ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ОСАДКОВ ТИХОГО ОКЕАНА

ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ОСАДКОВ ТИХОГО ОКЕАНА (трансокеанский профиль)

Труды, вып.334



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» Москва 1979

Academy of Sciences of the USSR Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

LITHOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF SEDIMENTS OF THE PACIFIC (Transpacific profile)

Transactions, vol. 334

Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). Труды ГИН, вып. 334. М.: Наука, 1979 г.:

В монографии детально рассмотрен вещественный состав донных осадков в северной части Тихого океана. Выделены и охарактеризованы их литолого-фациальные типы, гранулометрический состав и минералогия. Показано влияние вулканизма на формирование минералогического и химического состава этих отложений. Выявлены закономерности распределения абсолютных масс осадков и целого ряда химических элементов на трансокеанском профиле. Обоснована определяющая роль механического фракционирования в их локализации.

Табл. 56. + приложение. Ил. 85. Библ. 199 назв.

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор), В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

В.Н. Холодов

Editorial board:

Academician A. V. Peive (Editor-in-chief), V.G. Gerbova, V.A. Krasheninnikov, corresponding member Academy of Sciences of the USSR P.P. Timofeev

Responsible editor

Л 20801-245 055 (02) -79 478 -79, кн. 2. 1 904 010 000

©Издательство "Наука", 1979 г.



1900-1978

Дорогому Николаю Михайловичу Страхову – вдохновителю, руководителю и участнику работы посвящается.

предисловие

В последние годы все большее внимание геологов привлекают исследования океанического сектора земной коры. Стало очевидным, что дальнейшее развитие геологии, как науки о Земле в целом, невозможно без синтеза знаний по океанам и континентам.

Одной из важнейших задач современной литологии является изучение процессов осадкообразования в Мировом океане.

В 1969 г. по инициативе и под руководством академика Н.М. Страхова впервые были начаты работы по литолого-геохимическому изучению океанов методом профилей, который позволяет детально исследовать весь комплекс литолого-фациальных типов осадков на трансокеанских пересечениях, характер изменений их вещественного состава, диагенетические преобразования, а также распределение абсолютных масс осадков и слагающих их компонентов и, следовательно, позволяет подойти к расшифровке общих закономерностей океанской седиментации.

Эти работы являются логическим продолжением исследований современного осадкообразования в морях и океанах, в течение многих лет проводившихся коллективом литологов и геохимиков под руководством H.M. Страхова.

Материалы, изложенные в двух монографиях, представляют собой результаты комплексного исследования донных отложений на профиле через северную часть Тихого океана. В настоящей работе рассматриваются результаты изучения литологии и геохимии осадков, вторая монография посвящена вопросам геохимии диагенеза. Работа в целом является первым опытом изучения океанских профилей.

Профиль общей протяженностью более 12 тыс. км проходит от берегов Японии до побережья Мексики и пересекает все основные тектонические структуры северной части Тихого океана (выраженные в рельефе дна), что позволяет исследовать особенности осадков разных литолого-фациальных зон. В центральной части профиля находится Гавайское сводовое поднятие с присущим ему базальтовым вулканизмом, на востоке профиль проходит через область трансформных разломов с повышенной сейсмичностью и увеличенными значениями теплового потока; краевые части профиля пересекают зоны влияния андезитового вулканизма Японской островной дуги и западного побережья Северной Америки. Таким образом, изучение осадков профиля дает возможность выявить формы и масштабы влияния разных типов вулканизма на осадконакопление.

Изучение особенностей распределения абсолютных масс осадков на траноокеанском профиле дает возможность количественно оценить интенсивность процессов седиментации на профиле, а также влияние разных источников сноса.

Геохимические исследования на профиле позволяют проследить закономерности распределения химических элементов в направлении от берегов к пела-



Фиг. 1. Рельеф и тектонические структуры океанического дна в районе трансокеанского профиля [по Ю.М.Пушаровскому, 1972] *1* – геосинклинальные желоба; 2 – краевые валы; 3 – подводные поднятия современных геосинклинальных областей; 4 – сводовые поднятия; 5 – поднятия глыбовой структуры; 6 – глубоководные котловины, соответствующие океаническим плитам древних талассократонов;7 – разломы; 8 – станция и ее номер

гиали, а также в областях влияния вулканизма и выявить механизм этого процесса.

