океанской воды совместно с гидроокислами марганца и железа и последующей дополнительной сорбции. Так, накоплению РЗЭ в корках способствует повышенное содержание в них Fe, низкая скорость роста корок, повышенное относительно глубинных вод содержание Се в верхних и промежуточных горизонтах водной толщи. Но несмотря на то что корки действительно накапливают заметно больше РЗЭ по сравнению с конкрециями, при сопоставлении отношений РЗЭ/Fe выясняется, что эта

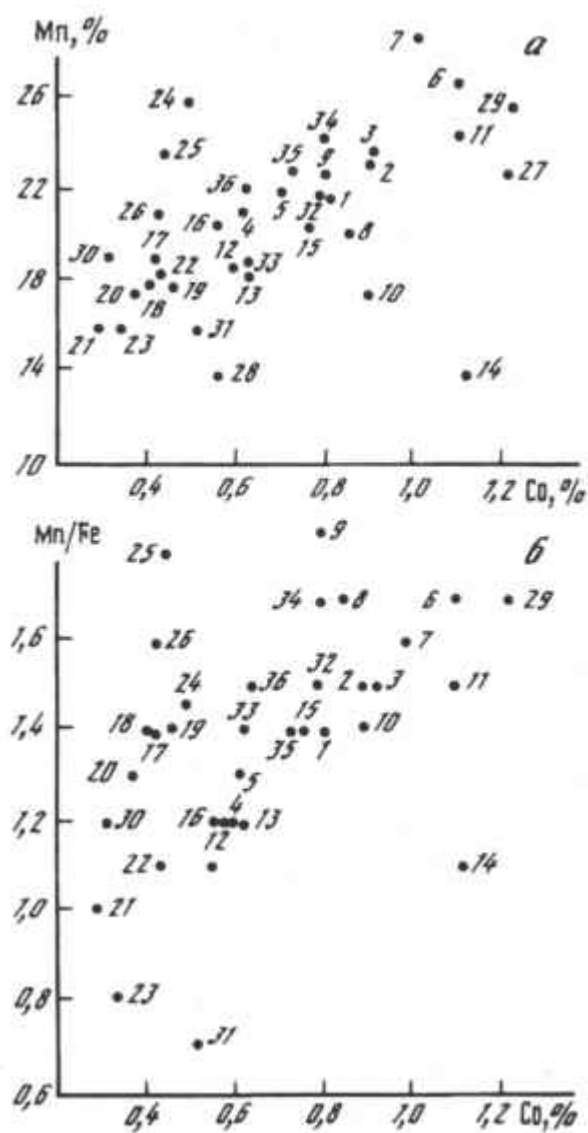


Рис. 76. Корреляции содержаний Co с Mn (а) и с отношением Mn/Fe (б) в корках Тихого океана
Цифры на графиках соответствуют порядковым номерам табл. 45

Таблица 52
Соотношения металлов в океанских объектах

Объект	Mn/Fe	Co/Mn	Ni/Mn	Cu/Mn	Zn/Mn
Корки	1,3	0,032	0,024	0,004	0,003
Океанская вода	0,5-1	0,040	17	9,3	15
Конкреции	1,5	0,014	0,05	0,024	0,007
Поровая вода	10	0,018	0,10	1,5	0,2
Осадки	0,08	0,032	0,033	0,08	0,043

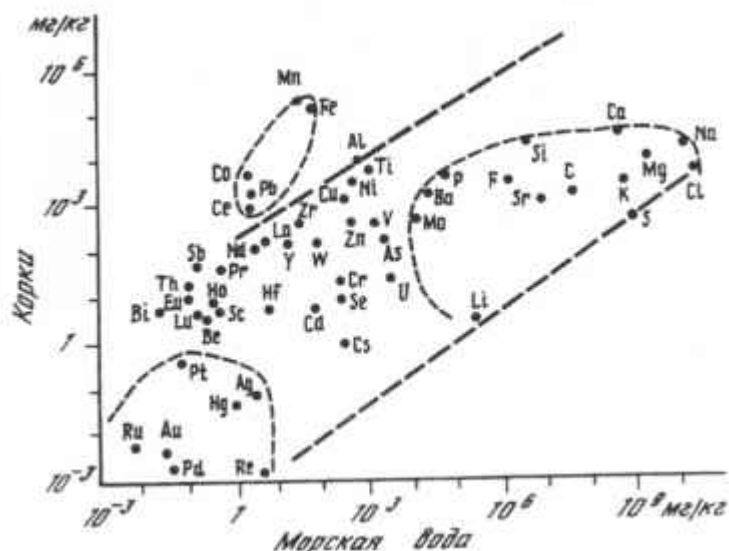


Рис. 77. Соотношение между содержаниями элементов в корках и морской воде

разница в значительной мере нивелируется подобно тому как это было установлено выше для отношений Co/Mn . Таким образом, несмотря на различия в фациальной обстановке формирования корок и конкреций в поведении ряда породообразующих и редких элементов этих образований обнаруживается значительное геохимическое сходство.

ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КОБАЛЬТОНОСНЫХ КОРОК

Перспективы освоения корок связаны с комплексом условий — составом корок, условиями их залегания, объемом ресурсов, состоянием технической базы и технологии переработки, общеэкономической и политической ситуацией, экологическими ограничениями.

Ценность корок как минерального сырья определяется повышенным содержанием в них Mn , Co , Ni , Pt , причем по уровню содержания первых двух элементов корки являются кондиционными рудами, а два последних целесообразно извлекать попутно. Для попутного извлечения доступны также, вероятно, Si , Mo , V , РЗЭ (в первую очередь Ce).

Условия залегания корок в целом более благоприятны для разработки по сравнению с железомарганцевыми конкрециями. Глубина залегания кондиционных корок в большинстве случаев находится в пределах 800–2400 м. Плотность залегания при мощности корок от 2 до 6 см составляет 55–92 кг/м^2 , при мощности более 6 см — свыше 100 кг/м^2 . Но сложность будущего освоения связана с тем, что корки залегают неравномерно и находятся в тесном срастании с подстилающим нерудным субстратом, а микрорельеф подводных гор крайне изменчив и затрудняет движение по дну глубоководной техники.

Общие ресурсы корок в океане составляют, видимо, не менее 1 млрд т, но практическое значение могут иметь лишь некоторые залежи. При площади рудного поля 300 км^2 , при 40% покрытии корками дна и средней их мощности 2 см ресурсы такой залежи составят 3 млн т руды.

По мнению американских специалистов, в данный момент могут представлять интерес залежи корок мощностью не менее 4 см с содержанием Co не менее 0,8% [Hein et al., 1988].

Таблица 53

Перспективные для будущего освоения районы распространения железомарганцевых корок в пределах экономзоны США [Manheim, 1986]

Район	Площадь, км ²
Северо-западная часть Гавайского хребта	5750
Атолл Джонстон	13300
О-ва Хоуланд-Бейкер	1200
Марианские острова	80500
О-ва Гуам	12700
Маршалловы острова	56700
Центральные подводные горы	4670
Пальмира-Кингман	21400
Микронезия	273800
О-в Уэйк	7500
Плато Блейк, внешняя часть	14000

Наиболее кондиционные и мощные корки залегают на древних подводных горах, возраст которых свыше 30 млн лет. Площадь распространения корок на таких горах составляет от нескольких тысяч до десятков и сотен тысяч квадратных километров. Размер нескольких перспективных площадей в пределах экономзоны США приведен в табл. 53.

Для некоторых зон распространения корок подсчитаны их ресурсы. На подводной горе Хорайзн на глубинах от 1370 до 2400 м площадь покрытия корками дна составляет 52%, ресурсы – 75,5 млн т. На горе С.П. Ли корками покрыто 24% площади склонов при ресурсах 24 млн т.

В центральной части Тихого океана американские специалисты выделяют 14 основных кобальтоносных районов

[Hein et al., 1988]. Пять из них высокоперспективны (острова Кирибати, Маршалловы, атолл Джонстон, Микронезия и Кингман-Пальмира), четыре умеренно перспективны (Французская Полинезия, Гавайи, Уэйк, Хоуланд-Бейкер) и остальные малоперспективны (Северные Марианские острова, Джарвис, Самоа, Палау, Гуам).

По оценке российских специалистов, к числу перспективных районов в международных водах в Тихом океане относятся горные сооружения на границе Северо-Западной, Центральной и Восточно-Марианской котловин Тихого океана – плато Огасавара, поднятие Уэйк, горы Мид-Пацифик, хребет Неккер, Магеллановы горы, отдельные горы плато Картографов, южные отроги Императорского хребта и, возможно, хребет Наска и отдельные подводные горы вдоль восточного борта Южной котловины. В Индийском океане к числу перспективных относится район горы Экватор в Сомалийской котловине, возможно, Кокосовый вал в Западно-Австралийской котловине и отдельные подводные горы в Мадагаскарской котловине. В Атлантическом океане потенциально перспективны поднятие Угловое и горы Новой Англии в северной части Северо-Американской котловины, поднятие Сьерра-Леоне, хребт Китовый, подводные горы вдоль разлома Романш [Андреев и др., 1989].

Технические средства разработки корок находятся в процессе изысканий. Немецкой компанией Преуссаг предлагался, в частности, проект мощного грейфера. Американские специалисты разрабатывали проект добычного агрегата, представляющего собой самодвижущуюся гусеничную установку со скоростью хода 720 м/ч. Параметры установки – 13 X 8 X 6 м, вес около 100 т, потребляемая мощность 900 кВт. Установка имеет режущие роторы для срезания и дробления корок; подготовленный таким образом материал захватывается вмонтированной в агрегат гидравлической драгой и подается в сепаратор, откуда поступает по трубопроводу на добычное судно.

Для извлечения переходных металлов из корок предлагается применение низкотемпературных технологий, для получения ферромарганца – высокотемпературная восстановительная плавка [Manheim, 1986]. Возможности извлечения Pt пока неясны.

Некоторые экономические показатели предполагаемой добычи корок на уровне 1 млн т/год руды приведены в табл. 54. За счет этого потребности США в Со могут быть удовлетворены на 100, в Мп – на 25%.

Таблица 34

**Прогнозные экономические показатели (на 2000 год) освоения железомарганцевых корок
(по К. Джонсону и А. Кларку, 1985 г.)**

Металл	Мировая добыча, тыс. т/год	Содержание, %	При добыче корок 1 млн т/год		
			т/год	% от мировой	Стоимость, млн полл.
Марганец	13250	24,7	212500	2	131
Кобальт	37,5	0,9	7650	20	135
Никель	928	0,5	4250	0,5	33
Платина	0,3	0,4*	0,3	0,5	4

* В г/т.

Экологические аспекты проблемы добычи, транспортировки и переработки корок, а также утилизация отходов производства детально обсуждалась, в частности, специалистами штата Гавайи в связи с проектом сооружения на одном из островов металлургического комбината. Предполагалось, что при современном уровне технологии эти проблемы могут быть решены, что, однако, пока не проверено на практике.

ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

ПРИРОДА ПОДВОДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ

В настоящее время господствует концепция о формировании подводных горячих источников в условиях гидротермальной циркуляции морской воды в океанической коре. Модель этого процесса в общем виде представляется следующим образом. При наличии магматической камеры на небольшой глубине, активном магматизме и высокой проницаемости пород возникают конвективные гидротермальные ячейки, охватывающие базальтовую покрывку магматической камеры. Каналы разгрузки растворов, являющихся продуктом взаимодействия горячей морской воды и базальтов, как правило, находятся в осевых и приосевых участках срединно-океанических хребтов, рифтовых зон окраинных морей и других активных структурах дна. В результате взаимодействия морской воды с базальтами последние претерпевают химические изменения, теряют ряд элементов (Fe, Mn, Ca, Si), которые затем участвуют в формировании массивных сульфидных руд, металлоносных осадков, части пелагических красных глин. Подобный механизм распространяется и на другие зоны океана, характеризующиеся высоким тепловым потоком и проницаемостью для морской воды [Kawahata et al., 1987] (Л.И. Лобковский и др., 1986 г.).

Активное участие морской воды в гидротермальных системах океана в настоящее время подтверждается многочисленными природными наблюдениями и экспериментальными данными. Изложенная схема ограничивает объем конвективных ячеек базальтовой покрывкой. В то же время разрез океанической коры включает в себя кроме пиллоу-базальтов, комплекс параллельных даек, массивное габбро, кумулятивный комплекс, в тесной ассоциации находятся серпентиниты. Роль этой части океанической коры до последнего времени оставалась неясной.

Л.И. Лобковский (1986 г.) и другие предложили модель, которая допускает проникновение морской воды в III слой коры. Дело в том, что циркуляция морской воды в пределах базальтового слоя предполагает наличие стационарных магматических камер. В случае нестационарных камер, что вероятно для ВТП, по мере их охлаждения морской водой последняя все глубже проникает в застывающую камеру. Быстрое охлаждение и термальная контракция позволяют развиваться горизонтальным напряжениям и растрескиванию пород даже при высокой магматической нагрузке. Теоретические расчеты показывают, что скорость проникновения морской воды около 60 м/год. Для Новой Зеландии инструментальные замеры дают значение от 02 до 20 м/год. Даже при минимальной величине проникновения воды и при средней скорости спрединга морская вода может проникнуть до глубины 5 км уже в пределах осевой зоны Срединно-Океанического хребта.

В работе Л.И. Лобковского с соавторами не рассматривается подробный механизм проникновения морской воды в породы III слоя, но на основе расчетных данных и экспериментальных наблюдений по деформации кристаллических пород доказано широкое развитие трещин на флангах срединно-океанических хребтов, желобах, которые благоприятны для проникновения воды на более глубокие горизонты океанической коры.

В последнее время интенсивно изучаются геохимия гидротермальных растворов и минеральные отложения, окружающие источники (Корлис и др., 1979 г.; Бауэре и др.

1988 г.; Кемпбел, 1988 г.; и др.). Меньшее внимание уделяется преобразованию магматических пород в гидротермальных системах, которые в конечном счете являются потенциальным источником для многих элементов и формируют солевой состав гидротермального флюида.

Ниже остановимся на основных результатах по преобразованию магматических пород в условиях гидротермального метаморфизма океанической коры и роли этого процесса в осадко- и рудообразовании.

ИЗМЕНЕНИЯ БАЗАЛЬТОВОГО СЛОЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Прежде всего важен ответ на вопрос об условиях преобразования базальтов. Он был получен при систематизации данных об измененных базальтах в океане на основе представлений о гидротермальных конвективных ячейках в срединно-океанических хребтах [Курносое, 1986]. Базальты в зонах спрединга испытывают поэтапное изменение при движении от оси на фланги рифтовой зоны, при этом основной объем изменений пород происходит в гидротермальных "неокислительных" условиях. Остальные стадии, выделяемые в настоящее время, — консолидации, гальмиролиза, активного окисления — плохо выражены или имеют второстепенное значение. В суммированном виде стадии изменения базальтов представлены в табл. 55.

Основным вторичным минералом, отражающим эти условия, является смектит. Была выделена смектитовая фация преобразования базальтов в океанической коре [Курносов, 1986], которая сменяется на глубине 600–1000 м зеленосланцевой фацией через переходную зону мощностью в первые сотни метров. Полученные данные хорошо согласуются с результатами исследований по самой глубокой скв. 504В, пробуренной до настоящего времени в Тихом океане. Скважина проникла в базальтовый слой до глубины 1400 м и вошла в верхнюю часть дайкового комплекса. Выделяются четыре зоны изменения пород [Kawahata et al., 1987]. Первая и вторая зоны распространяются до глубины 890 м и соответствуют смектитовой фации. Согласно изотопным данным кислорода, температура образования смектита варьирует в широких пределах — от 0 до 60°C. До глубины 550 м формирование смектита проходило в окислительных условиях при температуре, не превышающей 30°C. Ниже глубины 890 м гидротермальные изменения проходили при 200–350°C и основными вторичными минералами являются: хлорит, эпидот, актинолит, альбит, ломонит, кварц и пирит (зоны III и IV). Изотопные соотношения Sr и O в базальтах и долеритах зоны IV показывают, что гидротермальные преобразования пород проходили при активном участии разогретой метаморфизованной морской воды при соотношении вода/порода, равном 1:1,6. Наши данные (И.Н. Говоров и др., 1989 г.; О.В. Чудаев, И. Тарарин, 1989 г.) по изменению пород в глубоководных желобах Западной Пацифики (Идзу-Бонинский, Волкано, Муссау, Западно-Меланезийский и Тонга) свидетельствуют о том, что базальтовые породы претерпели гидротермальный метаморфизм в условиях смектитовой фации, а более глубокие горизонты пород, включая силлы, изменены на уровне фации зеленых сланцев.

Полученные результаты по изменениям базальтов в современных структурах океанического дна хорошо согласуются с таковыми эффузивного разреза офиолитов, древних аналогов коры океана, которые не затронуты аккреционным метаморфизмом, прежде всего офиолиты Кипра [Kurnosov et al., 1987] и Куюльского офиолитового террейна (В.Б. Курносов, О.В. Чудаев, 1990 г.).

В процессе изменения пород происходит активный обмен химическими элементами между базальтами и морской водой. Чтобы понять, какие химические элементы поступают из морской воды в породу и наоборот, необходимо обратиться к результатам экспериментального моделирования этого процесса [Hajash, 1975; Bischoff, Seyfried, 1978; Seyfried, Bischoff, 1977, и др.]. В ходе реакции базальтовых стекол с

Таблица 55

Основные изменения пород базальтового слоя океанической коры в конвективных ячейках (гидротермальных системах) (по В.Б. Курносову [1986])

Конвективная ячейка (гидротермальная система)	Изменение пород			Главные вторичные минералы
	Этап	Тип	Стадия	
<u>Открытая</u> Центральные части (восходящие горячие растворы с выходом в океан)	1-й	"Неоокислительный"	Консолидации	Тальк, хлорит, актинолит, смектит
			Гидротермальная (средне- и высокотемпературная)	Триоктаэдрические смектиты. Редко — хлоритовые фазы (породы с высоким содержанием Mg); гидрослюда (щелочные породы)
		Окислительный	Гальмиролиза	Палагонит, Fe-смектит, филлипсит, гидроксиды Fe
<u>Фланги</u> (нисходящие потоки морской воды в океаническую кору)	2-й		Активного окисления (при 50—80°C)	Селадонит, глауконит, филлипсит, гидроксиды, Fe-смектит, КПШ
<u>Закрытая</u>	3-й	"Неоокислительный"		Триоктаэдрические смектиты
		"Неоокислительный" преобладает	Гидротермальная (главным образом умеренные температуры)	Триоктаэдрические смектиты и, возможно, группа минералов зоны окисления

морской водой при температуре 300° и давлении 0,5–1 кбар в большинстве экспериментов морская вода теряет Mg, который идет на формирование $Mg(OH)_2$ и частично входит во вторичные силикаты, pH раствора падет до 3–4. Удаление Mg из воды сопровождается выщелачиванием Ca из породы. Часть кальция идет на формирование ангидрита, другая остается в растворе. Поведение Na зависит от соотноше

Объем вторичного минералообразования в базальтах конвективной ячейки	Проявление стадии	Вклад в мобилизацию вещества	Обмен веществом в системе кора—океан	Вклад в подготовку пород к последующему этапу изменений в системе кора—мантия (плавление)
Весьма ограниченный	В центрах магматической активности	Незначительный или проблематичный	Не улавливается	Слабый
Большой в стекловатых разностях Ограниченный в долеритовых разностях	В осевых и приосевых зонах рифтов и в центральных частях вулканических гор	Определяющий	1. Гидратация базальтов, увеличение содержания CO_2 , слабое окисление 2. Вынос из базальтов большинства химических компонентов; из щелочных базальтов повышенный уровень выщелачивания Р	Важный по химизму и масштабам проявления
Весьма ограниченный	На поверхности повсеместно	Незначительный	1. Гидратация базальтов, окисление Fe, привнос К 2. Вынос из базальтов Ca, Mg и, возможно, Si, Na	Слабый
Ограниченный	В трещиноватых и брекчированных зонах	Средний		Важный по химизму, второстепенный по масштабам проявления
Ограниченный до большого	В нижних зонах окисления	Определяющий	Аналогично гидротермальной стадии при "неокисленном" типе изменения	Важный по химизму и масштабам проявления
Неясный	Под осадочным чехлом	Нет или почти нет	Не имеет (или почти не имеет) водообмена с океаном	Неясный

ния морская вода/порода. Натрий удаляется из морской воды при соотношении вода/порода меньше 5 и идет на образование вторичного альбита или анальцита. При соотношении вода/порода больше 10 Na выщелачивается из породы.

Если сопоставить состав растворов, получаемых в ходе эксперимента, с гидротермальными растворами, прореагировавшими с базальтами на гидротермальных площа-

дах Рейкьянес, Галапагосские гидротермальные холмы, 21° ВТП, то наблюдается неплохая сходимость (Мотл, 1983 г.).

При сопоставлении конечных продуктов эксперимента и природных образований основные различия наблюдаются в минералогии. В экспериментах не образуется эпидот, смектит формируется в условиях высоких температур эксперимента, когда в природе при такой температуре образуется хлорит. Например, в геотермальной системе Рейкьянес хлорит появляется при температуре 230–280°C, эпидот – при 200°C. На наш взгляд, это – проблема кинетики. В то же время не следует забывать, что термин "смектит" объединяет большую группу разбухающих минералов, среди которых встречаются и более устойчивые кристаллохимические разновидности. Например, в одной из современных гидротермальных систем ВТП встречен смектит, который образуется при температуре 380°C.

Таким образом, природные и экспериментальные исследования показывают, что базальты при изменении теряют большинство химических элементов и в первую очередь Ca, Si, Na, Fe, Mn и др., часть из которых в дальнейшем идет на формирование массивных сульфидных руд, железомарганцевых образований, металлоносных осадков.

ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД III СЛОЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Изучение преобразования габброидов в современных структурах океанического дна проведено в основном по материалам драгирования. Следует отметить работу Ито и Андерсона (1983 г.), в которой отбор образцов габбро проводился с помощью подводного аппарата из естественного обнажения мощностью около 700 м. Оказалось, что основная масса габбро изменена в условиях эпидот-амфиболитовой фации, и только в местах сильных деформаций встречены амфиболиты. С.А. Силантьев [1984] в Атлантическом океане обнаружил в основном габбро, измененные в условиях эпидот-амфиболитовой фации, в то же время для участков, испытавших сильный динамотермальный метаморфизм, метаморфизм доходит до амфиболитовой фации.

В глубоководных желобах Западной Пацифики преимущественное изменение габброидов проходило в условиях эпидот-амфиболитовой фации (И.Н. Говором, О.В. Чудаев, И.Н. Тарарин и др., 1989 г.). Среди вторичных минералов преобладают альбит, хлорит, эпидот, роговая обманка, актинолит, пренит. Степень вторичных изменений в кумулятивных габбро обычно меньше, чем в массивных, и вниз по разрезу габбро соотношение вода/порода становится равным единице и даже меньше, и вторичные минералы чаще концентрируются в жилах. Миграционную подвижность испытывают Ca, Fe, Mg, Si и др.

Вторичные изменения ультрабазитов в основном связаны с их серпентинизацией.

Серпентинизации ультраосновных пород современной океанической коры посвящено ограниченное число работ (Виннер, Тейлор, 1971 г.; Причард, 1979 г.), а по составу серпентиновых минералов достоверная информация практически отсутствует. В то же время знание фазового состава серпентиновых минералов чрезвычайно важно. С одной стороны, невозможно оценить геохимический баланс элементов при серпентинизации, с другой – геодинамическую обстановку формирования серпентинитов. Л.И. Лобковским [1988] активно развивается идея о преимущественно антигоритовой минерализации в зонах субдукции. Предложенная модель во многом является дедуктивной и основывается на том, что в условиях сжатия, которые характерны для зон субдукции, среди серпентиновых минералов должен преобладать антигорит, как самый устойчивый минерал из серпентиновой группы минералов.

В связи с изложенным выше нами проведено детальное изучение состава серпентиновых минералов глубоководных желобов Западной Пацифики – Идзу-Бонинского. Волкано, Тонга, Муссау, Западно-Меланезийского (Чудаев, Баринин, 1992 г.). Используются образцы рейсов нис "Каллисто" (рейс 16), "Академик Александр Несмеянов

Таблица 45 (окончание)
Сerpентиновые минералы ультрамафических пород из глубоководных желобов
западной части Тихого океана

№ обр.	Тип породы	Лизардит	Хризотил		Повлен-хризотил		Анти-горит
			клино-	орто-	клино-	орто-	
Идзу-Бонинский желоб							
H4-84/1	Гарцбургит	++		+++		+	+
H4-84/2	"	++	+++		+		
H4-84/10	"	++	+++	+++			
H4-84/22	"	++		+++			
H4-85/2a	"	+		+++		+	++
H4-85/26	"	+++		+++			+
H4-85/3	"	++	+++	+++			+
H4-85/4	"			+++		++	+
H4-85/7	"	+	+++				++
H4-85/11	"	+	+++	+++		+	++
H4-85/13	"	+		+++	+	+	
H4-85/17	"	+	+++	+++		+	++
H4-103/1	"	++	+++	+++		+	+
B7-104/1	"	+++		++			
B7-5/2	Верлит	+++	+				
B7-8/1	Гарцбургит	+++	++				+
B7-9/11	Лерцолит	+++	+				
B7-9/17	Гарцбургит	+	+++	+++	+	+	++
B7-9/19	Лерцолит	+++	++				
B7-9/21	"		+				+++
B7-9/23	Вебстерит	+					
B7-12/1	Гарцбургит	+++	++	++			+
B7-12/3	"	+++	++				
B7-12/5	Лерцолит	+++	++				
Желоб Волкано							
B7-29/13	Гарцбургит	+++					
Западно-Меланезийский желоб							
B7-89/1	Гарцбургит	++	++				
B7-89/2	"	+	+++	+++		+	+
Желоб Муссау							
B7-83/63	Верлит	+++					
B7-83/64	"	+++	+				
B7-74/10	Серпентинит						+++
Желоб Тонга							
16-73	Верлит		+++				
16-48/17a	Гарцбургит	+	+++		+		
16-48/176	"	+	++	++			+
16-48/6	"	++	++	++	+	+	+
16-48/9	"	+			+++		
16-50/6	"	+++		+++			
16-50/9	"	+++	+	+			
Примечание. Содержание минерала: +++ — значительное, ++ — среднее, + — низкое.							

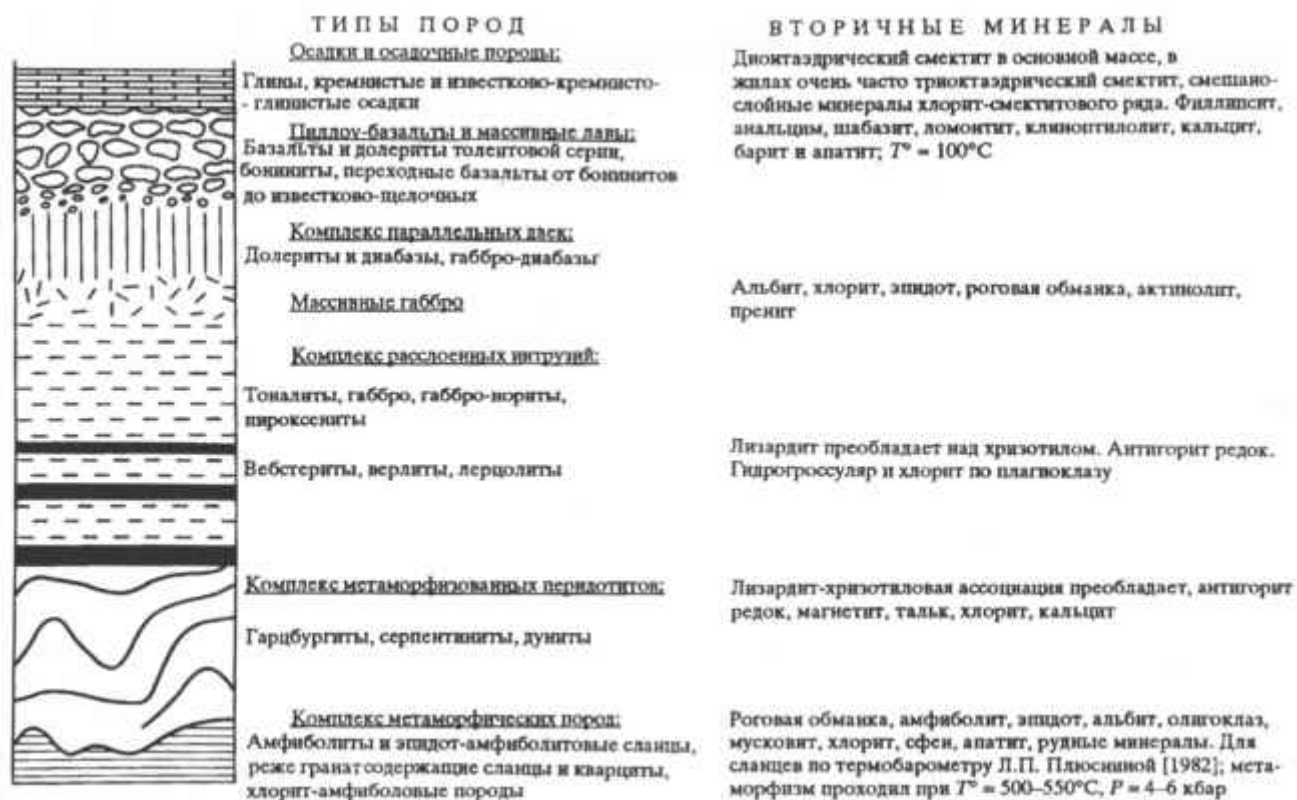


Рис. 78. Схематический разрез коры внутреннего склона желобов Западной Пацифики

Рис. 7У Распределение серпентинитов по геотраверзу Разломы Вема—Северная стена, по Э. Бонатти

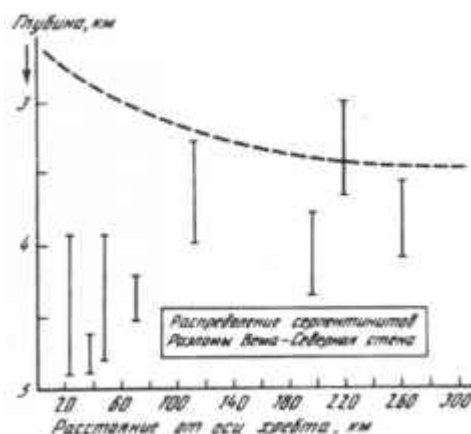
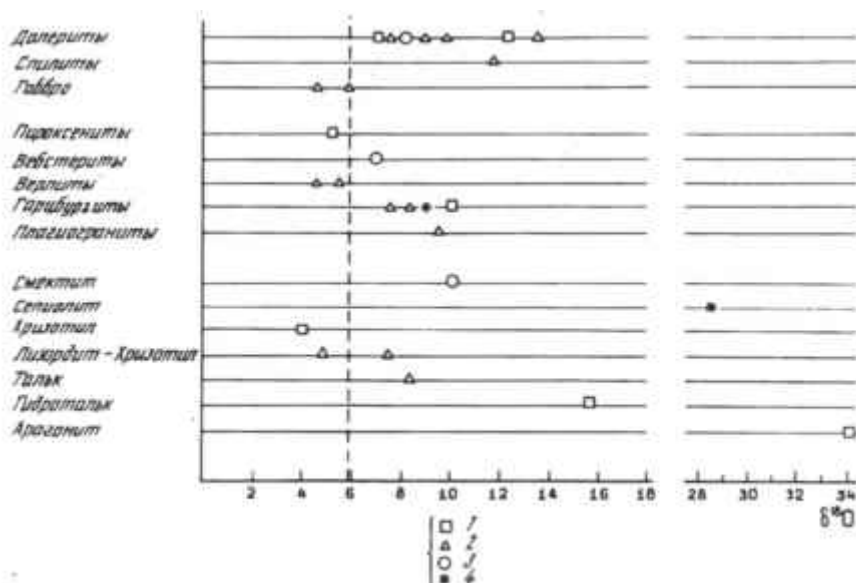


Рис. КО. Изотопный состав кислорода измененных пород и их минералов
Желоба: 1 — Тонга, 2 — Идзу-Бонинский, 3 — Муссау, 4 — Западно-Меланезийский



(рейс 4), "Академик Александр Виноградов" (рейс 7). Диагностику минералов выполнил Н.Н. Баринков.

Результаты изучения ассоциаций серпентинитов в ультраосновных породах глубоководных желобов методом микродифракции электронов представлены в табл. 56.

Эти результаты показали, что для минерального состава серпентинитов характерна преимущественно хризотил-лизардитовая минерализация. Антигорит присутствует в серпентинитах в незначительных количествах. В большом числе образцов он был встречен в качестве примеси либо отсутствовал. Один образец, полностью сложенный антигоритом, был обнаружен в желобе Муссау. В желобе Тонга антигорит появляется в составе серпентинитов, приуроченных к зонам дробления (ст. 16–48); в серпентинитах, не подвергавшихся деформации, антигорит отсутствует (ст. 16–50). Следует отметить, что лизардит и хризотил преимущественно развиты в разных типах пород — гарцбургитах, верлитах, лерцолитах и вебстеритах.

В составе хризотилов многих образцов обнаружена редкая разновидность хризотила — повлен-хризотил, наличие которого связывают с конечными стадиями процесса серпентинизации [Варлаков, 1986].

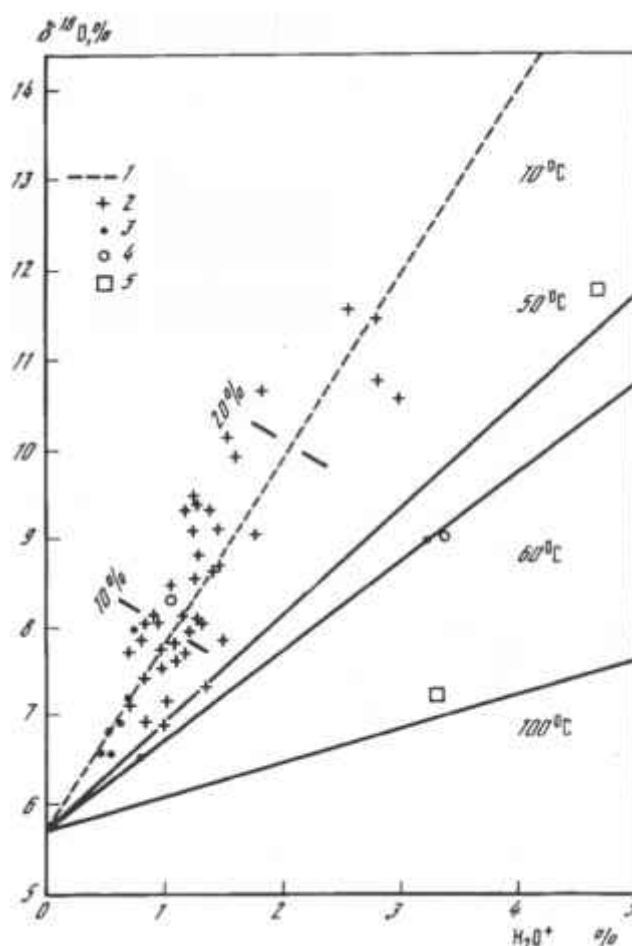


Рис. 81. Соотношение ^{18}O и H_2O в базальтах и смектитах

1 — данные Мюленбака и Клейтона (1972 г.); 2 — скв. 417, 418 (данные Мюленбака, 1978 г.); 3 — скв. 504В [Kawahata et al., 1987]; 4 — желоб Муссау; 5 — Идзу-Бонинский желоб

Господствовавшая до последнего времени точка зрения об изохимичности серпентинизации в настоящее время все больше подвергается сомнению, особенно для серпентинитов, обнаруженных в современных структурах дна океана [Bonatti et al., 1983; Чудаев, Волохин, 1990; Chudaev, 1990]. Экспериментальные данные по взаимодействию перидотитов с морской водой, проведенные Д. Дженески и В. Сейфридом [Janesky, Seyfried, 1986], свидетельствуют об активном обмене элементами между морской водой и перидотитами. Эксперименты проводились при температуре 200–300°C с различным соотношением вода/порода. Не вдаваясь в детали, отметим, что в ходе эксперимента pH снижался до 4. Концентрация Mg уменьшалась в растворе, а Ca, Fe, Si увеличивалась. В ходе реакции выделялись водород и метан. Среди продуктов изменения основной минерал — лизардит, кроме того, появляются брусит, ангидрит, магнетит.

Освобождающиеся при серпентинизации Mg, Fe, Ca, Si и другие элементы при соответствующих физико-химических условиях могут образовывать скопления, обогащенные ими, например отложения сепиолита, палыгорскита, арагонита обнаружены вблизи ультраосновных тел [Bonatti et al., 1983; Чудаев, Волохин, 1990; Chudaev, 1990].

На рис. 78 представлены в генерализованном виде основные вторичные минералы, возникающие в процессе гидротермального метаморфизма пород океанической коры в глубоководных желобах Западной Пацифики. На первый взгляд не совсем соответствуют своему положению (по уровню изменений) серпентиниты. При ненарушенной коре степень изменений ультрамафитов была бы выше. На наш взгляд, серпентинизация ультрамафитов происходит на более высоких уровнях океанической коры. Проникновение ультраосновных тел начинается в зонах растяжения коры – рифтах, где они формируют диапиры и силлы, здесь же происходит их частичная гидратация. В зонах сжатия (за пределами рифтовых зон) происходит их выдавливание в более верхние горизонты океанической коры, а затем дальнейшая серпентинизация. Наглядный пример положения протрузий ультраосновных тел по мере удаления от оси Срединно-Океанического хребта приведен на рис. 79 [Bonatti et al., 1976].

Проведенные исследования по изотопному составу кислорода в основных типах пород и вторичных минералах (рис. 80) позволяют заключить следующее. Для эффузивной части разреза характерен широкий спектр изотопных соотношений, но всегда $\delta^{18}\text{O}$ больше 6‰, т.е. при изменении характерно значительное участие морской воды. Разброс значений связан с количеством вторичного минерала смектита, температура образования которого для изученных образцов желобов Муссау и Идзу-Бонинского колеблется от 50 до 100°C (рис. 81). Для остальной части разреза (габбро, расслоенный комплекс) участие морской воды резко сокращается, в этой части возможно участие и флюидов более глубинного происхождения. Для серпентинизированных ультрамафитов (гарцбургитов) $\delta^{18}\text{O}$ больше 6‰. В то же время значения изотопных соотношений кислорода в серпентиновых минералах могут быть как больше 6‰, так и меньше (см. рис. 81), что лишним раз подчеркивает, что серпентинизация проходит в несколько этапов, и чаще всего одна генерация серпентинов замещается полностью или частично более поздней.

Заканчивая описание вторичных преобразований пород океанической коры в условиях гидротермального метаморфизма, отметим, что в процессе циркуляции морской воды в пределах II и III слоев океанической коры происходит значительное минералогическое-геохимическое перерождение пород, которое оказывает значительное влияние на осадко-и рудообразование.

ПОДВОДНЫЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ВЕЩЕСТВА В ОКЕАНЕ

Минеральные изменения магматических пород в условиях гидротермального метаморфизма сопровождаются обменом химических элементов между современной океанической корой и раствором. Примеров, доказывающих миграцию химических элементов (природные и экспериментальные данные), достаточно много. Отметим, что по данным В.Б. Курносова [1986, 1988], в гидротермальную стадию изменения из базальтов удаляются: Ca, Mg, Si, Fe, Mn и другие элементы. В габбро повышенную миграционную способность испытывают Ca, Si [Силантьев, 1984]. Как уже отмечалось, при серпентинизации вполне подвижными компонентами являются Mg, Fe, Si, B и др.

Наряду с качественной оценкой выноса химических элементов из океанической коры важен и количественный анализ. К сожалению, эту оценку можно сделать только для базальтовой части коры, наиболее изученной к настоящему времени с помощью скважин глубоководного бурения. В то же время следует иметь в виду, что в геохимическом обмене участвует не только базальтовая покрывка, но и весь III слой коры. Количественные расчеты были проведены В.Б. Курновым [1986]. В качестве опорных были выбраны разрезы, вскрытые наиболее глубокими скважинами, максимально проникшими в базальтовый фундамент в активных структурных элементах дна: скв. 504В (Коста-Риканский рифт), скв. 485А (Калифорнийский залив).

Ежегодная потеря химических элементов базальтами в Тихом океане
(по В.Б. Курносову [1986, 1989])

Элемент	Потеря химических элементов, млн т				
	Восточно-Тихоокеанское поднятие	Подводные горы	Тихий океан "	Мировой океан	Процент потери в Тихом океане
Si	179,4	38,8	218,2	577	37,8
Ca	95,7	27	122,7	314,1	39
Al	45	3	48	138	34,8
Fe	35,7	10,8	46,5	117,9	39
Mg	19,5	1,6	21,1	60,1	35
Na	18,2	0,16	18,36	54,66	33,6
Ti	1,4	0,6	2	4,65	43
Mn	1,4	0,8	22	4,85	45
F	0,15	0,12	0,27	0,57	47
Ni	0,3	0,04	0,34	0,9	38
Zn	0,15	0,02	0,17	0,47	36
Cu	0,09	0,03	0,12	0,29	41
Co	0,05	0,01	0,06	0,16	37,5

* Типа Императорского хребта.

Суммарная.

От суммарной потери в Мировом океане.

скв. 433С (Императорские подводные горы), скв. 462А (впадина Науру). Для расчета баланса вещества был использован атомно-объемный метод.

Здесь нет необходимости подробно останавливаться на методике расчета промежуточных данных, так как эти результаты опубликованы [Курносов, 1986]. Отметим, что данные по опорным разрезам позволили определить массы химических элементов, ежегодно теряемые породами базальтового слоя океанической коры. Эти величины нуждаются в уточнении, особенно в плане раскрытия реального участия в формировании состава подводных гидротерм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Сопоставление масс химических элементов, ежегодно выносимых в океан подводными гидротермальными источниками, с массами элементов, выщелачиваемых из пород базальтового слоя для Мирового океана и отдельно для Тихого (табл. 57), подтверждает на количественной основе точку зрения о преимущественно коровой природе макро- и микроэлементов в подводных гидротермах. Коровый источник вещества обеспечивает полностью минерализацию подводных гидротерм (Fe, Zn, Си, Со, Ni, Si, Al, Ti, Mn).

Избыток химических элементов, выщелачиваемых из базальтов и не попадающих в океан, показывает, что значительные их массы остаются в коре и формируют жильную и рассеянную минерализацию. В этом отношении показателен пример с железом. В Тихом океане ежегодный гидротермальный привнос железа составляет примерно 13,6 млн т. Из базальтов его освобождается не менее 46,5 млн т. Таким образом, только в базальтовом фундаменте остается 33 млн т железа (около 70%).

Полученные сведения показывают, что в современном океаническом бассейне осадконакопление и концентрация рудных элементов (особенно в пелагических областях) больше связаны с подводной гидротермальной деятельностью, чем с терригенной поставкой осадочного материала в океан.

Глава 9

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ, ПОИСКОВЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА КОБАЛЬТ-МАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ГАЙОТОВ ПОДНЯТИЯ МАРКУС-УЭЙК И МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

В последнее десятилетие работы, посвященные корковому железомарганцевому оруденению подводных гор, стали появляться все чаще и к настоящему времени в своем большинстве преобладают над работами по океаническим конкрециям. Особенно это хорошо заметно на примере работ, исследующих рудоконтролирующие факторы с попытками выявить поисковые предпосылки. Это связано как с общим смещением конъюнктурных интересов в сторону кобальтоносных корок, так и с тем, что выделение поисковых предпосылок в последнем случае приобретает весьма важное прикладное значение, поскольку узкая локализованность коркового оруденения требует предварительного выявления наиболее перспективных объектов для проведения работ.