Изменение физико-химических особенностей среды осадконакопления, смена восстановительных условий в прибрежных частях профиля на окислительные в пелагиали являются основой для изучения интенсивности и направленности диагенетических превращений и их влияния на минералогический и геохимический состав осадков.

Материалы, послужившие основой для изучения осадков трансокеанского профиля, собраны авторами монографии при участии других исследователей в 46-м рейсе НИС "Витязь" в 1969 г. (западная часть) и в 9-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" в 1973 г. (восточная часть). Всего выполнено более 100 геологических станций, из них 48 непосредственно на линии профиля.

Расположение станций приведено на фиг. 1. Пробы осадков собирались с помощью грунтовой трубки большого диаметра (196 мм), максимальная длина колонок до 900 см. Верхний слой осадков на всех станциях отбирался с помощью дночерпателя "Океан-50".

Параллельно с отбором проб выполнялись измерения pH и Eh осадков, проводилось предварительное изучение осадков под микроскопом методом мазков (смерслайдов).

Работа выполнялась сотрудниками лаборатории геохимии осадочных пород Геологического института АН СССР и отдела химии океана Института океанологии АН СССР с участием сотрудников других организаций.

Литолого-фациальные и минералогические исследования проводились главным образом в лаборатории геохимии осадочных пород. Для характеристики вещественного состава осадков изучались прозрачные шлифы, а также использовались данные химического анализа на основные породообразующие компоненты: CO₂, C_{орг}, SiO_{2aM}, SiO_{2KB}, Al, Fe, Mn, Ti, P. После разделения на гранулометрические фракции были изучены состав и соотношения минеральных зерен песчаной и алевритовой размерностей, а также состав глинистых минералов во фракции <0,001 мм методами рентгеноструктурного анализа, ИК-спектроскопии, дифференциально-термического анализа и электронной микроскопии. Большая часть рентгенометрических исследований выполнена Б.П. Градусовым и Н.П. Чижиковой (Почвенный институт им. В.В. Докучаева, ВАСХНИЛ).

Для литолого-геохимического изучения донных отложений на профиле производился полный силикатный анализ осадков фракции <0,001 мм и некоторых мономинеральных фракций (пеплы, цеолиты, глауконит).

В целях выявления закономерностей и механизма распределения широкого спектра химических элементов, помимо указанных выше главных элементов, были сделаны определения Ni, Co, Cu, Zn, Pb, V, Cr, Mo, As, Se, S, Zr, Ga, Nb, Ta, Y и редких земель (с расшифровкой состава суммы TR). Химико-аналитические определения выполнялись в химической лаборатории ГИН АН СССР, в отделе химии океана и в лаборатории южного отделения Института океанологии АН СССР.

В основу изучения вещественного состава осадков был положен литологофациальный метод. Геохимические исследования проводились методом абсолютных масс, предложенным Н.М. Страховым [1947] для количествечной оценки распределения осадков и слагающих их компонентов. Этот метод использовался в совокупности с процентным. Для выявления влияния вулканизма на осадконакопление использовался метод генетических модулей [Страхов, 1974].

Материалы, изложенные в настоящей монографии, послужили в эначительной степени фактической основой для теоретического анализа современного океанского литогенеза [Страхов, 1976].

В ряде статей Н.М. Страховым [1976, 1977] были сформулированы основные признаки океанского типа литогенеза, принципиально отличающие его от типов литогенеза континентального блока. Трансокеанский профиль позволяет на конкретном материале детально охарактеризовать основные особенности выделенного Н.М. Страховым океанского типа литогенеза.

Идея создания этой работы принадлежит академику H.M. Страхову. Монография не увидела бы света без его постоянного руководства, внимательной критики и ценных советов.

В обработке материала профиля участвовал большой коллектив сотрудников аналитических лабораторий Геологического института АН СССР и Института океанологии АН СССР. Всем им, а также лицам, принимавшим участие в оформлении монографии, авторы искренне признательны.

Авторы благодарны В.Н. Холодову и И.В. Хворовой, с которыми обсуждались многие вопросы, а также Э.А. Остроумову и А.А. Аксенову, возглавлявшим экспедиционные работы на НИС "Витязь" и "Дмитрий Мендслеев".