Предшествующими исследованиями выявлены общие гидрохимические, гидродинамические, геоморфологические и некоторые другие предпосылки [Хальбах, Путенус, 1984; Богданов, 1987а; Железомарганцевые..., 1990]. Однако эти работы носят общий характер, т.е. формулируют поисковые предпосылки либо в целом для коркового оруденения, либо для очень крупных регионов, например одного из океанов. В этом отношении исключением из общего круга работ является статья Дж. Хайна с соавторами [Hein et al., 1988], в которой на основании исследований гайотов Маршалловых островов формулируются восемь следующих конкретных поисковых и эксплуатационных критериев перспективных кобальт-марганцевых объектов: 1) крупные вулканические постройки, достигающие глубин менее 1,5–1 км; 2) с возрастом субстрата корок древнее 20 млн лет; 3) не покрытые крупными современными атоллами и рифами; 4) с достаточно устойчивыми склонами гор; 5) с отсутствием молодого местного вулканизма; 6) изолированные от существенного привноса речного и эолового материала; 7) с хорошо развитой зоной кислородного минимума на небольших глубинах; 8) наличие активных подводных течений.

В этой главе мы предприняли попытку конкретизировать известные и описать дополнительные предпосылки для определенного района, который в целом заведомо перспективен на обнаружение ценных в промышленном отношении залежей кобальтоносных железомарганцевых руд. По общим представлениям, наиболее важными рудоконтролирующими факторами являются: абсолютная глубина океана, геоморфологические особенности, гидродинамический режим и продолжительность процесса рудообразования.

Глубина океана сказывается через физико-химические условия, существующие в толщах воды на различных горизонтах. На глубинах около 800 м известен межрегиональный горизонт кислородного минимума, связанного с активным распадом органического вещества, обуславливающего существование восстановительных условий [Landing, Bruland, 1980]. В этой зоне восстановленные формы Mn , Co , являющиеся растворимыми, имеют тенденцию к концентрированию. Ниже зоны кислородного минимума, при резкой смене условий на окислительные, согласно П. Хальбаху и Д. Путенус [1984], происходит усиленное отложение гидроксидов этих металлов в виде корок или других рудных образований за счет окисления и перехода в нерастворимую форму. Наиболее продуктивный горизонт, согласно этим исследователям, заключен в интервале 1000–1500 м. Наши предшествующие работы в центральной части Импе-

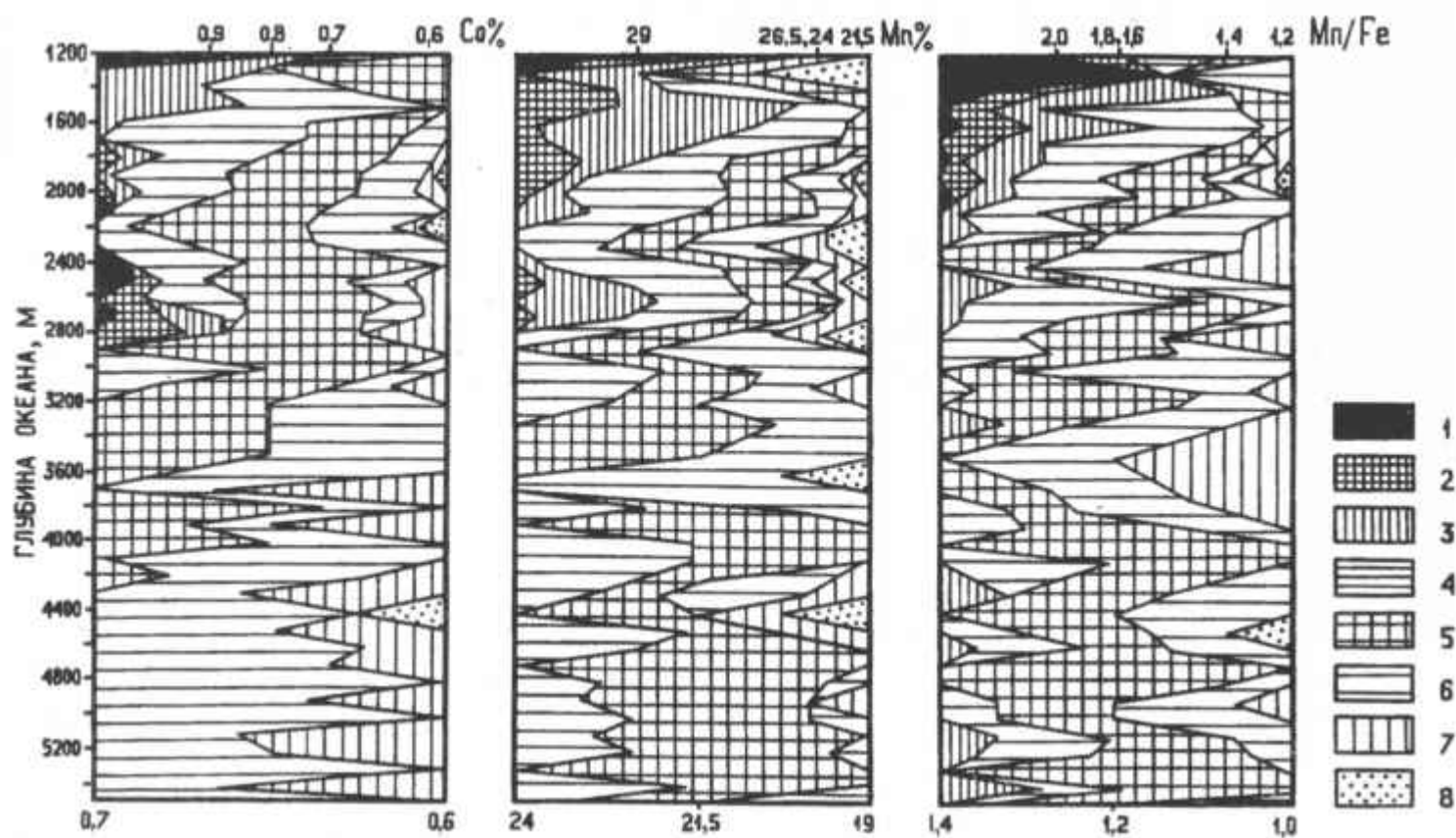


Рис. S2. Распределение некоторых основных компонентов железомарганцевых образований по глубинам, %

1 — Co > 0,9, Mn > 29,0, Mn/Fe > 2,0; 2 — Co 0,8—0,9, Mn 26,5—29, Mn/Fe 1,8—2,0; 3 — Co 0,7—0,8, Mn 24,0—26,5, Mn/Fe 1,6—1,8; 4 — Co 0,6—0,7, Mn 21,5—24,0, Mn/Fe 1,4—1,6; 5 — Co 0,5—0,6, Mn 19,0—21,5, Mn/Fe 1,2—1,4; 6 — Co 0,4—0,5, Mn 16,5—19,0, Mn/Fe 1,0—1,2; 7 — Co 0,3—0,4, Mn 14,0—16,5, Mn/Fe 0,8—1,0; 8 — Co < 0,3, Mn < 14,0, Mn/Fe < 0,8.

раторского хребта подтверждают эти выводы. Так, на гайоте Йомей, на котором рудные залежи расположены на глубинах от 1100 до 1300 м, содержание Мп в корках достигало 35% и более, в среднем составляя около 30%. На изученной площади в этот продуктивный интервал попадают лишь несколько станций, не дающих сколько-нибудь ясного представления о поведении металлов. Лишь несколько гор выше 1300 м стали объектами региональных работ, а детальные работы проведены на горе Батиса, имеющей более низкую батиметрическую отметку вершинного плато.

Проведенные работы позволили создать объемный массив данных для изучения распределения компонентов по глубинам во всех типах рудных образований от корок и вершинных конкреций до абиссальных. При расчетах не использованы данные по ККО, поскольку концентрации полезных компонентов в них заведомо низки вследствие разбавляющего влияния силикатных и фосфатных примесей. На рис. 82 представлены распределения концентраций Мп и Со, а также значений марганцевого модуля. Горизонтальные отрезки на каждой 100-метровой отметке показывают распределение числа наблюдений (в %), приходящиеся на различные классы содержания.

Приведенные диаграммы имеют ряд общих закономерностей. Наибольшие значения тяготеют к верхней трети разреза: ниже интервала 2800–3100 м не отмечены концентрации Мп выше 24%, Со – 0,6%. Наиболее продуктивен интервал 1300–2100 м. Пренебрегши случайными значениями в верхних интервалах, можно разделить этот интервал на два: максимально перспективный 1300–1500 и 1800–2100 м. В первом более, чем в 50% случаев, содержанием Мп более 26,5%, Со – 0,7%, а значения Мп/Fe – 1,8. Интервалы менее продуктивные, но представляющие собой всплески повышенных концентраций на общем фоне, отмечаются в интервалах 2400–2800, 3000–3200, 3800–4000 м. Эпизодические всплески минимальных значений отмечаются по всему разрезу и обусловлены наличием образцов с высоким содержанием нерудных компонентов.

Верхние продуктивные интервалы, вероятно, соответствуют зоне затухания наибольшей активности процессов окисления. Д. Пайпер и М. Уильямсон среди наиболее продуктивных глубин указывали и уровень в районе 3000 м, связывая его с фораминиферовым лизоклином, считая, что раковины этих организмов при растворении освобождают захваченные ими металлы [Piper, Williamson, 1978]. Поскольку лизоклин может смещаться в зависимости от конкретных условий, продуктивные интервалы на отрезке 3000–3200 м можно связать с этим процессом.

Конкреции нижних частей склонов и межгорных равнин весьма стабильны по значениям концентраций приведенных компонентов. Мп в основном изменяется в пределах 20–24%, Со – 0,4–0,5%. Значения марганцевого модуля более изменчивы, но за это ответственны колебания концентраций Fe.

Высокие содержания металлов, объясняющиеся наиболее интенсивной поставкой, имеют положительную корреляцию с массами отлагающегося рудного вещества и, соответственно, с мощностью корок или плотностями залегания конкреций. Неудивительно поэтому, что показанные продуктивные интервалы соответствуют установленным интервалам наибольшей встречаемости рудных корок высокой мощности или полей конкреций с высокими плотностями залегания.

Следуя таким рассуждениям, можно проиллюстрировать действие и второго рудоконтролирующего фактора – геоморфологического. Продуктивные интервалы в пределах склонов (2400–4000 м) можно в значительной мере объяснить и существованием локальных благоприятных условий. Последние чаще всего создаются особенностями рельефа дна и влияют на проц" рудообразования опосредованно через гидродинамику. В этом контексте понятн почему в распределении Со в сравнении с распределением Мп выделяется больше мод и максимальные содержания (до 0,9%) прослеживаются до больших глубин; Со более жестко реагирует на локальное повышение окислительности среды, создавая высокие концентрации за счет активного

осаждения, в то время как для увеличения концентрации Мп, помимо создания благоприятных условий отложения, необходимо еще и увеличение объема его поставки.

Таким образом, геоморфологические особенности контролируют рудообразование посредством увеличения окислительных возможностей среды в зонах повышенной гидродинамической активности, приуроченных к наибольшей расчлененности рельефа дна. По-видимому, влияет как вертикальная, так и горизонтальная расчлененность. Учитывая эффект сложения, максимально благоприятные условия отложения вещества можно предполагать в пределах наиболее крутых склонов с пилообразным профилем (склоны, осложненные различными пикообразными повышениями, глубокими трещинами и другими формами, увеличивающими горизонтальную составляющую расчлененности).

Геоморфологический контроль сказывается и опосредованно через литодинамику. Речь идет о склоновых процессах. На наиболее крутых участках склонов новейшие осадки не отлагаются, и существуют наиболее благоприятные условия осаждения на твердый субстрат (коренные породы) и формирования рудных корок. С выполаживанием склона происходит частичное погребение коренных пород чехлом осадков. В этом случае остаются выходы, приуроченные к положительным формам мезорельефа. На них продолжается формирование корок. На осадках, как правило, находится значительное количество эдафогенного материала, служащего ядрами для образования конкреций и ККО, т.е. в таких зонах корки ассоциируют с другими рудными образованиями.

С дальнейшим выполаживанием склонов соотношение рудных корок на коренных выходах и конкреционных образований меняется в пользу последних. Перекрытые карбонатными осадками корки, попав в относительно восстановительные условия, начинают растворяться. Для начала протекания этого процесса, по-видимому, достаточно 10–15 см мощности перекрывающего осадка, о чем свидетельствует сопоставление материалов донного фотографирования и дражного опробования. На ступенях и у подножий склонов, где происходит наиболее активная склоновая аккумуляция осадков, поступающих путем пластического гравитационного течения, различных оползневых процессов, разгрузки мутьевых потоков, рудные образования отсутствуют, скорее всего, по той причине, что степень аккумуляции осадка значительно превышает скорость отложения гидроксидов железа и марганца.

Комплексное воздействие геоморфологического, литодинамического и гидродинамического факторов хорошо прослеживается на плоских вершинах гайотов. Отсутствие рудных образований на вершинных поверхностях можно связать с повышенной биогенной седиментацией в условиях активного литодинамического режима, что подтверждает широкое развитие рифелей, смешанный комплекс микрофаунистических остатков и некоторые другие факты, иными словами, нестабильность условий в зоне вода–дно препятствует формированию конкреционных образований. Вдоль бровки гайота, где возможно усиление гидродинамической активности и увеличение окислительного потенциала среды, появляются поля развития вершинных конкреций. Эти поля присутствуют и в непосредственной близости от эрозионных останцов, т.е. также в зонах повышенной гидродинамической активности. Нельзя забывать и о наличии или отсутствии субстрата и центров осаждения для формирования рудных объектов.

Суть действия фактора времени в целом очевидна и может быть легко проиллюстрирована собранными фактами. Батиметрические интервалы распространения корок мощностью более 3 см тесно коррелируют с интервалами распространения грубозональных корок. Неудивительно поэтому, что все наиболее продуктивные залежи корок сложены грубозональными разновидностями. Очевидно, что нижележащие по разрезу II и I слои являются более древними, чем перекрывающий их III слой, продолжающий, вероятно, формироваться в настоящее время. Выше было показано, что микропалеонтологические и палеомагнитные исследования позволили отнести время

формирования I слоя к миоцену, а II – к позднему плиоцену – раннему–позднему плейстоцену.

На первый взгляд временной фактор проявлен достаточно просто: чем более продолжительный отрезок геологического времени происходило формирование рудных корок, тем больше их мощность и абсолютная масса отложившегося рудного вещества. Однако этот фактор может оказывать как положительное, так и отрицательное воздействие на формирование месторождений рудного сырья, т.е. воздействовать как конструктивно, так и деструктивно. Последнее сказывается в протекании процессов разрушения уже сформировавшихся рудных залежей. Это могут быть тектонические воздействия, в течение которых происходит дробление и дезинтеграция, а могут быть и процессы, вызывающие смену физико-химических условий и растворение рудного вещества. Среди последних наиболее просто представить погребение корок покровом карбонатных осадков, что приводит к созданию восстановительных условий и переходу марганца в растворимую форму, а также размыв осадочных отложений в течение трансгрессивно-регрессивных циклов.

Среди факторов, подтверждающих разрушение руд, наблюдается частое присутствие реликтов дезинтегрированных корок, сформировавшихся гораздо ранее миоценового времени. Нами описаны брекчии, содержащие обломки рудных корок. Ассоциации планктонных фораминифер и кокколитофорид, содержащихся в цементе, говорят о ранне-среднемиоценовом возрасте последнего. Среди обломков выделены пластинчатые угловатые в зонах скола, сходные по строению и составу с веществом I слоя, а также округлые изометричные, неясного строения и совершенно отличного состава, в котором преобладают более устойчивые и хорошо окристаллизованные 10А, ТА, 5А минералы. Можно сделать два вывода: Во-первых, формирование корок, сходных по строению и составу с I слоем, началось по крайней мере в раннем эоцене. Во-вторых, ранее существовали слои, существенно отличные по составу. Наиболее древняя брекчия, в которой отмечены рудные обломки, имеет сантонский возраст (ст. 532Д).

Таким образом, рудоконтролирующее воздействие фактора времени можно сформулировать с такой оговоркой: чем дольше существовали условия формирования рудных объектов, непрерываемые периодами деструкции, тем больше мощность корок и тем больше абсолютные массы накопленного рудного вещества.

Еще один существенный рудоконтролирующий фактор, упоминавшийся рядом исследователей, – геодинамический. Процессу рудообразования способствует существование придонных течений. По-видимому, в регионе существует и существовало в недалеком геологическом прошлом придонное течение, направленное с юга на север. Это предположение основано на распределении осадочного покрова на гайотах и эрозийных окон на их склонах в пределах возвышенности Маркус-Уэйк. Анализ распределения осадочного покрова на гайотах показывает, что горные постройки, расположенные на крайнем юге, являющиеся первыми препятствиями на пути предполагаемого течения, максимально обнажены (горы Дикси-Джейн, постройки массива Южного). На центральном гайоте последнего массива обнажена даже обширная вершинная поверхность, а в тех зонах, где распространены осадки, на них развиты продуктивные поля вершинных конкреций и ККО. То же касается гайотов, находящихся на северных бортах наиболее крупных межгорных впадин (Ламонт, Скриппс). Напротив, гайоты, находящиеся в теневой зоне предполагаемого течения (горы Ханк, Мэлони, Лэдд, Бетти и другие), в наибольшей степени покрыты осадками и имеют минимальный интервал развития корковых образований.

Детально изученный гайот Батиса, удлинение которого ориентировано вдоль оси предполагаемого течения, максимально обнажен в южной части, фактически встречающей это течение за впадиной Минамитори, а максимально покрыт осадками в северной части вершинной поверхности и на северных склонах. Важен тот факт, что сплошное покрытие вершинной поверхности осадками отмечается к северу от куполообразного повышения в южной части вершинной поверхности, на котором отме-

чены минимальные глубины, т.е. в затененной гидродинамической зоне. Затенение, однако, не является полным, поскольку около 60% площади осадков покрыто знаками ряби, ориентировка которых устойчиво сохраняется на десятки километров вдоль фотопрофилей и свидетельствует о меридиональной ориентировке течения.

Анализ эрозии в средних и нижних частях склонов горных сооружений показывает, что на севере гор Маркус-Уэйк в эрозионных окнах, которые встречаются здесь редко, обнажаются миоценовые цеолитовые глины (массивы Скриппс, Хайдок, Ван-Уикхауз); в центральной части возвышенности частота встречаемости эрозионных окон возрастает (массивы Ламонт-Лэдд, Арнольд), и в одном из них уже установлены отложения эоцена-олигоцена (массив Майами), в южной части поднятия частота встречаемости и размеры эрозионных окон возрастают еще более и в них обнажаются древние отложения вплоть до альб-сеноманских (массивы Дженнингс-Батиса, Ханк-Пот, Южный). Все это свидетельствует о затухании степени воздействия течения на поверхность дна с юга на север.

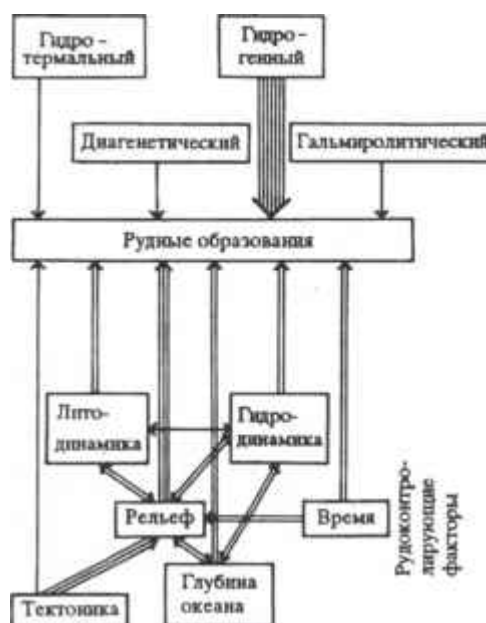
Предполагаемое течение, с одной стороны, перераспределяет осадочный материал, облегчая формирование рудных корок на одних участках и затрудняя на других, с другой, — зоны наибольшей гидродинамической активности способствуют осаждению гидроксидов основных рудных компонентов.

Учитывая отмеченный выше привнос определенного количества гидротермального материала, следует рассмотреть возможность тектономагматического или тектонического контроля оруденения. Поступление материала возможно по ослабленным зонам в породах фундамента, которые могут быть выражены в рельефе или в геофизических полях. Данное положение не является умозрительным, а находит ряд подтверждений в исследованном регионе. Так, восточный отрог гайота Батиса хорошо выражен в магнитном поле высокоамплитудной отрицательной линейной аномалией, имеющей то же субширотное простирание, что и гребень отрога. Рудные тела на этом отроге особенно перспективны; плотности залегания корок здесь достигают 200 км/м². Эти корки имеют характерный трехслойный разрез, причем мощности слоев сопоставимы. Первый рудный слой, в вещество которого вклад гидротермального материала мог быть наиболее существенным, присутствует в этих телах повсеместно. Западный отрог, лежащий в пределах этой же аномальной зоны, значительно менее перспективен — ошные корки обнаружены только в привершинной части, но этот факт можно объяснить весьма интенсивным здесь протеканием склоновых процессов: большая часть поверхности отрога перекрыта карбонатно-глинистыми осадками.

Другим примером является гайот Скриппс, в пределах которого выявлено весьма перспективное оруденение и основные залежи также сложены грубозональными корками. Этот гайот выражен в магнитном поле сложным сочетанием высокоградиентных аномалий обоих знаков. Последнее обстоятельство свидетельствует, по-видимому, о многофазности магматического процесса и, соответственно, о неоднократном проявлении постмагматической деятельности. Сходная ситуация отмечена и на центральной постройке массива Южный, характеризующейся наиболее высокими значениями параметров оруденения.