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ

ГЛАВА 1

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Для выяснения закономерностей осадконакопления на трансокеанском профиле необходимо коротко рассмотреть основные факторы, определяющие состав образующихся осадков, их геохимию и особенности распределения на дне океана. К числу этих факторов относятся источники осадочного материала, особенности его поставки и среда осадконакопления в самом бассейне: рельеф и тектонические структуры дна океана, гидродинамика вод и населяющий их биос. Для Тихого океана в целом эти вопросы детально рассмотрены в монографиях "Тихий океан" [1970], А.П. Лисицына [1974], Н.М. Страхова [19766] и других работах. Задача настоящей главы - коротко охарактеризовать обстановку осадконакопления в районе трансокеанского профиля.

Питающие провинции

Особенности питающих провинций (водосборных площадей) – их размеры, рельеф, геологическое строение и климат – определяют состав и количество поступающего в океан осадочного материала.

Для всего океана в целом авторы монографии "Тихий океан" [1970] выделяют три группы питающих провинций, связанных с крупными тектоническими областями: І – провинции древних платформ и докайнозойской складчатости, II – провинции кайнозойской складчатости и современных геосинклинальных систем (андезитовая зона), III – провинции центральной части океана.

Главными питающими провинциями для областей северной части Тихого океана, в пределах которых проходит трансокеанский профиль, являются на западе Японская островная дуга и общирные территории Азиатского континента, на востоке горные цепи Кордильер Северной Америки. Дополнительный внутренний источник материала находится в пределах океана и объединяет вулканические острова и подводные поднятия, сложенные в основном океаническими базальтами.

Японская островная дуга, обращенная выпуклостью в сторону океана, имеет ширину не более 300-450 км в плане. Рельеф ее низко- и среднегорный. Горные хребты в общем повторяют простирания островной дуги. Абсолютные высоты колеблются от 1100 до 3000 м с отдельными вершинами, более 3000 м.

Геологическое строение островов достаточно сложное [Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961]. Широко распространены терригенные, карбонатные и вулканогенные породы палеозоя (силур – пермь), а также более древние породы метаморфических серий: кристаллические сланцы, филлиты, гнейсы и ассоциирующие с ними основные и ультраосновные интрузии. Палеозойские толщи смяты в складки и прорваны многочисленными интрузивными телами гранитоидов мелового – неогенового возраста, с которыми связано полиметаллическое оруденение. Основные интрузии на тихоокеанском побережье широко развиты на о. Хоккайдо и других островах. Возраст их поздний палеозой - мезозой и поздний мезозой - палеоген.

Вулканические породы мезозоя, палеогена – миоцена и плейстоцена – голоцена вплоть до современных представлены главным образом лавами известково-шелочной серии. Широко распространены палеогеновые лавы и пирокласты андезитового состава, миоцен-плиоценовые базальты, андезиты, дациты, риолитовые туфы. Заметную роль в поставке осадочного материала играют современные вулканы Японии, относящиеся к андезитовой зоне океана.

Влажный муссонный климат островной дуги, умеренный на северных островах и переходный к влажному тропическому на юге, способствует интенсивному почвообразованию и выносу, наряду с грубым, тонкодисперсного осадочного материала. Модуль смыва, по А.П. Лисицыну [1974], здесь весьма значительный и превышает 200 т/км² в год.

Мощным источником вещества на западе являются также четвертичные лёссы, слагающие поверхности общирных внутренних областей Азиатского континента. Размывающие их реки поставляют в океан огромные массы терригенного материала. Так, сток р. Хуанхэ составляет 1886,9 млн. т в год, р. Янцзы – 500,8 т в год [Лисицын, 1974], а суммарный сток трех крупнейших азиатских рек – Хуанхэ, Янцзы и Меконг почти в 10 раз превышает выносы остальных крупных рек бассейна Тихого океана [Тихий океан, 1970]. Несмотря на то, что значительная часть взвеси сгружается в окраинных морях, играющих роль ловушек, огромные массы выносимого материала разносятся по акватории океана системой глобальных течений. Существенную роль в его поставке в океан играет золовый перенос [Живаго, Серова, 1976].

На востоке профиль примыкает к гористым берегам Мексики. Главным источн ком осадочного материала, поступающего с Американского континента, являются горные цепи Кордильер. Горы приближены к прибрежной равнине: расстояния от берега до водораздела только в бассейнах крупных рек превышают 200-300 км: область сноса на большом протяжении ограничена узкой прибрежной полосой. Здесь развит разнообразный и разновозрастный комплекс горных пород. Ядром горной системы на мексиканском участке побережья являются кристаллические породы вулкано-плутонической дуги, простирающейся от Калифорнии до южных районов Мексики. По данным мексиканских исследователей [Gasti] e. a., 1974], в пределах этой гигантской дуги выделяются три петрографических пояса: габброидных пород, тоналитовый и адамеллитовый. В первом из них преобладают массивы габбро, имеющие сложный состав: от перидотитового до анортозитового. С ними ассоциируют серпентинитовые ультраосновные породы. Главной породой тоналитовой зоны является роговообманково-биотитовый тоналит, местами гранодиорит. Тоналитово-гранодиоритовые породы образуют батолиты диаметром до 40 км. Вадамеллитовом поясе наряду с гранодиоритами и тоналитами широко развиты адамеллиты и граниты. С гранитными интрузиями местами ассоциируют золотоносные кварцевые жилы, а также медное оруденение и богатые железом осадочные породы. Возраст гранитных интрузий, судя по радиометрическим данным, колеблется от раннемелового до неогенового.

На севере Мексики обнажается докембрийское основание батолитов. Здесь развиты породы метаморфического комплекса: кварц-полевошпатовые гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, амфиболиты. Сланцы, гнейсы, филлиты разного возраста, а также меловые известняки и вулканиты имеют широкое распространение в прибрежной полосе центральных областей Мексики. На побережье широко развиты мошные толщи палеозойских и мезозойских осадочных пород – преимущественно известняков, песчаников, конгломератов.

В разных районах вулкано-плутонической дуги, являющейся фрагментом зоны андезитового вулканизма, наблюдаются потоки андезитовых лав и отложения пирокластики. С базальтовым вулканизмом (поздний плиоцен – настоящее время) также связаны покровы базальта и отложения основной вулканои пирокластики. Климат в разных районах Северо-Американской питающей провинции меняется от умеренно влажного до аридного. Модуль смыва осадочного материала, как правило, более 200 т/км² в год. Однако выносы крупных рек Американского континента во много раз меньше, чем выносы азиатских рек, и составляют 36 (р. Колумбия) и 135 млн. т в год (р. Колорадо) [Лисицын, 1974].

Внутриокеанический источник осадочного материала можно рассматривать как третью питающую провинцию. Применительно к району трансокеанского профиля к ней относятся: Гавайское сводовое поднятие с отдельными вершинами, возвышающимися в виде островов, подводное поднятие Маркус-Неккер, подводный вал Маркус-Уэйк, возвышенность Шатского и вулканические постройки, местами образующие острова (Ревилья-Хихедо). Породы, слагающие эти поднятия, относятся к центральной части Тихоокеанской петрографической провинции. Для нее характерно широкое развитие оливиновых базальтов шелочного ряда и бедных калием океанических толеитовых базальтов [Тихий океан, 1970]. Эти породы являются преобладающими в строении островов Гавайского архипелага.

Все многообразие вулканитов, слагающих горы Маркус-Уэйк и Маркус-Неккер, объединяются в три магматических комплекса: оливиновых базальтов, щелочных дифференцированных базальтоидов и шелочных роговообманковых базальтоидов [Матвеенков, Марова, 1975]. Породы вулканических островов Ревилья-Хихедо охватывают весь базальтоидный ряд от андезитов до шелочных базальтов. Помимо размыва и переотложения самих базальтоидных вулканитов действующие вулканы островов и подводных гор поставляют в осадки лавы и пирокластический материал.

На площадях, примыкающих к линии профиля, атоллы, гайоты и подводные возвышенности, покрытые карбонатными илами, также являются источниками карбонатного материала, сносимого в окружающие понижения дна часто в составе суспензионных потоков.

Для интерпретации особенностей формирования разных литолого-фациальных типов осадков в районе трансокеанского пересечения необходимо оценить роль каждой питающей провинции с точки эрения количества и состава поставляемого в океан осадочного материала. Главную роль играет снос с западных берегов, прежде всего благодаря влиянию выноса крупных рек, беруших начало во внутренних областях Азиатского континента. В его составе преобладают продукты размыва китайских лёссов. В подчиненном количестве материал поступает из андезитовой зоны и состоит из продуктов переотложения вулканических и других пород, а также пирокластики. Как было показано, значительно меньше осадочного материала сносится с востока, с берегов Американского континента. Состав этого материала более разнообразный и определяется размывом андезито-базальтов, кислых интрузий и других осадочных и метаморфических пород, а также поступлением пеплового материала при извержениях вулканов.

Интенсивность поставки осадочного материала как на западе, в районах островных дуг, так и на востоке, у берегов Северной Америки, усиливается благодаря высокой сейсмичности периферии Тихого океана. В районе трансокеанского профиля она характерна для Гавайского и других поднятий океанического дна, где обусловлена проявлениями вулканизма.