На схеме рис. 83 приведены наши представления об иерархии рудоконтролирующих факторов и их взаимном влиянии. Это построение носит весьма общий характер и при накоплении фактического материала будет уточняться и дополняться. Вероятно, наиболее важно рудоконтролирующее значение рельефа. Наиболее проблематично прямое воздействие тектонического или тектономагматического фактора. Разделение на этой схеме по значимости других факторов представляется целесообразным, поскольку в каждой конкретной ситуации их роль может быть различной. Понятно, что главной рельефообразующей силой в регионе являются тектономагматические процессы. Ясны взаимные связи рельефа с гидродинамикой и литодинамикой и т.д.

Рис. 83. Гипотетическая схема воздействия рудоконтролирующих факторов на процесс рудообразования.



На схеме показаны и предполагаемые источники поступления рудного материала, поскольку рудоконтролирующие факторы имеют с ними определенные причинно-следственные связи. Выше было показано, что главным источником рудного материала является гидрогенный, найдены признаки некоторого привноса гидротермального материала в древние слои корок и валунных конкреций и диагенетического, ремобилизованного при раннем диагенезе осадков, — в конкреции. Нельзя исключить поступления некоторой части материала, освобождающегося в результате гальмипролиза коренных пород. Очевидно, что для гидрогенного материала наиболее важными факторами являются глубина океана, рельеф, гидродинамика и длительность рудоотложения. Для гидротермального материала основной контроль — тектономагматический, для диагенетического — литодинамический. Для гипотетического гальмирогенного материала важны рудоконтролирующее влияние рельефа, гидродинамика и длительность процесса; возможно и определенное влияние постмагматических явлений. При любом источнике вещества, однако, первостепенное значение имеет наличие крутых, свободных от осадков склонов, на которых и происходит образование корок. Это еще один довод, которым мы руководствовались, говоря о первостепенном значении рельефа как рудоконтролирующего фактора.

Рассмотрев наиболее существенные рудоконтролирующие факторы, можно выявить ряд поисковых предпосылок коркового оруденения:

1. Вершинная поверхность перспективного гайота находится в интервале глубин 900–1300 м. При более глубоком расположении вершинной поверхности склоны не попадают в максимально продуктивный интервал глубин. Соответственно, при выполнении этого требования и при прочих равных условиях мы вправе ожидать большие мощности корок в продуктивном интервале и более высокие концентрации металлов.

2. Наиболее крутые участки склонов (более 10°) должны занимать площади достаточные для обнаружения перспективных полей развития корок. Наиболее расчлененные зоны более перспективны по параметрам оруденения, но менее благоприятны для добычи, чем менее расчлененные.

3. При отсутствии покрова новейших осадков на вершинных поверхностях они должны быть отнесены к наиболее перспективным зонам гайота.

4. Наличие в регионе придонных или глубинных течений может считаться дополнительной предпосылкой для постановки работ на горных сооружениях, попадающих в зону этих течений.

5. При прочих равных условиях наибольший интерес представляют горные сооружения, характеризующиеся высокоградиентным аномальным магнитным полем, что дает основание предполагать сложную, многофазную историю тектономагматического развития.

По рудоконтролирующему воздействию временного фактора на данном этапе не удалось сформулировать однозначного поискового признака, поскольку нередко одновозрастные, сходные по строению и размерам гайоты имеют различный характер оруденения.

Первые две предпосылки могут быть проверены в первом приближении по морским навигационным картам предполагаемого района исследований, и с достаточной точностью – после промера, выполненного с подробностью, соответствующей стадии проводимых работ. Примером прогноза с использованием этих признаков являются рекомендации, выполненные В.М. Ненашкиным, показавшим невысокие перспективы гор Батиса и Мэлони, что было подтверждено нашими работами.

Третья предпосылка может быть обоснована по результатам высокочастотной сейсмоакустики при выполнении опережающих геофизических исследований. Этот же метод позволяет определить характер распределения осадков на склонах. При введении в комплекс магнитометрических исследований (что обычно всегда и делается) можно получить необходимую информацию для использования пятой поисковой предпосылки. Гидрологический режим придонных вод может в общих чертах быть выяснен по библиографическим материалам. Проведение гидрологических исследований по редкой сети можно рекомендовать на подготовительной стадии региональных работ.

Для конкреций к настоящему времени мы можем выделить только геоморфологические и литологические, в меньшей степени гидродинамические предпосылки. В соответствующем разделе было показано, что центральные части межгорных впадин практически безрудны. Наиболее перспективны для обнаружения крупных богатых залежей абиссальных конкреций обширные предгорные шлейфы. Богатые залежи меньших размеров могут быть приурочены к широким слабонаклонным или горизонтальным ступеням в нижних частях склонов горных сооружений. Цитологический контроль в отличие от абиссальных полей конкреций, например, зоны Кларион-Клиппертон, проявлен весьма ограниченно. С уверенностью можно лишь утверждать, что поля развития кремнисто-глинистых диатомовых илов, всегда имеющих низкую несущую способность, являются безрудными. Поля развития карбонатных фораминиферовых или нанофоссилийных осадков, развитые на плоских вершинных поверхностях гайотов, также часто безрудны, однако этот признак может быть применен с меньшей степенью уверенности.

Высокопродуктивны залежи вершинных конкреций, в том числе и валунных, приуроченных к зонам с повышенной гидродинамической активностью: районы действия придонных течений, области с высоким показателем расчлененности рельефа.

Подводя итог, можно выделить наиболее перспективные объекты рудной зоны Маркус-Уэйк. Среди подробно изученных горных сооружений максимальные перспективы кобальтоносного коркового железомарганцевого оруденения мы связываем с постройками массива Южный, а именно с гайотом, занимающим центральное положение в массиве и с островершинным вытянутым сооружением, занимающим северо-западный фланг. Здесь корки характеризуются высокими мощностями и содержаниями полезных компонентов при обширных площадях развития.

Столь же перспективными могут оказаться массивы Скриппс и Ван-Уикхауз, однако для решения этого вопроса необходимо провести более детальные работы. На других массивах столь масштабное оруденение вряд ли будет установлено. Возможно обнаружение более мелких рудных залежей, которые при определенной пространственной сближенности также могут рассматриваться как перспективные в промышленном отношении. Такая ситуация возможна на массивах Дженнингс–Батиса, где такие ограниченные по площади залежи исследованы подробно, а также на массивах Майами и Макдонелл.

Наиболее перспективными объектами, созданными абиссальными конкрециями, являются три обширные залежи, приуроченные к северным предгорным шлейфам

Таблица 45 (окончание)

Ресурсы кобальт-марганцевых корок рудного поля гайота Дальморгео

Показатели	Поле КМК, Магеллановы горы	Гайот Дальморгео	
		Всего	В том числе обогащенные участки
Площадь оруденения с учетом коэффициента рудоносности (0,69), км ²	9700	738	490
Интервал глубин, м		1370—3000	
Средняя толщина, см	5,40	6,12	6,13
Удельная плотность, г/см ³		1,89	35,0
Естественная влажность, %	34,8	35,3	35,0
Плотность залегания, кг/м ² :			
влажных	105,2	115,6	115,9
сухих	68,6	74,8	75,3
Ресурсы КМК, млн т:			
влажных	1021,4	85,3	56,8
сухих	665,6	55,1	36,9
Обеспеченность эксплуатационного предприятия ресурсами при годовой производительности 1 млн т КМК, лет	—	55	37
Средние содержания элементов в КМК, %	37	—	55
Co	0,49	0,57	0,62
Ni	0,43	0,45	0,46
Mn	19,9	21,2	22,0
Si	—	0,13	0,13
Mo	—	0,0404	—
P3Э, г/т	—	801	—
Pt "	—	0,29	—
Ресурсы металлов, тыс. т			
Co	3261,4	316,8	227,4
Ni	2862,1	246,0	167,8
Mn	132454	11696	8127
Si	—	70,3	47,1
Mo	—	22,3	—
P3Э	—	44,2	—
Pt	—	16,2	—

*КМК с содержанием Co не менее 0,6%.

массивов Арнольд и Ламонт-Лэдд и к южному – массива Скриппс. Предположительно подобные залежи могут быть обнаружены на южных предгорных шлейфах массивов Макдонелл и Южный.

Рудоконтролирующие факторы и поисковые предпосылки, разработанные на примерах гайотов поднятия Маркус-Уэйк, применимы и к другим рудоносным областям Западной Пацифики. В первую очередь это относится к Магеллановым горам, где экспедиционными работами Академии наук обследована значительная часть крупных гайотов (ИОАН, ТОЙ, ДВГИ и др.), причем два гайота – Дальморгео и ИОАН детально изучены экспедициями "Дальморгеологии".

В 1993 г. по заданию Роскомнедра ПО "Дальморгеология" под руководством И.Ф. Глумова (Роскомнедра) и И.М. Мирчинка (ТАО "Океангеосфера") разработаны технико-экономические соображения (ТЭС) о возможном промышленном значении месторождений кобальт-марганцевых корок Магеллановых гор на фактическом материале по рудному полю гайота Дальморгео (табл. 58).

Как видно из табл. 58, ресурсы только обогащенных участков обеспечивают

работу эксплуатационного предприятия в течение разрешенных Конвенцией ООН 20 лет.

В ТЭС рассматриваются варианты эксплуатационного предприятия с годовой производительностью 0,25; 0,5; 1 млн т КМК в пересчете на сухую руду.

Принимается как наиболее экономичный вариант использование самоотвозных добычных судов с производительностью выемочного органа 30 м³/ч. При указанной производительности одно добычное судно обеспечивает добычу 90 тыс. т сухих КМК. Таким образом, для обеспечения производительности эксплуатационного предприятия 0,25; 0,5 и 1 млн т сухих КМК потребуется, соответственно, 3, 6 и 12 добычных судов грузоподъемностью по навалочному материалу 30 000 т. Самоотвозные добычные суда подобного типа известны и применяются в России. Порт доставки добытой руды – Находка.

Для переработки КМК в 1987–1993 гг. в ЦНИГРИ и ЦНИИчермете разработана и рекомендуется как наиболее оптимальная комбинированная гидропирометаллургическая технологическая система, основанная на выщелачивании металлов из КМК сернистым ангидритом в присутствии серной кислоты, с получением никель-кобальтового концентрата и различных марганецсодержащих продуктов (сульфата марганца, электротермического марганца и ферромарганца). Строительство завода по переработке КМК предусматривается в г. Братске, куда руда будет доставляться из Находки железнодорожным транспортом. Полученный на заводе никелево-кобальтовый концентрат для дальнейшей переработки будет направляться на действующий комбинат "Североникель". При указанной схеме сквозное извлечение металлов из КМК составит: кобальт – 63,1%, никель – 82,9%, марганец – 71,2%. Марганцевый концентрат на заводе в г. Братске подвергнется электроплавке с получением электротермического марганца. Часть марганца в виде сульфата будет поставляться потребителям (сельское хозяйство, химическая промышленность и др.).

На долю марганца в стоимости готовой продукции приходится около 76%, кобальта – 21%, никеля – 3%.

Выполненные расчеты показывают, что по извлекаемой ценности КМК сопоставимы с богатыми рудами месторождений Норильского района. Предприятие с годовой производительностью 1 млн т КМК может полностью обеспечить потребность России в кобальте и до 50% потребности ферросплавной промышленности в высокосортном марганцевом сырье и позволит обойтись без импорта марганцевых руд из-за рубежа. При этом капитальные вложения на освоение месторождений КМК окупятся за 10–12 лет (рентабельность 8–10%); прибыль на 1 т добытых КМК превосходит аналогичный показатель как по месторождениям суши, так и по объектам ЖМК.

Расчеты ВИЭМСа показывают, что к 2005 г. экономические показатели по месторождениям КМК и ЖМК уравниваются с таковыми по месторождениям суши, а в дальнейшем и превысят их. Ведущие страны мира (США, Япония и др.) считают месторождения КМК первоочередными объектами для освоения. Большие возможности открываются при использовании кобальт-марганцевых корок в качестве природных сорбентов при очистке сточных вод и вредных выбросов промышленных предприятий и АЭС. Материалы ТЭС свидетельствуют о целесообразности перехода на объектах КМК Магеллановых гор к поисково-разведочным работам и о необходимости создания технических средств для опытной добычи.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
КОМПЛЕКСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФОРИТОВ
И КОБАЛЬТ-МАРГАНЦЕВЫХ КОРОК В ТИХОМ ОКЕАНЕ

Проблемы металлогенического прогноза обстоятельно разрабатывались советскими геологами в послевоенные десятилетия в связи с интенсивным развертыванием геологосъемочных и поисково-разведочных работ. В трудах Ю.А. Билибина, Е.Т. Шаталова, А.Д. Щеглова и их сотрудников был намечен комплекс металлогенических (региональных) и рудоконтролирующих (локальных) факторов (геолого-геофизических, структурно-геологических, тектономагматических, геоморфологических, стратиграфических и т.д.), которые в свое время сыграли большую роль в открытии и изучении рудных районов и месторождений на территории стран СЭВ и не потеряли своего значения до сего времени, особенно при оценке таких почти неизученных пространств, как акватории Мирового океана.

Следуя методу Ю.А. Билибина, мы выделяем в нашем анализе в первую очередь группу глобальных и региональных геодинамических факторов (время зарождения и механизм формирования морских и океанических впадин, длительность и механизм формирования гайотонесущих вулканических структур, длительность и механизм формирования гайотов), которые позволяют сформулировать следующее фундаментальное положение: развитие вулканических структур, несущих гайоты, как и связанные с ними комплексные месторождения фосфоритов и кобальт-марганцевых корок, являются исключительной принадлежностью центральной части Тихого океана, причем, вероятно, не только в последнем, мезозойско-кайнозойском, но и в предыдущих циклах его эволюции. Главные аргументы этого положения следующие:

1. Гайоты широко распространены в центральной части Тихого океана, редко встречаются в других океанах и даже в краевых частях Тихоокеанской впадины (окаинные моря и др.).

2. Предполагается, что Тихий океан является древнейшей, по крайней мере рифейской структурой в отличие от других океанов, оформившихся в течение мезозойско-кайнозойского цикла [Пущаровский, 1972; и др.].

3. Центральная часть Тихого океана по своему развитию принципиально отличается от его периферических частей, так как, согласно мобилистской модели Э. Винтерера и Э. Натланда¹, формирование Тихоокеанской плиты происходило путем центробежного разрастания с географически фиксированным положением центральной части вплоть до начала или даже середины миоцена [Говоров и др., 1993].

4. Модель Винтерера-Натланда, согласующаяся с концепцией древности Тихого океана, объясняет отсутствие его в центральной части главного спредингового хребта и развитие здесь вулканотектонических структур с длительным фиксированным формированием (стадии начального воздымания и постэруптивного опускания), обуславливающих образование рифогенных атоллов, гайотов и залежей фосфоритов.

5. Тектономагматические режимы периферических частей Тихоокеанской плиты либо не благоприятствовали формированию гайотов (восточная и южная окраины, где происходила поступательная миграция зон спрединга, северо-западная – поднятия Шатского и Хесса – и юго-западная – вал Капингамаранги – окраины), где развивались процессы тектонического скупивания, рассеянного спрединга и субдукции,

¹ Jnitial Rep. 1976. Vol.33.

либо приводили к уничтожению гайотов (краевые моря Филиппинское, Коралловое, Северо-Фиджийское, Лау), где развивались молодые островные дуги и задуговые впадины рассеянного спрединга.

6. Интенсивное отложение железомарганцевых корок на субстрате раздробленных фосфоритов, рифогенных известняков и вулканических пород обуславливалось тектонической активизацией гайотонесущих структур вследствие начавшегося в миоцене общего дрейфа Тихоокеанской литосферной плиты в северо-западном ("гавайском") направлении [Говоров и др., 1993]. Этот фактор может объяснить более широкое распространение и более разнообразные условия локализации железомарганцевых корок по сравнению с фосфоритами.

Однако существует косвенная причинная связь совместной локализации фосфоритов и корок в "шапках" гайотов, несмотря на большой разрыв во времени отложения этих образований. Представляется, что движение литосферной плиты благодаря ее вещественной и механической неоднородности приводило к образованию различного рода тектонических разрывов и трещин, особенно обильных в гайотонесущих структурах как наиболее сложных и неоднородных. Деформация гайотов и общее тепло трения, выделявшееся при движении литосферной плиты в свою очередь в какой-то степени могли оживлять внутрилитосферные магматические очаги под гайотами и возбуждать в этих структурах гидротермально-конвективную циркуляцию морской воды. Именно этот режим в значительной степени обеспечивал благоприятную обстановку для формирования наиболее крупных скоплений железомарганцевых корок в привершинных частях гайотов (максимальная площадь несущей поверхности в зонах дробления, длительность экспозиции несущих поверхностей с оживлением течений и привносом конвективного тепла и вещества и др.).

Все это учитывается при составлении карты размещения рудоносных гайотов Западной Пацифики, базирующейся на сводке многолетних работ различных экспедиций, проводивших эхолотирование дна и регистрацию плосковершинных подводных гор. На рис. 84 выделены две обширные области, практически лишенные гайотов и фосфоритовой минерализации, – северо-западная с поднятиями Шатского и Хесса и юго-западная с валом Капингамаранги. Северо-западная область разделена на две части Императорским хребтом, образовавшимся в палеогеновое время после формирования структур тектонического скупивания в режиме стабильных вулканотектонических геоструктур, благоприятных для возникновения фосфатонесущих гайотов [Говоров и др., 1993]. В южной части хребта и фосфоритовые и кобальт-марганцевые проявления давно известны, на главных гайотах центральной части (Суйко, Нинтоку, Оджин и др.) они могут быть обнаружены при постановке специальных работ.

В центральной части Западной Пацифики выделяются области рудоносных гайотов Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик, Магеллановых гор и Маршалловых островов, а также районы Огасавара и Михельсона. Область Магеллановых гор и Маршалловых островов, а также хребет Михельсона сложены ассоциацией вулканитов гавайского типа – титанистыми толеитами, характерными для тихоокеанских островов, и подчиненными субщелочными и щелочными дифференцированными базальтоидами. В районе Огасавара распространены базальты KLAEP, свойственные структурам тектонического скупивания. Область гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик характеризуются развитием специфической ассоциации автономных анкарамитов и трахибазальтов [Говоров и др., 1992]. Как показано выше, породы этой ассоциации отличаются от всех других вулканических ассоциаций Тихого океана повышенным содержанием платиноидов, что, возможно, в какой-то мере определило повышенное содержание платины в железомарганцевых корках этой области.

Область гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик имеет еще одну особенность: она разделяется на две зоны, северная из которых характеризуется слабым развитием рифогенных известняков и соответственно фосфатно-силикатным типом минерализации (фосфатные базальты), а в южной преобладают гайоты с карбонатной "шапкой" и фос-

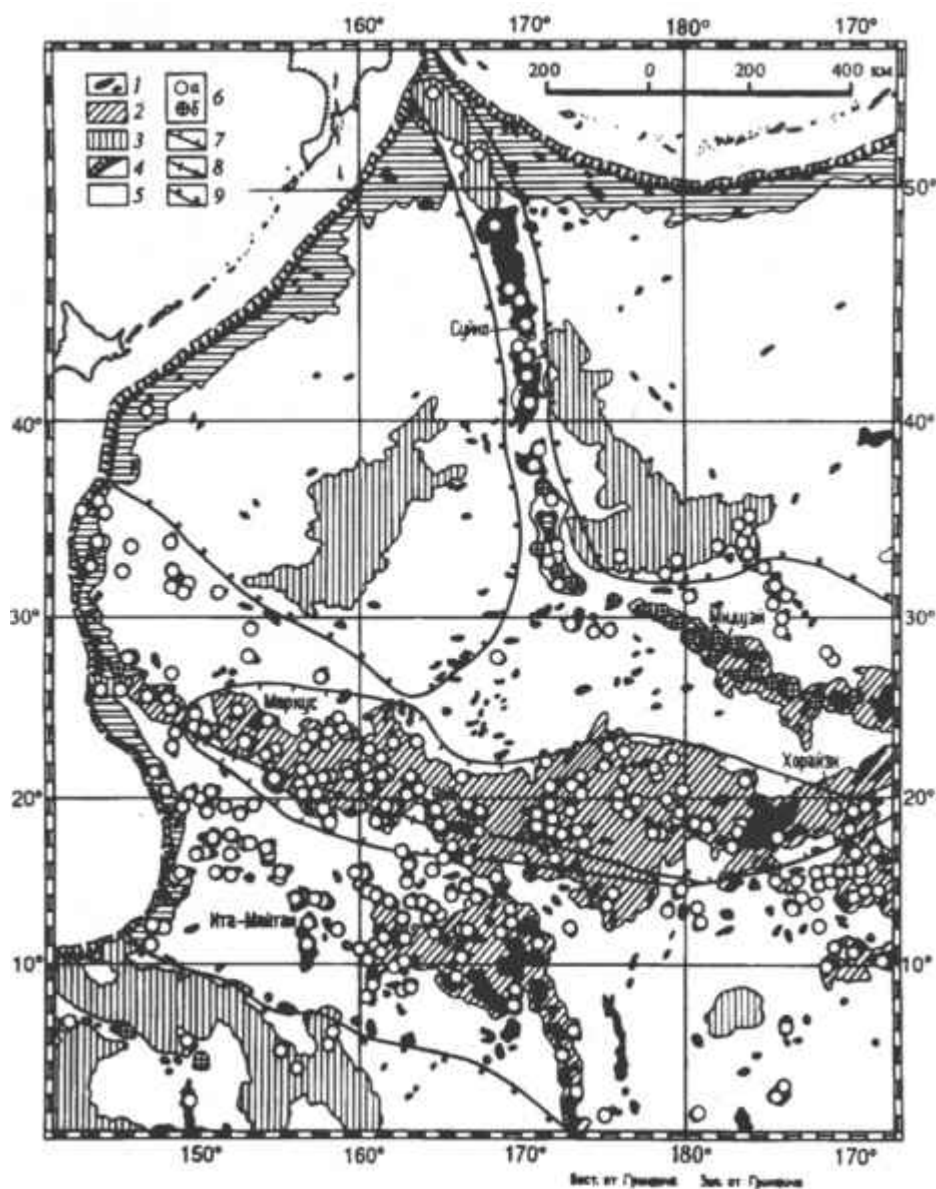


Рис. 84. Схема размещения подводных гор и рудоносных гайотов в Западной Пацифике (составлена И.Н. Говоровым, Э.Л. Школьников, Л.Б. Хершбергом по материалам Г.А. Саенко, В.В. Гусева, Г.З. Бек-Булатова и др.)