Влияние внутриокеанического источника материала ограничивается отдельными площадями, примыкающими к поднятиям, состав его однообразен и определяется в основном базальтовым составом пород ложа океана.

Рельеф и структуры дна океана

Профиль общей протяженностью более 12 000 км (около 7500 миль) пересекает различные структурно-тектонические зоны северной половины Тихого океана, выраженные в рельефе океанического дна (см. фиг. 1). Они рассмотрены детально в работах Г.Б. Удинцева [1972] и Ю.М. Пущаровского [1972]. На западе узкая полоса шельфа и островного склона Японии шириной 150300 км с глубинами 200-1500 м обрывается в сторону Японского желоба, который является частью системы современных геосийклинальных желобов, сопряженных со складчатыми горными сооружениями островных дуг. Глубина желоба на линии профиля достигает 8000 м при ширине около 200 км, а к югу от этой линии возрастает до 8412 м.

Восточный склон граничит с краевым валом, а затем переходит в обширную холмистую равнину Северо-Западной котловины, ложе которой является частью Тихоокеанского талассократона. Абсолютные отметки дна котловины колеблются от 5200 (иногда 4800) до 6000 - 6200 м. Местами наблюдаются отдельные подводные горы преимущественно конусообразной формы, вершины которых поднимаются до глубин 3600-1300 м. В центральной части котловины находится крупная подводная возвышенность Шатского с глубинами поверхности от 3485 до 1962 м. Края Северо-Западной котловины приподняты благодаря краевым валам, которые являются отражением в рельефе крупных сводовых поднятий, параллельных желобам, Поверхность Японского вала, пересекаемого линией профиля, выровнена и относительно слабо приподнята.

Северо-Западная котловина ограничена с юга поднятием Маркус-Уэйк. В его предела к насчитывается более 80 подводных гор, имеющих коническую форму, с вершилами на глубинах от 3800 до 100 м. Восточное продолжение подводного поднятия //iapкус-Уэйк – вал Маркус-Неккер-известно также под названием Центрально-Тихоокеанских (Срединно-Тихоокеанских) гор [Dietz e. a., 1954; и др.]. Это широкое сводовое поднятие разбито разломами и несет на себе несколько хребтов. Глубины дна здесь колеблются от 1200-3000 м на вершинах до 5000 м во впадинах. Отдельные горы имеют коническую форму и являются подводными вулканами. Часть из них имеет плоские вершины, срезанные эрозией. В прошлом – это вулканы, возвышавшиеся над водой и позднее погрузившиеся до современных глубин [Dietz e.a., 1954; Fisher, Heezen, 1969; и др.].

В центральной части Тихого океана расположено одно из крупнейших поднятий океанического дна - Гавайское сводовое поднятие с надстроенным на нем вулканическим Гавайским хребтом. Вершины хребта поднимаются над водой в виде Гавайских островов. Рельеф поднятия сложный, с множеством подводных гор и банок - вулканов, действующих и потухших, часть из них имеет плоские, срезанные эрозией вершины. Осевой хребет окружен прогибами и валами. Гавайское поднятие ограничивает с запада Северо-Восточную котловину.

Северо-Восточная котловина - самая общирная в Тихом океане. Ложе ее, подобно Северо-Западной котловине, является частью Тихоокеанского талассократона. Оно разбито системой субширотных разломов, выраженных в рельефе в виде уступов, асимметричных гряд и желобов, что является характерной особенностью именно этой котловины. Одну из таких зон разломов - Кларион - пересекает линия трансокеанского профиля. За пределами зон разломов поверхность котловины представляет собой равнину с преобладающими глубинами 5000-5500 м и отдельными подводными горами. Дно ее полого поднимается в сторону Американского континента и сменяется узким и крутым континентальным склоном и шельфом с глубинами 200-1500 м. Расположенный южнее Центрально-Американский желоб здесь выклинивается: продолжение его на линии профиля слабо выражено в рельефе и имеет глубины от 3000 до 4000 м.

К югу от Калифорнийского залива на северном продолжении океанического подвижного пояса заметно увеличивается копичество подводных вулканических гор й островов, например архипелага Ревилья-Хихедо. Вулканические проявления закончились здесь в конце неогена – начале плейстоцена [Richards, 1964; Bryan, 1967]. Как видим, трансокеанский профиль пересекает практически все главные тектонические структуры дна северной половины Тихого океана, выраженные в рельефе, что дает возможность проанализировать разные типы осадков в связи с тектоникой и морфологией дна.