1 — подводные горы, холмы и вулканические хребты; 2 — валлообразные поднятия в основании вулканических гор; 3 — сводово-глыбовые поднятия; 4 — краевые валы и океанические склоны глубоководных желобов; 5 — океанические котловины; 6 — подводные горы и гайоты с батиметрическим положением вершин 500—2000 м (а) и менее 500 м (б); 7 — граница рудоносной провинции Маркус-Уэйк—Мид-Пацифик с распространением ассоциации пород (автономные анкарамиты—трахибазальты), характеризующихся повышенными содержаниями платиноидов; 8 — линия, разграничивающая зоны распространения фосфатных базальтов (к северу), карбонатных и брекчиевых фосфоритов (к югу); 9 — области тектонического сжатия и практического отсутствия рудоносных гайотов. Вне границ 7,8 — области распространения ассоциации пород гавайского типа (титанистые толеиты, субщелочные дифференцированные базальтоиды) и гайотов с карбонатным и брекчиевым типами фосфоритов

фатно-карбонатной минерализацией. Главным фактором, определившим распространение фосфатно-силикатных руд, является в значительной мере петрографический – а, именно, – широкое распространение трахибазальтов со свойственной им пористой текстурой. Она обеспечила накопление органического вещества, за счет которого происходило в дальнейшем развитие фосфата кальция.

Существование двух различных литофациальных зон в провинции Маркус-Уэйк–Мид-Пацифик установлено в процессе наших детальных работ и явилось до некоторой степени неожиданным. Причины этого явления сейчас во многом неясны. Можно лишь высказать предположение о тектонической природе границы между северной и южной зонами и особом геодинамическом режиме северной зоны. Видимо, она испытала в период завершения вулканизма быстрое опускание на глубину нескольких десятков метров, где рифообразование было резко угнетено.

Локальные или рудоконтролирующие факторы базируются: на анализе истории геологического развития конкретных зон, районов и гайотов (месторождений) – режимов тектоники, магматизма и осадконакопления; на реконструкциях физико-химических и биогеохимических процессов взаимодействия пород, осадков, морской воды и органического вещества, благоприятствующих рудообразованию; на реконструкциях климатических и гидрологических условий, способствовавших рудоотложению.

1. Оптимальные условия формирования фосфатноносного гайота определяются: ростом вулканической структуры как вследствие общего подъема дна, так и накопления материала вулканических извержений до уровня океана; формированием рифогенной постройки на затвердевшей охладившейся поверхности вулканического сооружения с развитием обильной биоты в ареале прогретой воды, насыщенной микроэлементами вулканических эксгаляций и гидротерм; отложением фосфата кальция в лагунных осадках и на бенче атолла; постепенным погружением атолла и установлением островного апвеллинга с отложением фосфата за счет разложения органического вещества планктоногенных осадков вплоть до уровня прекращения поступления органики (около 500 м поверхности океана).

Оптимальные условия для формирования железомарганцевых корок возникают при погружении привершинной части гайота на глубину 1500–2200 м, где устанавливаются наиболее благоприятные соотношения физико-химических (окислительный потенциал и др.), гидрологических и морфотектонических факторов.

2. Нарушение намеченного стабильного режима атолла-гайота не только в пределах крупных вулканических структур, но и в отдельных постройках приводит либо к изменению типа фосфатной минерализации, либо к ее практическому отсутствию. Наиболее ярким примером этого положения является провинция гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик, особенности которой определяются региональными факторами и рассматривались выше. Примеры действия факторов локального уровня представляют собой район Огасавара, провинции Магеллановых гор и Императорского хребта.

Так, рудоносный район Огасавара, к которому можно отнести и южную часть краевого вала Хоккайдо, характеризуется, как неоднократно упоминалось выше, распространением базальтов *KLAEP*, свойственных структурам тектонического скупивания. Однако в данном случае эта обстановка не явилась препятствием для формирования гайотов и развития обильной и богатой фосфатной минерализации. Объясняется это, вероятно, тем, что период формирования вулканических построек, завершающий режим тектонического скупивания, и период формирования систем атолла-гайота были здесь отделены очень большим промежутком времени. По нашим последним, еще не опубликованным данным Rb–Sr изохроны указывают на позднеюрско-раннемеловой возраст базальтоидов, тогда как образование рифогенных известняков относится к позднему мелу.

В районе Огасавара хребет Уэда, находящийся поблизости от главных рудоносных

гайотов, отличается слабым развитием плосковершинных гор, рифогенных известняков и фосфоритов. В то же время банка Рамапо, соседствующая с хребтом Уэда, при хорошо сформированной плоской вершине и рифогенной постройке практически лишена фосфоритов, что, как показали наши исследования, обусловлено возобновлением вулканизма вплоть до середины плиоцена.

Другой тип обстановки, неблагоприятной для образования фосфоритовой минерализации, обнаружен на побочных возвышенностях гайотов ТОЙ и ДВГИ Магеллановых гор. Здесь вершинные поверхности не только лишены хорошо сформированных рифовых построек, но и сложены преимущественно толеитами, обычно отличающимися массивной, слабо пористой текстурой. Вследствие этого здесь не происходит аккумуляции органического вещества в поровом пространстве (подобно пористым трахибазальтам провинции Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик), а затем и накопления фосфата кальция.

Сложная картина, связанная, по-видимому, в значительной мере с действием климатического фактора, наблюдается в Императорском хребте. В северной части (гайоты Мейдзи и Джиму) привершинную часть гор составляет комплекс высоко- и среднеширотных осадков с большой долей кремнистых илов и незначительным развитием или отсутствием (гайот Джиму) карбонатных пород. Поскольку подстилающие вулканы представлены почти исключительно низкопористыми толеитами, ожидать наличия практически интересных скоплений фосфоритов в этой части Императорского хребта не приходится. В средней части хребта, начиная с гайота Суйко, и далее к югу кремнистые отложения отсутствуют и появляются рифогенные известняки, фосфатизированные в той или иной степени. Отсутствие планктонных отложений ограничивает возможность накопления значительной массы фосфоритов карбонатного типа. Однако не исключено широкое развитие минерализации фосфатно-силикатного типа, особенно в южной части хребта (горы Милуоки), где наряду с толеитами распространены субщелочные базальты с повышенной пористостью. Что касается гайотов Гавайского хребта, то они являют собой пример начальной стадии формирования системы атолл–гайот, когда рифогенный комплекс еще не полностью сформировался, а отложение фосфатного вещества практически не началось.

Роль геохимических факторов во многом остается неясной. Как видно из изложенных в монографии материалов, существуют железомарганцевые корки заведомо гидротермального происхождения, но они определенно отличаются от кобальтоносных корок гайотов и других структур океана. Эти корки, по общему признанию, имеют гидрогенное происхождение, т.е. кроме морской воды не связаны с каким-либо конкретным источником металлов. Вместе с тем в различных главах монографии рассматриваются примеры выноса некоторых элементов из магматических и осадочных пород, слагающих гайоты, т.е. возможность локального повышения концентрации таких элементов в морской воде и отложение особенно обогащенных ими корок (Ni, Си, Pt, Au и др.).

Аналогичные представления высказываются и при обсуждении генезиса океанических фосфоритов. Но здесь прямые признаки связи фосфатизации с гидротермами не выявлены. Вместе с тем показан интенсивный вынос фосфора при гидротермальной переработке базальтов конкретных структур, что позволяет рассматривать их как наиболее перспективные в отношении фосфатной минерализации благодаря локальному повышению концентраций фосфора в морской воде и развитию здесь обильной биоты.

ЛИТЕРАТУРА

- Аблаев А.Г., Бирюлина М.Г., Плетнев С.П., Худик В.Д. Палеонтологические открытия на подводном плато Огасавара (Тихий океан) // Теоретические и прикладные аспекты современной палеонтологии: Тез. докл. XXXIII сес. Всесоюз. палеонтол. о-ва. Л., 1987а. С. 3—4.
- Аблаев А.Г., Васильев Б.И., Бирюлина М.Г. и др. Биостратиграфические исследования плато Огасавара, желоба Муссау, вала Эурипик (Тихий океан) / ДВО АН СССР. Препр. Владивосток, 1987б. 43 с.
- Андреев С.И., Ваништейн Б.Г., Анисеева Л.И. и др. Кобальтоносные железомарганцевые корки океана. М., 1989. 53 с. (Морская геология и геофизика: Обзор/ВНИИ экономики минерал, сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС; Вып. 6).
- Антипов М.П., Голтвяница И.Г., Егорова М.Г. и др. Геологическое строение зоны сочленения Японского и Идзу-Бонинского желобов // Геология дна северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 3—9.
- Аоки Х., Исигава М., Накадзима Ю. Породы подводных гор и вулканических островов в северо-западной части Тихого океана // Тектоника Восточно-Азиатских окраинных морей. М.: Межвед. геофиз. ком., 1988а. С. 36—38. (Геодинам. исслед.; № 11).
- Аоки Х., Накадзима Ю., Исигава М. Происхождение подводной горы Дайити-Касима // Там же. 1988б. С. 39—45.
- Басов И.А., Вишневская В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
- Батурич Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
- Батурич Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
- Батурич Г.Н. Рудные корки на дне океана // Геология, геофизика и геохимия океана: Минеральные ресурсы, геоморфология: Тез. докл. III съезда сов. океанологов. Л.: Гидрометеониздат, 1987. С. 31—33.
- Батурич Г.Н. Модель формирования железомарганцевых руд океана // Океанология. 1988. Т. 28, вып. 5. С. 783—789.
- Батурич Г.Н. Руды океана. М.: Наука. 1993. 304 с.
- Батурич Г.Н., Беков Г.И., Егоров А.И. и др. Рутений в донных отложениях и железомарганцевых конкрециях океана // Там же. 1987а. Т. 27, вып. 3. С. 445—449.
- Батурич Г.Н., Бойко Т.Ф., Миллер А.Д. Рений в железомарганцевых конкрециях и металлоносных осадках океана // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 1. С. 211—215.
- Батурич Г.Н., Исаева А.Б. Вольфрам в железомарганцевых конкрециях океана // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 2. С. 17—24.
- Батурич Т.Н., Корытов Ф.Я. Фтор в железомарганцевых образованиях океана // Океанология. 1988. Т. 28, вып. 6. С. 974—978.
- Батурич Г.Н., Коченов А.В., Дубинчук В.Т. Уран и торий в железомарганцевых конкрециях океана // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 6. С. 19—27.
- Батурич Г.Н., Нарсеев В.А., Беков Г.И. и др. Применение лазерной фотоионизационной спектроскопии для изучения морской геохимии родия // Геохимия. 1988. № 3. С. 376—385.
- Батурич Г.Н., Орешкин В.Н. Серебро в железомарганцевых конкрециях Тихого океана // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 1. С. 189—192.
- Батурич Г.Н., Орешкин В.Н. Висмут в железомарганцевых конкрециях и рудных корках океана // Там же. 1988. Т. 300, № 3. С. 679—681.
- Батурич Г.Н., Орешкин В.Н., Скорнякова Н.С. Кадмий в железомарганцевых конкрециях Тихого океана // Геохимия. 1986а. № 7. С. 1052—1055.
- Батурич Г.Н., Тамбиев С.Б., Ляпунов С.М. Редкоземельные элементы в биогенных фосфатах со дна океана // Там же. 1986б. № 11. С. 1636—1646.
- Батурич Г.Н., Шевченко А.Я., Завадская Н.И. О строении и составе рудных корок с подводных гор северной части Тихого океана // Океанология. 1987. Т. 27, вып. 4. С. 624—629.
- Батурич Г.Н., Шумейко С.И., Дубинчук В.Т. Кокколитофориды в фосфоритах с подводных гор северо-западной части Тихого океана // Там же. 1977. Т. 17, вып. 1. С. 90—94.
- Безруков П.Л. О связи полезных ископаемых дна океанов с тектоническими структурами // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971а. С. 281—290.
- Безруков П.Л. Основные научные результаты 48-го рейса нис "Випязь" в Тихом океане // Океанологии. 1971б. Т. 11, вып. 3. С. 65—69.
- Безруков П.Л., Андрущенко П.Ф., Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, № 4. С. 913—916.
- Безруков П.Л., Батурич Г.Н. Литология и возраст океанских фосфоритов // Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976. С. 20—28.

- Берсенева И.И., Школьник Э.Л.* Фосфориты дна Японского моря // Фосфаты Востока Азии и прилегающих морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 162—179.
- Визутико О.А., Дмитриев Ю.И., Коваленко В.Н., Цветков А.А.* Всесоюзное совещание "Магматизм и рудообразование в современных и древних океанах" // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 2. С. 160—164.
- Богданов Ю.А., Зонениайн Л.П., Лисицын А.П.* и др. Железомарганцевые рудные образования подводных гор океана // Там же. 1987а. № 7. С. 103—120.
- Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зонениайн Л.П.* и др. Железомарганцевые корки и конкреции гайотов Тихого океана // Геодинамические модели некоторых нефтегазоносных и рудных районов. Л., 1987б. С. 82—91.
- Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зонениайн Л.П.* и др. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука, 1990. 229 с.
- Богданова О.А., Горишков А.И.* Петрография и минералогия железомарганцевых руд // Геология рифта Таджура. М.: Наука. 1987. С. 194—200.
- Боголепов К.В., Чиков Б.М.* Геология дна океанов. М.: Наука. 1976. 258 с.
- Бойко Т.Ф., Батурич Г.Н., Миллер А.Д.* Осмий в железомарганцевых конкрециях и осадках океана // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 4. С. 952—956.
- Болдырев В.З., Дарницкий В.Б., Куликов М.Ю.* Формирование биологической продуктивности в районах поднятий океанического ложа // Биологические ресурсы открытого океана. М.: Наука. 1987. С. 132—141.
- Бродская Н.Г.* Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука. 1974. 199 с. (Тр. ГИН АН СССР: Вып. 258).
- Бутозова Г.Ю.* Современные осадки в кальдере о-ва Санторин и влияние вулканизма на их образование // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука. 1968. С. 183—222.
- Вареницов И.М., Дриц В.А., Горишков А.И.* Mn-Fe-гидроксидные корки подводной горы Крылова: Геохимия редкоземельных элементов, генезис // Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики. М.: Наука, 1989а. С. 194—209. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 436).
- Вареницов И.М., Дриц В.А., Горишков А.И.* и др. Процессы формирования Mn-Fe-корок в Атлантике: Минералогия, геохимия главных и рассеянных элементов, подводная гора Крылова // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука. 1989б. С. 58—78.
- Вареницов И.М., Путилина В.С., Зайцева Л.В.* Изучение механизма формирования железомарганцевых конкреций и корок в современных бассейнах // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 4. С. 14—19.
- Варлаков А.С.* Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск, 1986. 192 с.
- Васильев Б.И.* Предварительные данные драгирования на подводной возвышенности Обручева: Тихий океан // Тихоокеан. геология. 1982. № 5. С. 96—99.
- Васильев Б.И.* Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 192 с.
- Васильев Б.И., Волохин Ю.Г., Говоров И.Н.* и др. Фосфориты северо-западной провинции Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1989. № 5. С. 3—9.
- Васильев Б.И., Говоров И.Н., Волохин Ю.Г.* и др. Фосфатоносные зоны северо-западной зоны Тихого океана // Геология, геофизика и геохимия океана: Минеральные ресурсы, геоморфология берега, методы исследования: Тез. докл. III съезда сов. океанологов. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. С. 48—50.
- Васильев Б.И., Говоров И.Н., Коновалов Ю.И.* и др. Геологическое строение желоба Волкано // Тихоокеан. геология, 1988. № 6. С. 3—13.
- Васильев Б.И., Говоров И.Н., Кулинич Р.Г.* и др. Особенности магматизма зоны сочленения Императорского и Гавайского хребтов // Геология океанов и морей: Тез. докл. IX Всесоюз. шк. мор. геологии. М., 1990. Т. 2. С. 159—160.
- Васильев Б.И., Говоров И.Н., Тарарин И.А.* и др. Геологическое строение южной части Идзу-Бонинского глубоководного желоба / ДВНЦ АН СССР. Препр. Владивосток, 1986а. 45 с.
- Васильев Б.И., Говоров И.Н., Тарарин И.А.* и др. Геологическое строение желоба Волкано / ДВНЦ АН СССР. Препр. Владивосток, 1986б. 41 с.
- Васильев Б.И., Евланов Ю.Б., Симаненко В.П.* К геологическому строению Магеллановых гор Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 97—101.
- Васильев Б.И., Путинцев В.К., Удинцев Г.Б.* Геологическое строение северо-западной части Тихого океана и проблемы субдукции // Проблемы расширения и пульсаций Земли. М.: Наука, 1984. С. 141—149.
- Васильев Б.И., Удинцев Г.Б.* Новые данные о континентальной природе возвышенности Обручева // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 3. С. 694—698.
- Васильева А.И., Грамм-Осипов Л.М., Григорьева Т.Н.* Железомарганцевые образования гайота Ламонт: Западная часть Тихого океана. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 140 с. (Тр. ИГиГ; Вып. 729).
- Вейл П.Р., Митчем Р.М. (мл.), Томпсон С.Ш.* Глобальные циклы относительных изменений уровня моря // Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. Ч. 1. С. 160—183.
- Владимиров Б.М., Воленок Н.Я., Пономаренко А.И.* Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.
- Волков И.И., Штеренберг Л.Е., Фомина Л.С.* Железомарганцевые конкреции // Геохимия диагенеза осадков Тихого океана: (Трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980. С. 169—223.

- Волохин Ю.Г. Геохимические свидетельства ускоренного роста железомарганцевых конкреций при гидротермальном привносе // Геология океанов и морей: Тез. докл. IX Всесоюз. шк. мор. геологии. М., 1990. Т. 3. С. 96—97.
- Волохин Ю.Г., Васильев Б.И., Говоров И.Н. Фосфорные руды района Огасавара (северо-западный сектор Тихого океана) // Геология Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. Ч. 3: Тез. докл. III Тихоокеан. шк. по мор. геологии, геофизике и геохимии. С. 64—66.
- Волохин Ю.Г., Васильев Б.И., Говоров И.Н. Фосфориты подводного плато Огасавара (северо-западная часть Тихого океана) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 4. С. 909—914.
- Геворкян В.Х., Малахов В.П., Поповчак В.П. Железомарганцевые конкреции поднятия Сьерра-Леоне (Атлантический океан) // Геол. журн. 1988. № 3. С. 56—64.
- Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана / Под ред. И.Н. Говорова. М.: Наука, 1991. 260 с.
- Геофизические поля и строение дна океанских котловин // Под ред. Ю.П. Непрочнова. М.: Наука. 1990. 220 с.
- Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии / Под ред. И.Н. Говорова. М.: Наука. 1984. 236 с.
- Гнибиденко Г.С., Аносов Г.И., Аргентов В.В. и др. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 119 с.
- Гнибиденко Г.С., Аносов Г.И., Аргентов В.В. и др. Тектоника плиты Картографов (Тихий океан). М.: Наука, 1988. 88 с.
- Говоров И.Н. Вещественное строение тектоносферы Тихоокеанского сегмента Земли по данным изучения глубинных вулканических пород и ксенолитов // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления: Тез. докл. междунар. симпозиум. Благовещенск, 1988. С. 10—12.
- Говоров И.Н., Герасимов Н.С., Маляренко А.Н., Съедин В.Т. Rb-Sr-изохрона базальтов поднятия Обручева (Тихий океан) и ее геодинамическое значение // Докл. РАН. 1993. Т. 329, № 2. С. 203—207.
- Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Стрижкова А.А., Стунжас А.А. Геохимические типы и провинции Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1984. № 6. С. 24—36.
- Говоров И.Н., Киселев В.В., Говоров Г.И. и др. Автономные анкармиты гор Маркус-Уэйк (Тихий океан) // Докл. РАН. 1992. Т. 325, № 5. С. 994—998.
- Гозишишли В.Г., Хамхадзе Н.И., Гуниава В.Д. Генетические типы кремнисто-марганцевой минерализации Закавказья // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 140—147.
- Голубева Э.Д. Факторы петрохимической изменчивости толентового магматизма Тихого океана // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 69—76.
- Городницкий А.М. Строение океанской литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука, 1985. 166 с.
- Горяинов И.Н., Грамберг И.С., Прокопкин А.Г. Зависимость состава и строения залежей железомарганцевых конкреций от ориентировки по отношению к придонному течению // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 6. С. 1488—1492.
- Грамберг И.С. Геология и минерагения океанов // Сов. геология. 1989. № 6. С. 94—101.
- Грамм-Осипов Л.М., Бычков А.С., Волкова Т.И. и др. Железомарганцевые конкреции — седиментационно-диагенетические образования // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 6. С. 1471—1474.
- Григорьев Д.П. Уточнение понятия "минеральный агрегат" // Зап. ВМО. 1985. Ч. 114, № 4. С. 506—509.
- Гримберг Л.Т. Особенности образования и химический состав марганцевых корок Тихого океана // Геология океанов и морей: Тез. докл. VIII Всесоюз. шк. мор. геологии. М., 1988. Т. 3. С. 142.
- Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. Типы гидротермальных образований на дне океана и их эволюция // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. С. 41—65.
- Гусев В.В. Фосфатные породы на подводных горах в западной части Тихого океана // Фосфаты Востока Азии и прилегающих морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 180—183.
- Гусев В.В., Иванова Т.Ю., Эйберман М.Ф. Фосфатность гайота Ламонт системы Маркус-Неккер, Тихий океан // Геология, геофизика, геохимия океана: Минеральные ресурсы, геоморфология берега, методы исследования: Тез. докл. III съезда сов. океанологов. Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 85—86.
- Дарницкий В.Б. Океанологические основы формирования биопродуктивности в районах подводных возвышенностей Тихого океана: Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. М., 1987. 36 с.
- Дмитриев Ю.И. Базитовый магматизм океанов // Магматические горные породы: Основные породы. М.: Наука, 1985. С. 295—301.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 343 с.
- Ельянова Е.А., Мирлин Е.Г. Океанский рудогенез // Сов. геология. 1990. № 6. С. 47—55.
- Ефремова С.В., Стафеев К.Т. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Наука, 1985. 511 с.
- Железомарганцевые конкреции Тихого океана / Под ред. П.Л. Безрукова. М.: Наука, 1976. 301 с. (Тр. ИО АН СССР; Т. 109).
- Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана / И.О. Мурдмаа, Г.Л. Кашинцев, Н.С. Скорнякова и др. М.: Наука, 1986. 344 с. (Тр. ИО АН СССР; Т. 122).
- Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана / Ю.А. Богданов, О.Г. Сорохтин, Л.П. Зоненшайн и др. М.: Наука, 1990. 229 с.