Гидродинамика и климат

Ведушая роль в распределении терригенного материала на дне океанического бассейна принадлежит течениям. В связи с этим необходимо рассмотреть положение района трансокеанского профиля по отношению к системе циркуляции вод в Тихом океане. Известно, что эта система состоит из двух циклонических круговоротов в высоких широтах (Субполярный и Антарктический) и двух антициклонических – в субтропической и тропической зонах океана (Северный и Южный субтропические круговороты). Между ними располагается система экваториальных течений в северном полушарии – круговороты Северный тропический циклонический и Южный тропический антициклонический. Границы между круговоротами получили название океанических фронтов [Тихий океан, 1970].

Трансокеанский профиль пересекает северный субтропический антициклонический круговорот течений – вторую халистазу, по Н.М. Страхову [19766; Атлас океанов..., 1974] (фиг. 2). Ограничивающее ее кольцо образуют течения, движущиеся по часовой стрелке: Северное пассатное, Формозское, Куросио, Северо-Тихоокеанское и Калифорнийское. Движения воды во внутренней части кольца ослаблены по сравнению с его периферией. Бо́льшая часть профиля проходит именно в этой зоне относительно спокойного гидродинамического режима; краевые его части пересекают прибрежные зоны - западную и восточную, находящиеся под влиянием сильных течений (см. фиг. 2).

Рассматривая положение профиля по отношению к климатическим зонам Земли, необходимо отметить, что самая западная его часть находится в пределах северной гумидной зоны (севернее 30° с.ш.), бо́льшая, восточная – в полосе, продолжающей аридную зону континентов.

Значительную роль в формировании литолого-фациальных типов осадков и их геохимических особенностей играют условия биогенной седиментации. Для всего океана в целом они детально рассмотрены в монографии "Тихий океан" [1970].Главной предпосылкой для развития биоса является поступление биогенных компонентов (питательных веществ) с глубин океана в зону фотосинтеза. Оно максимально в областях глобального подъема вод – дивергенций и минимально в областях опускания вод- конвергенций. Высокие значения первичной продукции, способствующие расцвету биогенной седиментации, свойственны также прибрежным зонам и в особенности связаны с местами впадения крупных рек или подъема вод – апвеллингов.

Дополнительным и очень важным фактором карбонатонакопления является, как известно, глубина бассейна. Карбонаты накапливаются только выше критической глубины, которая изменяется в разных климатических зонах от 4500 до 4700 м.

На нашем профиле благоприятными для накопления биогенных осадков являются краевые его части, пересекающие прибрежные зоны. Большая, пелагическая, часть профиля проходит внутри конвергентной халистазы с минимальными условиями для биогенного седиментогенеза. Однообразие условий, свойственное этой обширной области, нарушается вблизи Гавайских островов с окружающими их биогенными и вулкано-терригенными осадками [Лисицына и др., 1975], а также в районах подводных поднятий. Уменьшение глубин океанического дна способствует развитию кокколитовых и фораминиферовых илов на вершинах подводных возвышенностей и гайотов.

ГЛАВА 2

литолого-фациальные типы

В настоящей главе рассматривается весь комплекс литолого-фациальных типов донных осадков на профиле от прибрежных до пелагических. Задача такого рассмотрения двояка: во-первых, оно воссоздает общую картину осадконакопления на трансокеанском пересечении и, во-вторых, является литологической основой для геохимических исследований, без которой расшифровка механизма распределения химических элементов в осадках вряд ли возможна. Для решения этих задач наиболее приемлемым и, с нашей точки эрения, методически правильным является расчленение осадков на крупные литолого-фациальные типы, каждый из которых формировался в определенных физико-географических условиях среды, или, иными словами, в определенной фациальной зоне океанического бассейна.

Метод фациального анализа, разработанный и широко применяемый для детальных исследований континентальных и морских отложений [Жемчужников, 1948; Наливкин, 1956; Тимофеев, 1969; и др.], не получил еще должного развития применительно к океаническим осадкам и породам.

Несмотря на то что первые попытки их расчленения предпринимались на фациальной основе [Murray, Renard, 1891; Krümmel, 1907; Andree, 1920], лишь в немногих работах применяется литолого-фациальный подход к изучению океанических осадочных образований. В числе удачных попыток подобного рода назовем исследования Н.С. Скорняковой и И.О. Мурдмаа [1968], расчленивших глубоководные пелагические красные глины океана и впервые детально описавших фациальные типы этих глин.

На трансокеанском профиле нами выделены шесть литолого-фациальных типов осадков, последовательно сменяющих друг друга по зонам в направлении от берега к пелагиали: прибрежные (I), гемипелагические (II), переходные, или миопелагические (III) [Скорнякова и др., 1971], пелагические (эвпелагические) красные глины глубоководных котловин (IVA, IVD), осадки подводных гор (V) и осадки архипелагов островов (VI) (фиг. 3, см. вкладку).

Как будет видно из конкретного описания, каждый из этих типов соответствует одной или объединяет несколько фаций и может, по-видимому, рассматриваться как комплекс фаций [Наливкин, 1956], или макрофация [Тимофеев, 1969].

Каждый литолого-фациальный тип может включать несколько вещественногенетических типов, положенных в основу общепринятой классификации морских и океанических осадков [Безруков, Лисицын, 1960], В более редких случаях литолого-фациальный тип соответствует одному вещественно-генетическому. Так, например, вулкано-терригенные осадки прибрежной зоны состоят из гранулометрически разных типов терригенных, биогенных и вулканогенных илов, тогда как глубоководные пелагические красные глины практически соответствуют полигенным глинистым осадкам по классификации П.Л. Безрукова и А.П. Лисицына [1960].

Необходимо отметить и совершенно определенную связь выделенных литолого-фациальных зон и типов осадков с тектонической структурой Тихоокеанского сегмента Земли. Если совместить схему их распределения с тектонической картой [Лущаровский, 1972], то можно видеть, что прибрежные и гемилелагические осадки приурочены к современному геосинклинальному обрайлению (подводные поднятия, желоба) и краевым частям плит талассократонов. Пелагические красные глины глубоководных котловин соответственно покрывают широкие площади внутренних талассократонов. Глины переходного типа занимают промежуточное положение. Что касается осадков подводных гор и архицелагов, то области их распространения совпадают со сводовыми поднятиями (Гавайский свод, Срединно-Тихоокеанское поднятие) и поднятиями глыбовой структуры. Восточное окончание профиля проходит в зоне разлома Кла-

13

рион и пересекает северную часть океанического подвижного пояса вблизи его погружения под Американский континент. Тектонические структуры на трансокеанском пересечении, выраженные в рельефе дна, наряду с другими факторами, такими, как гидродинамика, способствуют формированию различных литолого-фациальных типов осадков и в значительной мере, как мы увидим в гл. 4, определяют степень и формы влияния вулканизма на осадконакопление. Роль климата в формировании разных типов осадков на профиле не показательна, поскольку он проходит практически в пределах одной широтной зоны.

Ниже приводится описание литолого-фациальных типов осадков (см. фиг. 3).

прибрежные осадки

Прибрежные вулкано-терригенные и биогенно-терригенные осадки развиты в пределах шельфа и континентального (островного) склона – станции 6158–6161 (фиг. 4, *a*) и 668–670 (фиг. 4, *b*).

В прибрежной зоне вблизи Японских островов и у мексиканского побережья Северной Америки в виде узкой полосы распространены наиболее грубые песчано-алевритовые, а также тонкие глинистые илы, представляющие собой продукты переотложения континентальных вулканических и осадочных пород с примесью пирокластики. В них присутствует также значительная примесь биогенного материала. Осадки зеленовато-серые, восстановленные ниже окисленной пленки толщиной до 20 см. Значения Eh колеблются от -360 до -50 мв.

Вещественный состав и структурно-текстурные особенности осадков прибрежной зоны испытывают весьма существенные изменения в зависимости от форм рельефа океанического дна. Эти изменения особенно отчетливо прослеживаются в западной части профиля в узкой полосе шельфа и островного склона, отделяющей Японские острова от глубоководного Японского желоба. Ширина этой полосы не превышает ЗОО км. Здесь различаются по крайней мере три разновидности осадков: грубые, преимущественно песчано-алевритовые илы подводных возвышенностей (см. фиг. 4, *a*, ст. 6159), тонкие преимущественно глинистые и слабокремнистые илы подводных впадин (см. фиг. 4, *a*, ст. 6160), а также турбидиты подножий крутых склонов (см. фиг. 4, *a*, ст. 6161).