- Казьмин В.Г., Матвеев В.В., Разницин Ю.Н. и др. Новые данные о породах Магеллановых гор (запад Тихого океана) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 4. С. 942—946.
- Карп Б.Я., Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Строение возвышенности Обручева по сейсмическим данным // Методика и результаты морских сейсмических исследований. Владивосток. 1983. С. 8—12.
- Карп Б.Я., Медведев С.Н., Прокудин В.Т. и др. Строение земной коры возвышенности Обручева по сейсмическим данным // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 3. С. 689—692.
- Кеннет Дж.П. Морская геология. М.: Мир. 1987. Т. I. 400 с.
- Кириллова Г.Л., Марков Ю.Д., Уткин И.В. Эволюция морфоструктуры гайота Ламонт поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 1987. №6. С. 30—44.
- Кондратов А. Атлантиды пяти океанов. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 160 с.
- Коновалов Ю.И., Мартынов Ю.А., Гусев В.В., Шаранов В.Н. Новые данные по геологии гайота Ламонт (поднятие Маркус-Уэйк, Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 1. С. 172—175.
- Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 168 с.
- Корсаков О.Д., Мартынов Ю.А., Мечетин А.В. и др. Ферробазальты зоны разломов Кларион (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 3. С. 680—682.
- Красный Л.И. Тектоника // Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра, 1978. Т. 2. С. 178—236.
- Крашенинников В.А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны) // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1978. Вып. 21. С. 42—161.
- Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 392 с.
- Кулаков А.П., Ермошин В.В., Иценко А.А., Никонова Р.И. Новые данные о морфоструктуре юго-запада Тихого океана // ДВО АН СССР. Препр. Владивосток. 1987. 57 с.
- Курноев В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлонесные отложения. М.: Наука. 1986. 251 с.
- Курноев В.Б. Природа горячих источников в океане и их роль в образовании руд и осадков // Геология морей и океанов: Докл. сов. геол. на XXVIII сес. Междунар. геол. конгр. (Вашингтон, июнь 1989) Л.: ИГО "Севморгеология", 1988. С. 62—70.
- Кузьмский офиолитовый террейн / Под ред. С.Д. Соколова, А.И. Ханчука. Препр. Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. 106 с.
- Леников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 164 с.
- Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Медведев В.С. Вертикальные движения земной коры в пределах ложа Тихого океана по данным геоморфологического анализа // Океанология. 1974. Т. 14, вып. 6. С. 1022—1028.
- Липкини М.И. Фосфориты высоких широт северо-западной части Тихого океана // Геология, геофизика, геохимия океана. Минеральные ресурсы, геоморфология берега, методы исследования: Тез. докл. III съезда сов. океанологов. Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 122—124.
- Липкина М.И., Якушева И.Н. Фосфориты высоких широт северо-западной части Тихого океана // Новые данные по геологии западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 119—130.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации: Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лисицына Н.А. Фосфориты подводных гор океана // Геология, геофизика, геохимия: Минеральные ресурсы, геоморфология берега, методы исследования: Тез. докл. III съезда сов. океанологов. Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 124—125.
- Лисицына Н.А. Парагенез железомарганцевых образований и фосфоритов подводных гор // Геология морей и океанов: Тез. докл. VIII Всесоюз. шк. мор. геологии. М., 1988. Т. 3. С. 161—162.
- Лисицына Н.А., Исаева А.Б., Соколова А.Д., Шевченко А.Я. Карбонатно-фосфатные породы подводных гор Восточно-Марианского бассейна (Тихий океан) // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 2. С. 39—54.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лука Ж., Превол. Синтез апатита: К вопросу о новой модели генезиса осадочных фосфоритов // Неметаллические полезные ископаемые. М.: Наука. 1984. С. 59—68. (XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов; Т. 15).
- Лысенко Н.И., Головинова М.А., Свальнов В.Н. О находке позднемеловых неринеид на поднятии Маркус-Неккер в Тихом океане // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 5. С. 1237—1238.
- Магматизм Земли и Луны: Опыт сравнительного анализа / Под ред. Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1990. 215 с.
- Марова Н.А. Некоторые закономерности распределения внутриплитовых подводных вулканов ложа Тихого океана // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 1. С. 219—223.
- Матвеев В.В., Марова Н.А. Возраст формирования магматических комплексов и связанных с ними структур поднятия Маркус-Неккер // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 5. С. 126—129.
- Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука. 1988. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 434).
- Мельников М.Е. Минеральный состав железомарганцевых образований зоны Кларион-Клиппертон и его связь с подстилающими осадками // Зап. ВМО. 1992. Ч. 121, № 1. С. 48—55.

- Мельников М.Е., Мечетин А.В., Попова Т.В. и др. Донные образования центральной части Императорского хребта (гайоты Йомей и Нинтоку) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 4. С. 796—799.
- Мельников М.Е., Рубцов Б.Г., Мечетин А.В., Кретов А.В. Гранулометрический состав железомарганцевых конкреций как признак их генетического типа // Геологическое строение Северо-Восточной котловины Тихого океана. Геленджик. 1988. С. 74—80.
- Менард Г.У. Геология дна Тихого океана / Пер. с англ. А.В. Живаго. М.: Мир. 1966. 275 с.
- Меро Д. Минеральные богатства океана. М.: Прогресс, 1969. 440 с.
- Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. и др. Геохимия металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 122—200.
- Милановский Е.Е. Геодинамика и вулканизм орогенных поясов // Геодинамика, магмообразования и вулканизм. Петропавловск-Камчатский. 1974. С. 32—50.
- Михайлик Е.В. Марганценовые яшмы киселевой свиты Северного Сихотэ-Алиня // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 130—139.
- Михайлик Е.В., Баринев Н.Н., Вржосек Л.А. Кобальт в железомарганцевых конкрециях с "экваториальным" поясом // Литогенез и рудообразование в древних и современных морских бассейнах Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 201—208.
- Михайлик Е.В., Чудяев О.В., Баринев Н.Н., Обжирков А.И. Гидротермальные проявления железомарганцевой минерализации в хр. Тонга // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 98—100.
- Мурдмаа И.О. Фаши океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
- Мюллер К. О фосфатизации мягких тканей кембрийских организмов // Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 65.
- Найдин Д.П., Сазонова И.Г., Полякова З.Н. и др. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии // Бюл. МОИ П. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 5. С. 27—42.
- Немото К. Морская геология подводной горы Дайити-Касима // Тектоника Восточно-Азиатских окраинных морей. М.: Межвед. геофиз. ком., 1988. С. 46—53 (Геодинам. исслед.: № 11).
- Олейников Б.В. Геохимия и рудообразование платформенных базитов. Новосибирск: Наука, 1979. 246 с.
- Описание подводных гор и поднятий промысловых районов Мирового океана: (Открытая часть): Тихий океан. Л.: ГУНМО МО СССР, 1989. Т. 2. 386 с.
- Перфильев А.С., Ахметьев М.А., Гептнер А.С. и др. Миоценовые базальты Исландии и проблемы спрединга. М.: Наука, 1991. 207 с.
- Петрография. Ч. 2 / Под ред. А.А. Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1981. 328 с.
- Плетнев С.П. Дополнительные биостратиграфические данные о гайотах Западной Пацифики (на основе анализа фораминифер) // Новые данные по стратиграфии Дальнего Востока и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 100—105.
- Плетнев С.П., Бирилина М.Г. Биостратиграфические исследования западной части Тихого океана (Новогебридские желоба, хребет Михельсона и Магеллановы горы) / ДВО АН СССР. Препр. Владивосток. 1989. 37 с.
- Полякова З.Н., Гнибиденко Г.С., Корнев О.С. Геологическое строение и развитие гайота Гуадалупе (северо-западная часть Тихого океана) // Тихоокеан. геология. 1987. № 2. С. 3—6.
- Прокудин В.Г. Строение земной коры и история развития подводных возвышенностей северо-западной части Тихого океана: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск. 1990. 26 с.
- Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 220 с.
- Пуцаровский Ю.М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. № 5. С. 3—16.
- Пуцаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. М.: Наука. 1986. 30 с. (XXVI Чтения имени В.И. Вернадского).
- Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука. 1992. 263 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 473).
- Ревертто В.В., Остапенко В.Ф. Необычная зональность в моноклиновых пироксенах — результат смешения щелочнобазальтовых магм при образовании вулканических пород поднятия Маркус-Уэйк в Тихом океане // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 2. С. 426—430.
- Риггс С.Р. Фосфоритовая седиментация на Флориде — модель фосфогенной системы // Геология месторождений фосфоритов. М.: Мир. 1983. С. 85—141.
- Рудник Г.Б., Матвеев В.В. Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан) // Океанология. 1978. Т. 28. вып. 3. С. 489—495.
- Сафонов В.Г. О генезисе фосфоритов на подводных горах северо-западной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 2. С. 16—21.
- Свальнов В.Н., Матвеев В.В. Некоторые особенности фосфатизации на подводных горах Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 10. С. 56—65.
- Свальнов В.Н., Ушакова М.Г., Чеховская М.П. и др. Новые данные о геологии подводных гор Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 1. С. 78—89.
- Седов А.П. Палеогеоморфология подводных гор Тихого океана в позднем мелу // Океанология. 1981. Т. 21. вып. 5. С. 836—844.

- Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления / Пер. с англ. А.А. Никонова, К.И. Никоновой. М.: Недра, 1989. 294 с.
- Сергеев И.В., Удинцев Г.Б. Открытие и исследование подводной горы Исакова в Тихом океане // Докл. АН СССР. 1957. Т. 113, № 5. С. 1123—1126.
- Силантьев С.И. Метаморфические породы дна Атлантического океана. М.: Наука, 1984. 103 с.
- Сколотнев С.Г., Крнова Г.В., Покровская Е.В. Вторичные минералы склоновых отложений подводных Магеллановых гор (Тихий океан) // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 3. С. 29—44.
- Скорнякова Н.С. Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана // Железомарганцевые конкреции Тихого океана / Под ред. П.Л. Безрукова. М.: Наука. 1976. С. 190—240.
- Скорнякова Н.С. К вопросу о генезисе железомарганцевых конкреций // Геохимия. 1979. № 8. С. 1236—1246.
- Скорнякова Н.С. Локальные вариации полей железомарганцевых конкреций // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 109—184.
- Скорнякова Н.С., Базилевская Е.С., Гордеев В.В. Некоторые вопросы минерализации и геохимии железомарганцевых конкреций Тихого океана // Геохимия. 1975. № 7. С. 1064—1076.
- Скорнякова Н.С., Батурич Г.Н., Заикин В.Н. Молибден в железомарганцевых конкрециях Тихого океана // Там же. 1986. № 12. С. 1800—1805.
- Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Заикин В.Н. Кобальт в железомарганцевых корках и конкрециях Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 2. С. 106—121.
- Сметанников О.Г., Франк-Каменецкий В.А., Аникеева М.И. Гидроксиды марганца железомарганцевых конкреций Тихого океана // Зап. ВМО. 1988. Ч. 117, № 4. С. 462^а*73.
- Смирнов В.М. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах // Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964. С. 111—117 (XXII Междунар. геол. конгр.; Пробл. 5).
- Смут Н.К. Гайоты и тектоника Императорского хребта // Геология Мирового океана. М.: Наука, 1984. С. 79—88. (XXVII Междунар. геол. конгр.; Докл. сов. геологов; Т. 6, ч. 1).
- Советско-американское сотрудничество в изучении морского дна // Природа. 1989. № 10. С. 115—116.
- Соколова Е.А. Некоторые закономерности размещения рудных концентраций в марганценовых вулканогенно-осадочных формациях // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 74—93.
- Соколова Е.А. Марганценоность вулканогенно-осадочных формаций. М.: Наука, 1982. 195 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 360).
- Страхов Н.М. Проблемы осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 32 с.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976а. 300 с.
- Страхов Н.М. Условия образования конкреционных железомарганцевых руд в современных водоемах // Литология и полез. ископаемые. 1976б. № 1. С. 3—28.
- Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с. (Тр. ГИН АН СССР; Т. 185).
- Строение дна северо-запада Тихого океана: (Геофизика, магматизм, тектоника) / Под ред. Ю.М. Пушаровского, Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
- Суслов А.Т. Основные черты железомарганцевых месторождений вулканогенно-осадочного происхождения // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 57—73.
- Тектоника континентов и океанов: Объяснительная записка к Международной тектонической карте мира масштаба 1:15 000 000. М.: Наука, 1988. 245 с.
- Терентьева Л.А., Афанасьева Л.Д., Чалкова Т.К. и др. Экстракционно-атомно-абсорбционный метод одновременного определения золота и серебра в геохимических объектах // Завод, лаб. 1983. Т. 49, № 8. С. 25—28.
- Тихоокеанская окраина Азии: Магматизм / Под ред. С.С. Зимина. М.: Наука. 1991. 264 с.
- Тузев И.К., Ильев А.Я., Остапенко В.Ф. и др. Геологическое строение подводной возвышенности Маркус-Уэйк / Сов. геология. 1979. № 4. С. 85—93.
- Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с. (Тихий океан; Т. 5).
- Уилсон Д.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Наука, 1980. 124 с.
- Успенская Т.Ю., Скорнякова Н.С. Железомарганцевые конкреции и корки северо-западной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 26—34.
- Федоров В.В. Древние абразионные формы рельефа на подводных горах западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, № 1. С. 177—181.
- Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
- Айин В.Е. Региональная геотектоника: Океаны: Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
- Хальбах П., Путманус Д. Богатые кобальтом железомарганцевые корки из районов подводных гор центральной части Тихого океана — состав и образование // Геология Мирового океана. М.: Наука, 1984. С. 27—40. (XXVII Междунар. геол. конгр.; Докл. сов. геологов; Т. 6, ч. 1).
- Хохлат И.Е. Стратиграфия неогена умеренной и южнобореальной области Тихого океана по радиолариям // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 18—28.

- Цветков А.А., Гиворов И.Н., Карпунин В.Е. Петрология магматических пород острова Маврикий // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 3. С. 690—693.
- Чернышева В.И. Оливиновый базальт в районе северного окончания подводного Гавайского хребта // Там же. 1963. Т. 151, № 6. С. 1433—1436.
- Чудаев О.В., Волохин Ю.Г. Сепиолит-полыгорскит-арагонитовая минерализация в глубоководных желобах Муссау и Идзу-Бонин // Геология океанов и морей: Тез. докл. IX Всесоюз. шк. мор. геологии. М., 1990. Т. 4. С. 179.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1989. 208 с.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А., Дубинина Г.А. Отображение генезиса океанических корок и конкреций в кристаллохимии окислов марганца // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 91—1027.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. Смешанослойные минералы асболян-бузерит и асболяны в океанических железомарганцевых конкрециях // Там же. 1983. № 5. С. 91—99.
- Шепард Ф.П. Морская геология. 3-е изд. Л.: Недра, 1976. 488 с.
- Шиллинг Дж.Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 198—241.
- Шишкина О.В., Гордеев В.В., Цветков Г.А., Гирин Ю.П. Некоторые данные о микроэлементах в иловых водах металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 217—223.
- Школьник Э.Д. Факторы морского фосфатогенеза и оценка перспектив фосфоритоносности Дальнего Востока: Автореф. дис.... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1989. 36 с.
- Школьник Э.Д. О фосфоритах Центрального Кызылкума и роли биогенного фактора в образовании фосфоритов // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 3. С. 138—140.
- Школьник Э.Д., Батурич Г.Н. О строении и происхождении фосфоритов подводных гор Мид-Пасифик. Тихий океан // Тихоокеан. геология. 1986. М» I. С. 22—26.
- Школьник Э.Д., Батурич Г.Н. О фосфатизации базальтов подводных гор Тихого океана // Там же. 1987. № 4. С. 30—34.
- Школьник Э.Д., Батурич Г.Н. О происхождении фосфоритов о. Науру (Тихий океан) // Там же. 1990. № 5. С. 42—48.
- Школьник Э.Д., Батурич Г.Н., Жегалло Е.А. О структуре фосфоритов о. Науру // Там же. 1992. № 4. С. 136—140.
- Школьник Э.Д., Мельников М.Е., Сенькова Т.В., Герасимова Г.Н. Особенности комплексной минерализации на подводных горах центральной части системы Маркус-Уэйк, Тихий океан // Там же. 1993. № 2. С. 28—37.
- Шонф Т. Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 311 с.
- Щеглов А.Д., Краснов Е.В., Раткин В.В. Рифы и рудообразование // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 1. С. 161—165.
- Щеглов А.Д., Курносое В.Б., Говоров И.Н. Гидротермальные преобразования базальтовой коры и металлогения Тихого океана // Твердая кора океанов. М.: Наука, 1987. С. 92—96.
- Ames L.J.L., Jr. The genesis of carbonate apatites // Econ. Geol. 1959. Vol. 54, N 5. P. 829—841.
- Aoki H. Co-rich manganese crusts. Tokyo: Tokai Univ. press, 1990. 124 p.
- Aoki H., Nakajima V., Ishikawa M. On the problem of the Daiichi-Kashima Seamount // J. Phys. Earth. 1988. Vol. 36, N2. P. 5101—5106.
- Aplin A C. Rare earth element geochemistry of Central Pacific ferromanganese encrustations // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 71, № 1. P. 13—22.
- Aplin A C., Cronan D.S. Ferromanganese oxide deposits from the Line Islands Archipelago // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. Vol. 49, № 1. P. 427—136.
- Aplin A C., Michard A., Albarede F. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in Pacific ferromanganese encrustations and nodules // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 81, № 1. P. 7—14.
- Arrhenius G., Mero J., Korkisch J. Origin of oceanic manganese minerals // Science. 1964. Vol. 144, № 3615. P. 170—173.
- Baker P.E., Gass I.G., Harris P.G., Le Maitre R.W. The volcanological report of the royal society expedition to Tristan da Cunha // Philos. Trans. Roy. Soc. London. A. 1964. Vol. 256, № 1075.
- Barron J.A., Keller G. Widespread Miocene deep-sea hiatuses: Coincidence with period of global cooling // Geology. 1982. Vol. 10. P. 577—581.
- Benmore R.A., Coleman M.L., McArthur J.M. Origin of sedimentary francolite from its sulphur and carbon isotope composition // Nature. 1983. Vol. 302. P. 516—518.
- Birch G.F., Thomson J., McArthur J.M., Burnett W.C. Pleistocene phosphorites off the west coast of South Africa // Ibid. 1983. Vol. 302. P. 601—603.
- Bischoff J., Seyfried W. Hydrothermal chemistry of seawater from 25° to 350° C // Amer. J. Sci. 1978. Vol. 278, № 6. P. 838—860.
- Bochert G.W., Genin A. A review of the effects of seamounts on biological processes // Seamounts, islands and atolls. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1987. P. 319—334. (Geophys. Monogr.; 43).
- Bolton B.R., Both R., Exon N.F. et al. Geochemistry and mineralogy of seafloor hydrothermal and hydrogenetic Mn oxide deposits from the Manus Basin and Bismark Archipelago region of the Southwest Pacific Ocean // Mar. Geol. 1988. Vol. 85, № 1. P. 65—87.

- Bolton B.R., Ostwald J., Monzier M.* Precious metals in ferromanganese crusts from the south-west Pacific // *Nature*. 1986. Vol. 320, № 6062. P. 518—520.
- Bonatti E.* Metal deposits in the oceanic lithosphere // *The Sea*. N.Y., 1981. Vol. 7. P. 639—686.
- Bonatti E., Kraemer T., Rydell H.* Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits // *Ferromanganese deposits on the ocean floor* / Ed. D. Horn. Wash. (D.C.): Nat. Sci. Found. 1972. P. 149—166.
- Bonatti E., Simmons E., Breger D.* et al. Ultramafic rock/seawater interaction in the oceanic crust: Mg-silicate (sepiolite) deposit from the Indian Ocean floor // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 62. P. 229—238.
- Bonatti E., Zerbi M., Kay R., Rydell H.S.* Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading center // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 87. P. 83—94.
- Braut M., Simoneit B.R.T., Saliot A.* Trace petroliferous organic matter associated with massive hydrothermal sulfides from the East Pacific Rise at 13° and 21° N // *Oceanol. acta*. 1989. Vol. 12, №4. P. 405—415.
- Bruland*. Trace elements in sea water // *Chemical oceanography*. L.: Acad. press, 1983. Vol. 8. P. 157—200.
- Budahn J.R., Schmitt R.A.* Petrogenetic modeling of Hawaiian tholeiitic basalts: A geochemical approach // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1985. Vol. 49. P. 67—87.
- Burnett W.C.* Phosphorite deposits from the seafloor off Peru and Chile: Radiochemical and geochemical investigations concerning their origin: Part, fulfillment of Ph. D. Dissertation in Geology and Geophysics prepared for Intern. Decade of Ocean Exploration / Hawaii Inst. of Geophys. Honolulu, 1974. 164 p.
- Burns R.G.* The uptake of cobalt into ferromanganese nodules, soils, and synthetic manganese (IV) oxides // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1976. Vol. 40. P. 95—102.
- Butt A.* Biostratigraphic and paleoenvironmental analyses of the sediments at the Emperor Seamounts, DSDP Leg 55, Northwestern Pacific: Cenozoic foraminifers // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print, off., 1980. Vol. 55. P. 289—305.
- Calvert S.E.* Geochemistry of oceanic ferromanganese deposits // *Philos. Trans. Roy. Soc. London*. 1978. Vol. 290. P. 43—73.
- Calvert S.E., Piper D.Z.* Geochemistry of ferromanganese nodules from DOMES Site A, Northern Equatorial Pacific: Multiple diagenetic metal sources in the deep sea // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1984. Vol. 48. P. 1913—1928.
- Chen C.Y., Frey F.A.* Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano, East Maui, Hawaii implication for the origin of Hawaiian basalts // *J. Geophys. Res. B*. 1985. Vol. 90, № 10. P. 8743—8768.
- Chudaeu O.* Hydrothermalism and sedimentation in deep-sea trenches of the Western Pacific // *Abstr. Intern. Sediment. Congr. Nottingham*, 1990. P. 302.
- Clague D.A., Dalrymple G.B.* The Hawaiian-Emperor volcanic chain // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1987. N 1350. P. 5—54.
- Clague D.A., Jarard R.D.* Tertiary Pacific plate motion deduced from the Hawaiian-Emperor chain // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84. N 4. P. 1135—1154.
- Clark A., Johnson Ch., Chinn P.* Assessment of cobalt-rich manganese crusts in the Hawaiian, Johnston and Palmyra Islands' exclusive economic zones // *Natural resources forum*. N.Y.: United Nations, 1984. P. 163—174.
- Commeau R.F., Clark A., Johnson C.* et al. Ferromanganese crust resources in the Pacific and Atlantic Oceans // *Exclusive economic zone papers*, Oceans, IEEE, 1984. P. 62—71.
- Cook P.J., Cook J.R.* Marine biological changes and phosphogenesis around the Cretaceous-Tertiary boundary // *Sci. Geol. Mem.* 1985. Vol. 77. P. 105—108.
- Corliss J.* The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. P. 8128—8138.
- Craig J.D., Andrews J.E., Meylan M.A.* Ferromanganese deposits in the Hawaiian Archipelago // *Mar. Geol.* 1982. Vol. 45, N 1/2. P. 127—157.
- Crerar D.A., Namson J., Chyi M.S.* et al. Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage // *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77. N3. P. 519—540.
- Crewther D.L., Dillard J.G., Murray J.W.* The mechanism of Co(II) oxidation on synthetic birnessite // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1983. Vol. 47. P. 1399—1403.
- Cronan D.S.* Deep-sea nodules: Distribution and geochemistry // *Marine manganese deposits* / Ed. G.P. Glasby. Amsterdam etc.: Elsevier, 1977. P. 11—44.
- Cronan D.S., Tooms J.S.* The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian Oceans // *Deep-Sea Res.* 1969. Vol. 16. N 4. P. 335—359.
- Cullen D.J., Burnett W.C.* "Insular" phosphorite on submerged atolls in the tropical Southwest Pacific // *Search*. 1987. Vol. 18, N 1/2. P. 311—313.
- Dalrymple G.B., Garcia M.O.* Age and chemistry of volcanic rocks dredged from Jingu seamount, Emperor Seamount chain // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print, off., 1980. Vol. 55. P. 685—691.
- Dalrymple G.B., Lanphere M.A., Natland J.H.* K—Ar minimum age for Meiji guyot, Emperor Seamount chain // *Ibid.* 1980a. Vol. 55. P. 677—683.
- Dalrymple G.B., Lanphere M.A., Clague D.A.* Conventional and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ K—Ar ages of volcanic rocks from Ojin (site 430), Nintoku (site 432), and Suiko (site 433) seamounts and the chronology of volcanic propagation along the Hawaiian-Emperor chain // *Ibid.* 1980b. Vol. 55. P. 659—676.
- Davies T.A., Wilde P., Clague D.A.* Koko seamount: A major guyot at the southern end of the Emperor Seamounts // *Mar. Geol.* 1972. Vol. 13, N5. P. 311—321.

- De Carlo E.H., McMurtry G.M., Kim K.H.* Geochemistry of ferromanganese crusts from the Hawaiian Archipelago. I. Northern survey areas//Deep-Sea Res. 1987. Vol. 34, N 3. P. 441—167.
- Dick H.J., Bullenl.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abissal and alpin-type peridotites and spatially associated lavas//Contrib. Miner. and Petrol. 1984. Vol. 86, N 1. P. 54—76.
- Dietz R.S.* Marine geology of northwestern Pacific: Description of Japanese bathymetric chart 6901 // Bull. Geol. Soc. Amer. 1954. Vol. 65, N 12, pt 1. P. 1199—1224.
- Douglas R.G., RolhP.H., Moore T.C.* Biostratigraphic synthesis: Hiatuses and unconformities// Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print, off., 1973. Vol. 17. P. 905—909.
- Dubois J., Deplus C.* Gravimetry on the Erimo seamount, Japan //Tectonophysics. 1989. Vol. 160, N 1/4. P. 267—275.
- Dymond J., Lyle M., Finney B.* et al. Ferromanganese nodules from MANOP sites H, S, and R-control of mineralogical and chemical composition by multiple accretionary processes // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. Vol. 48. P. 931—949.
- Francheteau A., Needham H.D., Choukroune P.* Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise//Nature. 1979. Vol. 277. P. 523—528.
- Fryer B.J., Hutchinson R.W.* Generation of metal deposits on the sea//Canad. J. Earth Sci. 1976. Vol. 13. P. 126—135.
- Futa K., Peterman Z.E., Hein J.R.* Sr and Nd isotopic variations in ferromanganese crusts from the Central Pacific: Implications for age and source provenance // Geochim. et cosmochim. acta. 1988. Vol. 52. P. 2229—2233.
- Glasby G.P.* Manganese nodules in the South Pacific // J. Geol. Geophys. 1976. Vol. 19, N 2. P. 707—736.
- Glasby G.P.* Manganese deposition through geological time: Dominance of the post-Eocene deep-sea environment // Ore Geol. Rev. 1988. N 4. P. 135—144.
- Goudell H.G., Meylan M.A., Grant B.* Ferromanganese deposits of the South Pacific Ocean, Drake passage and Scotia Sea//Antarct. Oceanol. Antarct. Res. Ser. 1971. Vol. 1. P. 27—92.
- Grasiansky P.C., Deroo G., Herbin J.P.* et al. Ocean-wide stagnation episodes in the Late Cretaceous // Geol. Rdsch. 1986. Vol. 75, N 1. P. 17—41.
- Green D.H., Edgar A.D., Beasley P.* et al. Upper mantle source for some hawaiiites, mugearites and benmorites// Contrib. Miner. and Petrol. 1974. Vol. 48. P. 33—43.
- Greene H.G., Clague D.A., Dalrymple G.B.* Seismic stratigraphy and vertical tectonics of the Emperor Seamounts. DSDP Leg 55 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print, off., 1980. Vol. 55. P. 759—788.
- Gulbrandsen R.A., Robertson C.E., Neil S.T.* Time and crystallisation of apatite in seawater // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. Vol. 48. P. 213—218.
- Gimbel W.* Die am Grunde des Meeres vorkommenden Manganknollen // Sitzungsber. Math.-naturwiss. Kl. Bayer. Akad. Wiss. 1878. Bd. 8. S. 189—209.
- Hajash A.* Hydrothermal processes along mid-ocean ridges: An experimental investigation// Contrib. Miner. and Petrol. 1975. Vol. 55. P. 205—226.
- Halbach P.* Processes controlling the heavy metal distribution in Pacific ferromanganese nodules and crusts // Geol. Rdsch. 1986. Vol. 75, N 1. P. 235—247.
- Halbach P., Fellerer R.* The metallic minerals of the Pacific seafloor // Geol. J. 1980. Vol. 4. P. 407—420.
- Halbach P., Hebisch V., Scherhag C.* Geochemical variation of ferromanganese nodules and crusts from different provinces on the Pacific Ocean and their genetic control //Chem. Geol. 1981. Vol. 34. P. 3—17.
- Halbach P., Manheim F.T.* Potential of cobalt and other metals in ferromanganese crusts on seamounts of the Central Pacific basin // Mar. Mining. 1984. Vol. 4, N 4. P. 308—336.
- Halbach P., Puteanus D.* The influence of the carbonate dissolution rate on the growth and composition of Co-rich ferromanganese crusts from Central Pacific seamount areas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 68. P. 73—78.
- Halbach P., Puteanus D., Manheim F.T.* Platinum concentrations in ferromanganese seamount crusts from the Central Pacific // Naturwissenschaften. 1984. Vol. 71. P. 577—579.
- Halbach P., Scherhag C., Hebisch U., Marchig V.* Geochemical and mineralogical control of different genetic types of deep-sea nodules from the Pacific: Ocean// Miner. deposita. 1981. Vol. 16. P. 59—84.
- Hamilton E.L.* Sunken islands of the Mid-Pacific mountains // Mem. Geol. Soc. Amer. 1956. Vol. 64. P. 1—64.
- Hamilton E.L., Rex R.W.* Lower Eocene phosphatized globigerina ooze from Sylvania guyot // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1959. N 260-W. P. 784—797.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235. P. 1156—1167.
- Haynes B.W., Law S.L., Barron D.C.* An elemental description of Pacific manganese nodules// Mar. Mining. 1986. Vol. 5, N 3. P. 239—276.
- Heezen B.C., Fischer A.G., Boyce R.E.* et al. Site 44 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print off., 1971. Vol. 6. P. 17—39.
- Heezen B.C., Matthews J.L., Catalano R.* et al. Western Pacific guyots // Ibid. 1973a. Vol. 20. P. 653—723.
- Heezen B.C., McGregor I.D., Foreman H.P.* et al. The Post Jurassic sedimentary sequence on the Pacific plate: A kinematic interpretation of diachronous deposits // Ibid. 1973b. Vol. 20. P. 725—738.
- Hein J.R., Keng Jang-Keuk, Shulz M.S.* et al. Marine ferromanganese deposits near the Marshall Islands // US Geol. Surv. Circ. 1991. N 1062. P. 37—38.
- Hein J.R., Manheim F.T., Schwab W.C., Davis A.S.* Ferromanganese crusts from Necker Ridge, Horizon Guyot, and S.P. Lee Guyot: Geological consideration // Mar. Geol. 1985. Vol. 69. P. 25—54.

- Hein J.R., Morgenson L.A., Clague D.A., Koski R.A. Cobalt-rich ferromanganese crusts from the exclusive economic zone of the United States and nodules from the oceanic Pacific // *Geology and resource potential of the continental margin of Western North America and adjacent ocean basins — Baffort Sea to Baja California*. Houston, 1987. P. 753—771. (Earth Sci. Ser.; Vol. 6).
- Hein J.R., Schwab W.C., Davis A.S. Cobalt- and platinum-rich ferromanganese crusts and associated substrate rocks from the Marshall islands // *Mar. Geol.* 1988. Vol. 78. P. 255—283.
- Hekinian R., Renard V., Cheminté I.L. Hydrothermal deposits on the East Pacific Rise near 13°N: Geological setting and distribution of active sulfide chimneys // *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*. N.Y.; L.: Plenum press, 1983. P. 571—594. (Proc. NATO Adv. Res. Inst. Cambridge. Ser. IV. Mar. Sci.; Vol. 12).
- Hess H.H. Drowned ancient islands of the Pacific Basin // *Amer. J. Sci.* 1946. Vol. 244. N II. P. 772—791.
- Hodge V.F., Stallard M., Koide M. Goldberg E D Platinum and platinum anomaly in the marine environment // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 72, N 2/3. P. 158—162.
- Hofmann A.W., Feigenson M.D., Racze I. Case studies on the origin of basalts. 3. Petrogenesis of the Mauna Uiu eruption Kilauea, 1969—1971 // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1984. Vol. 88. N 1/2. P. 24—35.
- Howell D.G., Schermer E.R., Jones D.L. et al. Preliminary tectonostratigraphic terrane map of the Circum-Pacific Region. Wash. (D.C.): Amer. Assoc. of Petrol. Geol., 1985.
- Hutchinson G.E. The biogeochemistry of vertebrate excretion. N.Y., 1950. 554 p. (Bull. Amer. Mus. Natur. Hist.; Vol. 96).
- Jackson E.D., Koizumi I., Dalrymple G.B. et al. Introduction and summary of results from DSDP Leg 55 // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print, off., 1980. Vol. 55. P. 5—31.
- Jackson E.D., Wright T.L. Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii // *J. Petrol.* 1970. Vol. 11. P. 405—430.
- Janesky D., Seyfried W. Hydrothermal serpentinization of peridotite within the oceanic crust: Experimental investigation of mineralogy and major element chemistry // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1986. Vol. 50. P. 1357—1378.
- Karig D.E., Peterson M.N.A., Shor G.G., Jr. Sediment-capped guyots in the Mid-Pacific Mountains // *Deep-Sea Res.* 1970. Vol. 17. N 2. P. 373—378.
- Karpoff A.M., Peterschmitt I., Hoffert M. Mineralogy and geochemistry of sedimentary deposits on Emperor Seamounts, sites 430, 431 and 432: Authigenesis of silicates, phosphates and ferromanganese oxides // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print, off., 1980. Vol. 55. P. 463—476.
- Kawahata H., Kusakabe M., Rikughi Y. Strontium, oxygen and hydrogen isotope geochemistry of hydrothermal altered and weathered rocks in DSDP hole 5048, Costa Rica // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 85. P. 343—355.
- Keene J.B. Cherts and porcellanites from the North Pacific, DSDP, Leg 32 // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print, off., 1975. Vol. 32. P. 429—508.
- Kobayashi K., Cadet J.P., Aubouin J. et al. Normal faulting of the Daiichi-Kashima Seamount in the Japan trench revealed by the Kaiko 1 cruise. Leg 3 // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 83. P. 257—266.
- Konishi K. Limestone of the Daiichi Kashima Seamount and the fate of a subducting guyot: Fact and speculation from the Kaiko "Nautilé" dives // *Tectonophysics.* 1989. Vol. 60. N 1/4. P. 249—265.
- Koski R.A. Ferromanganese deposits from the Gulf of Alaska seamount province: Mineralogy, chemistry and origin // *Canad. J. Earth Sci.* 1988. Vol. 25, N 1. P. 116—133.
- Kuno H., Fisher R., Nasu N. Rock fragment and pebbles dredged near Jimmu Seamount, Northwestern Pacific // *Deep-Sea Res.* 1956. Vol. 3. P. 126—133.
- Kurnosov V.B., Robinson P., Chudayev O. et al. Secondary minerals in the DSDP drill holes CY-2 and CY-2A, Agropikia, Cyprus // *Geological Survey of Canada. Cyprus Crustal Study Project: Initial report. Holes CY-2 and CY-2A*. Ottawa, 1987. P. 69—79.
- Ladd H.S. Bikini and Eniwetok Atolls. Marshall Islands // *Biology and geology of Coral Reefs*. N.Y.; L.: Acad. press, 1973. Vol. 1: Geology. P. 93—112.
- Ladd H.S., Ingerson E., Townsend R.C. et al. Drilling on Eniwetok Atoll, Marshall Islands // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1953. Vol. 37. N 10. P. 2257—2280.
- Ladd H.S., Newman W.A. Geologic history of Horizon guyot, Mid-Pacific Mountains: Discussion // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84. N 4. P. 1501—1504.
- Ladd H.S., Schlanger S.O. Drilling operations on Eniwetok Atoll // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1960. N 260-Y. P. 863—903.
- Ladd H.S., Tracey J.I., Gross M.G. Deep drilling on Midway atoll // *Ibid.* 1970. N 680-A. P. A1—A22.
- Ladd H.S., Tracey J.I., Lill G.G. Drilling of Bikini Atoll. Marshall Islands // *Science*. 1948. Vol. 107. N 2768. P. 51—55.
- Lallemand S., Culotta R., Von Huene R. Subduction of the Daiichi Kashima Seamount in the Japan trench // *Tectonophysics.* 1989. Vol. 160, N 1/4. P. 231—247.
- Lalou C. Genesis of ferromanganese deposits: Hydrothermal origin // *Hydrothermal processes et seafloor spreading centers*. Y.Y.; L.: Plenum press, 1983. P. 503—534. (Proc. NATO Adv. Res. Inst. Cambridge. Ser. IV. Mar. Sci.; Vol. 12).
- Lalou C., Brichet E., Hekinian R. Age dating of sulfide deposits from axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 12°50' N // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 75. N 1. P. 59—71.
- Lalou C., Brichet E., Jehanno et al. "TECHNO" encrustation. 2. Structural and chemical study // *La genese des nodules de manganese*. P.: CNRS, 1979. N 289. P. 281—280.
- Landing W.M., Bruland K.W. Manganese in the North Pacific // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 49. P. 45—56.

- Larson R.L., Moberly R., Bukry D. et al. Site 308: Koko guyot. Site 309: Koko guyot // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print, off., 1975. Vol. 32. P. 215—231.
- Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Miner. Soc. Amer. 1978. Vol. 63, N 11/12. P. 1023—1052.
- Levin L.A., Nittrouer C.A. Textural characteristics of sediments on deep seamounts in Eastern Pacific ocean between 10°N—30°N // Seamounts, islands and atolls. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1987. P. 187—206. (Geophys. Monogr.; N 43).
- Longinelli A. Geochimica degli isotopi in sedimenti fosfatici e carbonatici // Rend. Soc. ital. miner. e petrogr. 1981. Vol. 37, N 1.P. 35—43.
- Lonsdale P., Normark W.R., Newman W.A. Sedimentation and erosion on Horizon Guyot// Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83, N 2. P. 289—316.
- Lucas J., Prevot L. The synthesis of apatite by bacterial activity: mechanism // Sci. geol. mem. 1985. N 77. P. 83—92.
- Macdonald G.A. Composition and origin of Hawaiian lavas: studies in volcanology// Mem. Geol. Soc. Amer. 1968. Vol. 116. P. 477—522.
- Mangini A., Halbach P., Puteanus D., Segl M. Chemistry and growth history of Central Pacific Mn-crusts and their economic importance // Mar. Miner. Pub. Corp. 1987. P. 205—220.
- Manheim F.T. Marine cobalt resources // Science. 1986. Vol. 232, N 4750. P. 600—608.
- Manheim F.T., Lane-Bostwick C.M. Cobalt in ferromanganese crusts as a monitor of hydrothermal discharge on the Pacific seafloor// Nature. 1988. Vol. 335, N 6185. P. 59—62.
- Manheim F., Rowe G., Jipa D. Marine phosphorite formation off Peru // J. Sediment. Petrol. 1975. Vol. 45, N 1. P. 243—251.
- Marchig V., Gundlach H. Material balance in manganese nodule formation (North Central Pacific)// Geochim. et cosmochim. acta. 1982. Vol. 46. P. 693—695.
- Marchig V., Gundlach H., Backer H. Geochemical indication in deep-sea sediments for hydrothermal discharge // Mar. Geol. 1984. Vol. 56. P. 319—323.
- Marchig V., Gundlach H., Moller P., Schley F. Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments // Ibid. 1982. Vol. 50. P. 241—256.
- Marine mineral exploration / Ed. H. Kunzendorf. Amsterdam etc.: Elsevier, 1986. 300 p.
- Martens C.S., Harriss R.C. Inhibition of apatite precipitation in the marine environment by magnesium ions // Geochim. et cosmochim. acta. 1970. Vol. 34. P. 621—225.
- Matter A., Gardner J.V. Carbonate diagenesis at site 308 Koko guyot // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print, off., 1975. Vol. 32. P. 521—536.
- McKelvey V.E. Phosphorite and guano // US Geol. Surv. Bull. 1986a. N 1689. P. 21—27.
- McKelvey V.E. Subsea mineral resources. Wash. (D.C.): US Gov. print, off., 1986b. 106 p.
- McKelvey V.E., Wright N.A., Bowen R.W. Analysis of the world distribution of metal-rich subs-sea manganese nodules // US Geol. Surv. Circ. 1983. N 886. P. 1—55.
- Menard H.W. The marine geology of the Pacific. N.Y.: McGraw Hill, 1964. 271 p.
- Mero J.L. The mineral resources of the sea. Amsterdam / Elsevier. 1965. 312 p.
- Mikhailik E.V., Barinov N.N. West Pacific ferromanganese crusts // Mineral resources of the sea-floor — Co-rich manganese crust. Tokyo: Tokai Univ. press, 1990. P. 103.
- Moderly R., Schlanger S.O. et al. Initial core description // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. San Diego: Univ. Calif. press, 1983. Vol. 89. P. 30—72.
- Moore J.G. Petrology of deep-sea basalt near Hawaii // Amer. J. Sci. 1965. Vol. 263, N 1. P. 40—52.
- Moore W.S., Ku T. L., MacDougall Y.O. et al. Fluxes of metals to manganese nodule: Radiochemical, chemical, structural and mineralogical studies //Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52, N 1. P. 151—171.
- Mottle M.J., Holland H.D., Corr R.F. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. 2. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. Vol. 45. P. 869—884.
- Murray J.W., Dillard J.G. The oxidation of Co (II) absorbed on manganese dioxide // Ibid. 1979. Vol.43. P. 781—787.
- Murray J., Renard A.F. Deep sea deposits. L., 1891.525 p. (Rep. Sci. Res. Exp. Voyage Challenger).
- Natland J.H. Basal ferromanganoan sediments at DSDP site 183, Aleutian abyssal plain, and Site 192. Meiji guyot. Northwest Pacific, Leg 19// Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print, off., 1973. Vol. 19. P. 629—636.
- Nooranyl. Classification of marine sediments//J. Geotechn. Eng. 1989.Vol. 115,N 1.P. 23—37.
- Notholt A.J.G. Phosphorite resources in the Mediterranean (Tethyan phosphogenic province: A progress report// Sci. Geol. Mem. 1985. N 77. P. 9—21.
- O'Brien G.W., Veeh H.H., Milnes A.R., Cullen D.J. Sea-floor weathering of phosphate nodules off East Australia; its effect on uranium oxidation state and isotopic composition // Geochim et cosmochim acta. 1987. Vol. 51. P. 2051—2064.
- ODP: Leg 130 Plateau d'Ontong Java (Pacifique ouest equatorial). Bassinat France// Geochronique. 1991. N 37. P. 1—666.
- Ostwald J., Dubrawski J. An X-ray diffraction investigation of a marine 10 A manganate // Miner. Mag. 1987. Vol. 51. P. 463—466.
- Ozima M., Kaneoka L., Aramaki S. K—Ar ages of submarine basalts dredged from seamounts in the western Pacific area and some discussion of the oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 8, N 3. P. 237—249.

- Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 69. P. 33—47.
- Pettersson H. Manganese and nickel on the ocean floor // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1959. Vol. 17, N 3/4. P. 209—213.
- Pichoki C., Hoffer! M. Characteristics of Co-rich ferromanganese nodules and crusts sampled in French Polynesia // *Mar. Geol.* 1987. Vol. 77, N 1/2. P. 109—119.
- Piper D.Z., Williamson M.E. Composition of Pacific Ocean ferromanganese nodules // *Ibid.* 1978. Vol. 23. P. 283—303.
- Preliminary report of the Hakuho Maru cruise KH-80-3: Japan trench, Shatsky rise, Guam, Ponape and Ogasawara areas. Tokyo: Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo, 1981. 209 p.
- Preliminary report of the Hakuho Maru cruise KH-87-3 July 1—August 13, 1988. Izu-Ogasawara (Bonin), East Mariana Basin and Yap Trench. Tokyo, 1989. 304 p. (Prelim. Rep. Hakuho Maru Cruise; NKH-87-3).
- Prevot L., Lucas J. Utilisation of geochemistry to explain the setting of the phosphatic series of the Ganntour basin (Morocco) // *Sci. gdol. т ёт.* 1985. N 77. P. 45—51.
- Raab W. Physical and chemical features of Pacific deep-sea nodules // *Ferromanganese deposits of the ocean floor.* Wash. (D.C.): Nat.Sci. Found, 1972. P. 31—49.
- Roberts A., Vercouter T.L. Geology and geochemistry of the Upper Miocene phosphate deposit near New Guyana, Santa Barbara County, California // *US Geol. Surv. Bull.* 1986. Vol. 16, N 35. P. 1—27.
- Sailer A.H., Koepnick R.B. Eocene to early Miocene growth of Eniwetok Atoll: Insight from strontium-isotope data // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1990. Vol. 102, N 3. P. 381—390.
- Schlanger S.O. Subsurface geology of Eniwetok Atoll // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1963. N 260-B. P. 991—1066.
- Schlanger S.O., Campbell J.F., Jackson M.W. Post-Eocene subsidence of the Marshall Islands recorded by drowned atolls on Haaris and Sylvania guyots // *Seamounts, islands and atolls.* Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1987. P. 165—174. (Geophys. Monogr.; N 43).
- Scholl D.W., Creager J.S., Boyce R.E. et al. Site 192 // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project.* Wash. (D.C.): US Gov. print, off., 1973. Vol. 19. P. 463—474.
- Scholl D.W., Hein J.R., Marlow M.S., Buffington E.C. Meiji sediment tongue: North Pacific evidence for limited movement between the Pacific and North American plates // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88, N 11P. 1567—1576.
- Seewald J.S., Seyfried W.E., Jr., Berndt M.E., Saccocia P.J. The effect of temperature on base metal mobility during hydrothermal basalt alteration: Implication for the formation of ridge crest hydrothermal fluids and seafloor metal deposits // *Water/rock interaction: Proc. VI Intern. Symp. Rotterdam; Brookfield,* 1989. P. 613—616.
- Sen G. A petrologic model of the constitution of the upper mantle and crust of the Koolau shield, Oahu, Hawaii, and Hawaiian magmatism // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 62. P. 215—228.
- Seyfried W., Bischoff J.L. Hydrothermal transport of heavy metals by seawater: The role of seawater/basalt ratio // *Ibid.* 1977. Vol. 34. P. 71—77.
- Shervais J.W. Ti-V plots and the modern and ophiolitic lavas // *Ibid.* 1982. Vol. 59, N 1P. 101—118.
- Smith O.K., Jordan Th.H. Seamount statistics in the Pacific Ocean // *J. Geophys. Res. B.* 1988. Vol. 93, N 4. P. 2899—2918.
- Snwot N.C. The Marcus-Wake seamounts and guyots as paleofracture indicators and their relation to the Dutton Ridge // *Mar. Geol.* 1989. Vol. 88. P. 117—131.
- Smoot N.C., Richardson D.B. Tectonic and geomorphic interpretation of the Ogasawara plateau region by multi beam-based 3D methods // *Ibid.* 1988. Vol. 79. P. 141—147.
- Sorem R., Fewkes R. Manganese nodules: Research data and methods of investigation. N.Y.; L.: Plenum press, 1979. 722 p.
- Spengler S.R., Garcia M.O. Geochemistry of the Ilaui lawas Kohala volcano, Hawaii // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1988. Vol. 99. P. 90—104.
- Summary of radiometric ages from the Pacific. N.Y., 1987. P. 20—67. (Intergovernment oceanogr. comiss. techn. ser. UNESCO).
- Sval'nov V.N., Matveenko V.V. Some aspects of phosphatization on Pacific seamounts // *Intern. Geol. Rev.* 1986. Vol. 28, N9. P. 1111—1120.
- Takematsu N., Sato Y., Okabe S. Factors controlling the chemical composition of marine manganese nodules and crusts: A review and synthesis // *Mar. Chem.* 1989. Vol. 26, N 1. P. 41—56.
- Terashima S., Nakao S., Mochizuki T. Sulfur and carbon contents of manganese nodules from the Central Pacific, GH80-I cruise // *Bull. Geol. Soc. Jap.* 1982. Vol. 33, N 3. P. 111—123.
- Terashima S., Usui A., Nakao S., Mita N. Platinum abundance in ocean floor ferromanganese crusts and nodules // *Mar. Mining.* 1988. Vol. 7, N 3. P. 209—218.
- Totli J.R. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1980. Vol. 91, N 1. P. 44—54.
- Tsuchi R. Neogene events in Japan and the Pacific // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol.* 1990. Vol. 77, N 3/4. P. 355—365. (Рж. Геология. 11Б175, 1990).
- Tsuchi R., Kagami H. Discovery of Nerineid Gastropoda from Seamount Сысоев (Ermo) at the junction of Japan and Kuril-Kamchatka Trenches // *Rec. Oceanogr. Works Jap.* 1967. Vol. 9, N 1. P. 1—6.
- Wang Xianjue, Chen Yuwei, Wu Mingqing. Geochemistry of REE and trace elements in ferromanganese nodules and their genesis // *Chim. J. Oceanol. Limnol.* 1986. Vol. 4, N 3. P. 211—226.

- Wedgworth B., Kellogg J.* A 3-D gravity-tectonic study of Ito I and Iki I Guyots: An uncompensated seamount in the East Mariana Basin // Seamounts, islands and atolls. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1987. P. 73—84. (Geophys. Monogr.; N 43).
- Wenner ϕ ., Taylor H.* Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on fractionation between coexisting serpentine and magnetite // Contrib. Miner. and Petrol. 1971. Vol. 32. P. 165—185.
- Wilkinson J.E.G., Hensel H.D.* The petrology of some picrites from Mauna Loa and Kilauea volcanoes, Hawaii // Ibid. 1988. Vol. 98. P. 326—345.
- Winterer E.L.* Bathymetry and regional tectonic setting of the Line Islands chain // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1976. Vol. 33. P. 731—747.
- Winterer E.L., Ewing J.J., Douglas R.G. et al.* Site 171 // Ibid. 1973. Vol. 17. P. 283—334.
- Wolery T., Sleep N.* Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges // J. Geol. 1976. Vol. 84, N 3. P. 249—275.
- Wright T.L.* Origin of Hawaiian tholeiite: A metasomatic model // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 3233—3252.
- Usui A., Mita N.* Comparison of manganese nodules from the Northeast Equatorial Pacific (Cruise SO 25) with nodules from the Central Pacific basin // Manganese nodules and sediments in the Equatorial North Pacific Ocean: SONNE cruise SO 25, 1982 // Geol. Jb. D. 1987. H. 87. S. 287—314.
- Yuasa M., Yokota S.* Hydrothermal manganese and ferromanganese concretions from seafloor of the Ogasawara arc-trench region, northwestern Pacific // UN ESCAP. CCOPTech. Bull. 1982. Vol. 15. P. 51—64.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (И.Н. Говоров)	3
<i>Глава 1. ЛИТОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК И СИТЕМАТИКА ГАЙОТОВ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ (Т.А. Денисова)</i>	<i>5</i>
Вводные замечания	5
Гайоты Императорского хребта	7
Гайоты плиты Картографов	16
Гайоты поднятия Гейш	17
Гайоты поднятия Мид-Пацифик	20
Гайоты поднятия Маркус-Уэйк	25
Гайоты Магеллановых гор	28
Гайоты Маршалловых островов	30
Гайоты поднятия Капингамаранги	33
Атолл Мидуэй	34
Гайоты островов Лайн	35
Систематика гайотов по геолого-литологическим данным	35
<i>Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГАЙОТОВ ПО ДАННЫМ ДЕТАЛЬНЫХ РАБОТ</i>	<i>41</i>
Южное окончание Императорского хребта (Б.И. Васильев, А.Н. Маляренко).....	41
Район Огасавара (Б.И. Васильев, Ю.Г. Волохин, Ю.Б. Евланов, Ю.И. Коновалов).....	44
Хребет Михельсона (Б.И. Васильев, Ю.Б. Евланов, Ю.И. Коновалов).....	60
Магеллановы горы (Б.И. Васильев, Ю.Б. Евланов, Ю.И. Коновалов).....	64
Горы Маркус-Уэйк (М.Е. Мельников, А.В. Мечетин, Т.В. Сенькова, Т.В. Попова).....	70
<i>Глава 3. ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД</i>	<i>89</i>
Императорский хребет (И.Н. Говоров, Э.Д. Голубева, А.Н. Маляренко, Р.А. Октябрьский, В.П. Симаненко, В.Т., Сьедин).....	89
Район Огасавара (И.Н. Говоров, И.А. Тарарин, Ю.И. Коновалов, О.В. Чудаев).....	104
Хребет Михельсона (И.Н. Говоров, Ю.И. Дмитриев, В.П. Симаненко, И.А. Бурикова, Ю.И. Коновалов)	112
Гайоты Магеллановых гор и Маршалловых островов (И.Н. Говоров, В.П. Симаненко, И.А. Бурикова, Ю.И. Дмитриев, Ю.Б. Евланов, Ю.И. Коновалов).....	116
Горы Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик (И.Н. Говоров, Ю.А. Мартынов, Ю.И. Коновалов, Г.И. Говоров, В.П. Симаненко, В.В. Киселев)	120
Особенности распределения фосфора и рудных элементов в вулканических породах Западной Пацифики (И.Н. Говоров, В.П. Симаненко).....	139
<i>Глава 4. ФОСФОРИТЫ ГАЙОТОВ И АТОЛЛОВ</i>	<i>147</i>
Вводные замечания (Ю.Г. Волохин).....	147
Фосфоритоносность островов-атоллов Западной Пацифики (Э.Л. Школьник, Г.Н. Батурич)	149
Фосфориты южного окончания Императорского хребта (Ю.Г. Волохин).....	154
Фосфориты района Огасавара (Ю.Г. Волохин, И.Н. Говоров, Б.И. Васильев, М.Г. Бирюлина, С.П. Плетнев).....	157
Фосфориты хребта Михельсона (Ю.Г. Волохин, И.В. Панченко).....	167
Фосфориты Магеллановых гор (Ю.Г. Волохин, И.В. Панченко, Э.Л. Школьник, А.Н. Маляренко)	171
Условия образования фосфоритов плато Огасавара, хребта Михельсона, Магеллановых гор и оценка перспектив фосфатоносности (Ю.Г. Волохин).....	177
Фосфориты подводных гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик (Э.Л. Школьник, Г.Н. Батурич, М.Е. Мельников, Т.В. Сенькова, Г.Н. Герасимова).....	184
Литотипы и фациальная обстановка формирования фосфоритов Западной Пацифики (Э.Л. Школьник).....	211

Глава 5. ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ФОСФОРИТОВ ПОДВОДНЫХ ГОР ОКЕАНА (ЭЛ. Школьник).....	225
Литогенетические типы и оценка практического значения фосфоритов Западной Пацифики.....	225
Условия образования фосфоритов подводных гор.....	235
Глава 6. ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОРКИ И КОНКРЕЦИИ ГАЙОТОВ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ.....	244
Рудные корки и конкреции южного окончания Императорского хребта, плато Огасавара, хребта Михельсона, Магеллановых гор (Ю Г. Волохин, И.Н. Говоров, И В. Панченко, Б.И. Васильев).....	245
Кобальт-марганцевое оруденение гайота Дальморгео Магеллановых гор (М.М. Задорнов, Л.Б. Хершберг).....	257
Железомарганцевое оруденение поднятия Маркус-Уэйк (М.Е. Мельников, А.В. Мечетин, Л.Б. Хершберг).....	265
Рудные корки подводных гор западной окраины Тихого океана (Е В. Михайлик).....	282
Особенности распределения благородных металлов в железомарганцевых образованиях Западной Пацифики (И.Н. Говоров, ЮТ. Волохин, И В. Панченко).....	295
Источники металлов и природа железомарганцевых образований Западной Пацифики (Ю Г. Волохин).....	301
Глава 7. ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ И ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КОБАЛЬТОНОСНЫХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРОК ТИХОГО ОКЕАНА (Г.Н. Батулин).....	312
Распределение химических элементов в корках.....	313
Особенности химического состава корок.....	319
Экономическое значение кобальтоносных корок.....	323
Глава 8. ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА (О.В. Чудаев).....	326
Природа подводных гидротермальных источников.....	326
Изменения базальтового слоя океанической коры.....	327
Изменения пород III слоя океанической коры.....	330
Подводный гидротермальный источник вещества в океане.....	335
Глава 9. РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ, ПОИСКОВЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА КОБАЛЬТ-МАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ГАЙОТОВ ПОДНЯТИЯ МАРКУС-УЭЙК И МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (М.Е. Мельников, М.М. Задорнов, Л.Б. Хершберг, А.В. Мечетин).....	337
Глава 10. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФОРИТОВ И КОБАЛЬТ-МАРГАНЦЕВЫХ КОРОК В ТИХОМ ОКЕАНЕ (И.Н. Говоров, ЭЛ. Школьник, Л.Б. Хершберг).....	347
ЛИТЕРАТУРА.....	352

CONTENTS

INTRODUCTION (I.N. Govorov).....	3
Chapter 1. LITHOLOGICAL AND GEOLOGICAL SKETCH AND SYSTEMATIC OF GUYOTS OF THE WESTERN PACIFIC (T.A. Denisova).....	5
Introductory remarks	5
Guyots of the Emperor rise	7
Guyots of the Mapmaker plate	16
Guyots of Geisha rise.....	17
Guyots of the Mid-Pacific mountains	20
Guyots of the Markus-Wake rise	25
Guyots of the Magellan seamounts	28
Guyots of the Marshall islands	30
Guyots of the Kapingamarangi rise	33
The Mid-way atoll	34
Guyots of the Line islands	35
Systematics of guyots based on the geological and lithological data	35
Chapter 2. GEOLOGY OF GUYOTS BASED ON THE DETAILED DATA	41
Southern part of the Emperor rise (B.I. Vasilyev, A.N. Malarenko)	41
Ogasawara area (B.I. Vasilyev, Yu.G. Volokhin, Yu.B. Evlanov, Yu.I. Konovalov).....	44
Mikhelson rise (B.I. Vasilyev, Yu.B. Evlanov, Yu.I. Konovalov).....	60
Magellan seamounts (B.I. Vasilyev, Yu.B. Evlanov, Yu.I. Konovalov).....	64
Markus-Wake seamounts (M.E. Melnikov, A.V. Mechetin, T.B. Senkova, T.V. Popova).....	70
Chapter 3. PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE VOLCANIC ROCKS	89
Emperor rise (I.N. Govorov, E.D. Golubeva, A.N. Malarenko, R.A. Oktyabrsky, V.P. Simanenko, V.T. S'edin)	89
Ogasawara area (I.N. Govorov, I.A. Tararin, Ju. I. Konovalov, O.V. Chudaev).....	104
Mikhelson rise (I.N. Govorov, Yu.I. Dmitriev, V.P. Simanenko, I.A. Burikova, Yu.I. Konovalov).....	112
Guyots of the Magellan seamounts and Marshall islands (I.N. Govorov, V.P. Simanenko, I.A. Burikova, Yu.I. Dmitriev, Yu.B. Evlanov, Yu.I. Konovalov)	116
Markus-Wake and Mid-Pacific seamounts (I.N. Govorov, Yu.A. Martinov, Yu.I. Konovalov, G.I. Govorov, V.P. Simanenko, V.V. Kiselev)	120
Peculiarities of distribution of phosphorus and ore elements in volcanic rocks of the Western Pacific (I.N. Govorov, V.P. Simanenko)	139
Chapter 4. PHOSPHORITES OF THE GUYOTS AND ATOLLS	147
Introductory remarks (Yu.G. Volokhin)	147
Distribution of phosphorite on islands and atolls of the Western Pacific (E.L. Shkolnik, G.N. Baturin) ..	149
Phosphorites of the southern part of the Emperor rise (Yu.G. Volokhin).....	154
Phosphorites of the Ogasawara area (Yu.G. Volokhin, I.N. Govorov, B.I. Vasilyev, M.G. Birulina, S.P. Pletnev)	157
Phosphorites of the Mikhelson rise (Yu.G. Volokhin, I.V. Panchenko).....	167
Phosphorites of the Magellan seamounts (Yu.G. Volokhin, I.V. Panchenko, E.L. Shkolnik, A.N. Malarenko)	171
Origin and prospects of phosphorites of Ogasawara plateau, Mikhelson rise and Magellan seamounts (Yu.G. Volokhin)	177
Phosphorites of the Markus-Wake and Mid-Pacific seamounts E.L. Shkolnik, G.N. Baturin, M.E. Melnikov, T.V. Senkova, G.N. Gerasimova.....	184
Lithotypes and facies of the phosphorites of the Western Pacific (E.L. Shkolnik).....	211
Chapter 5. PROBLEMS OF THE ORIGIN OF SEAMOUNTS PHOSPHORITES (E.L. Shkolnik)	225
Lithogenetic types and prospects of the phosphorites of Western Pacific	225
Origin of seamounts phosphorites	235
	367

<i>Chapter 6. MANGANESE CRUSTS AND NODULES OF THE GUYOTS OF THE WESTERN PACIFIC</i>	<i>244</i>
Manganese crusts and nodules of the southern part of the Emperor rise, Ogasawara plateau, Mikhelson rise and Magellan seamounts (Yu.G. Volokhin, I.N. Govorov, I.V. Panchenko, B.I. Vasilyev).....	245
Cobalt-manganese mineralization of Dalmorgeo guyot of the Magellan seamount (M.M. Zadornov, L.B. Kherishberg)	257
Manganese crusts and nodules of Markus-Wake rise (M.E. Melnikov, A.V. Mechetin, L.B. Kherishberg)	265
Manganese crusts of the Western Pacific seamounts of the Pacific (E.V. Mikhailik)	282
Peculiarities of distribution of the noble metals in manganese crusts and nodules of the Western Pacific (I.N. Govorov, Yu.G. Volokhin, I.V. Panchenko)	295
Sources of metals and origin of manganese crusts and nodules of the Western Pacific (Yu.G. Volokhin)	301
<i>Chapter 7. CHEMICAL COMPOSITION AND ECONOMIC PROSPECTS OF Co-BEARING MANGANESE CRUSTS IN THE PACIFIC OCEAN (G.N. Baturin).....</i>	<i>312</i>
Distribution of chemical elements in crusts	313
Peculiarities of chemical composition of crusts	319
Economic value of crusts	323
<i>Chapter 8. SOURCES OF ELEMENTS IN THE OCEAN (O.V. Chudayev).....</i>	<i>326</i>
Nature of sea-floor hot springs	326
Alteration of basalts in oceanic crust	327
Alteration of layer III of the oceanic crust	330
Sea-floor hydrothermal sources in the ocean	335
<i>Chapter 9. MINERALIZATION CONTROL, PROSPECTING AND FORECAST OF POTENTIAL RESOURCES OF Co-BEARING MANGANESE CRUSTS OF MARKUS-WAKE AND MAGELLAN SEAMOUNTS (M.E. Melnikov, M.M. Zadornov, L.B. Kherishberg, A.V. Mechetin).....</i>	<i>337</i>
<i>Chapter 10. REGULARITIES OF DISTRIBUTION OF COMBINED DEPOSITS OF PHOSPHORITES AND Co-BEARING CRUSTS IN THE PACIFIC OCEAN (I.N. Govorov, E.L. Shkolnic, L.B. Kherishberg)</i>	<i>347</i>
REFERENCES	352

Научное издание

ГАЙОТЫ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Утверждено к печати

Дальневосточным геологическим институтом ДВО РАН

Заведующая редакцией "Наука — биосфера, экология, геология" А.А. Фролова

Редактор М.А. Яценко, Художник А.Д. Дегтярев

Художественный редактор И.Ю. Нестерова, Технический редактор Т.В. Жмелькина

Корректоры Э.Д. Алексева, Г.В. Дубовицкая

Набор выполнен в издательстве на компьютерной технике

ИБ № 750

ЛР № 020297 от 27.XI.91 г.

Подписано к печати 22.03.95. Формат 70х100/16. Гарнитура Таймс

Печать офсетная. Усл.печ.л. 29,9. Усл.кр.-отт.30,2. Уч.-изд.л. 34,4. Тип. зак. 3592

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Санкт-Петербургская типография № 1 РАН

199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12