Илы подводных возвышенностей вскрыты в разрезе ближайшей к берегу ст. 6159, на глубине 264 м (фиг. 5, *a*, *b*, см. вклейку). Здесь выделяются три пачки сортированного материала, близкие по составу и строению. Каждая пачка мощностью до 100 см сложена песчано- и глинисто-алевритовыми илами зеленовато-серого цвета, с примесью галек пемзы и вулканических пород, песчано-галечных прослоев и линз несортированного песка. Содержание песчаной и алевритовой фракций достигает в них 50-75%. Соотношение зерен примерно такое (%): плагиоклаз - 40 - 60, пироксен - 14 - 20, магнетит - 1,5 - 2, вулканические стекла - 10 - 30, пемза - 12 - 15, андезит - 1,5 - 6, карбонат - менее 1, кварц - до 1. Зерна почти неокатанные, свежие, практически неизмененные, что является характерной особенностью почти всех типов осадков на профиле. Кремнистые микроорганизмы (диатомовые, радиолярии) составляют 1-3%, присутствуют крупные раковины пелеципод и гастропод;

В толще осадка наблюдаются следы размыва и перерывов в осадконакоплении. Один из них отмечен в основании верхней пачки мошностью 108 см. Здесь осадок на 70-75% состоит из окатанных обломков вулканических пород основного состава и отдельных минеральных зерен. Граница с подстилающим песчаным илом неровная. Другой перерыв наблюдается на глубине 200-208 см. Песчано-галечный и песчаный осадок граничит с подстилающим глинистым илом и образует в нем карманы и линзообраз-



Фиг. 4. Разрезы прибрежных осадков (зона 1)

а – западная часть профиля; *б* – восточная часть профиля. Условные обозначения см. фиг. 3

ные включения. В нижней пачке разреза местами отмечена косая сло-истость.

Осадок восстановлен, имеёт зеленовато-серую окраску, с глубины 90 см по всему разрезу наблюдается микровкрапленность сульфидов. Из аутигенных минералов встречены зерна глауконита и редкие чешуйки клорита, развивающиеся по терригенным минералам и глинистому цементу (см. фиг. 5, *a*).

Глинистые и слабокремнистые илы описаны в колонках ст. 6158 и 6160. Содержание в них пелитовой фракции достигает 65-75% и только

Таблица 1

Сопоставление химического состава песчано-алевритовых осадков прибрежной зоны (по нашим данным) и андезитов островной дуги (%) по [Е.К. Мархинину, А.М. Сапожниковой, 1962]

Порода	SiO2	TiO ₂	A1203	Fe ₂ O ₂	FeO	MnO	MgO
Андезит, среднее	59,92	0,84	16,24	4,48,	3,44	0,16	2,64
Песок (ст.6158, 0-5 см)	59,93	0,68	16,63	2,54	' 3,3 6	0,16	1,81
Песок (ст. 6159, О-5 см)	58,8	0,68	18,18	3,44	3,67	0,16	2,80

Таблица 1 (окончание)

Порода	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Н ₂ О+	H ₂ O-	P ₂ 0 ₅	Сумма
Андезит, среднее из 21 анализа	6,13	3,76	1,119	0,59	0,32	Неопр.	99,71
Песок (ст.6158, О-5 см)	8,69	2,96	1,38	1,26	0,56	*	99,96
Песок (ст.6159, О-5 см)	7,62	3,36	0,92	0,48	0,12	0,18	100,41

в отдельных пачках уменьшается до 30%. В однообразной толще зеленоватосерого глинистого ила, содержащего 2-12% аморфного кремнезема, присутствуют редкие гальки пемзы и вулканических пород, а также тонкие линзообразные прослойки песчаного материала. Состав зерен тот же, что и в ранее описанном разрезе. Примесь кремнистых микроорганизмов увеличивается до 10-20%, присутствуют раковины фораминифер (5-10%), тонкостворчатые глубоководные пелециподы. Отдельные прослои обогащены карбонатным материалом (до 15% CaCO₃). По всей толще осадка, кроме верхних 40-50 см, отмечается вкрапленность сульфидов.

Турбидиты обнаружены в колонке ст. 6161 у подножия возвышенности, осложняющей верхнюю часть склона глубоководного Японского желоба. Толща мощностью 760 см, вскрытая колонкой, сложена песчано-галечным материалом, в составе которого преобладают окатанные обломки пемзы, а также минералы и обломки андезитовых и других пород. Содержание гравийно-галечного материала составляет 3,5-13%, песчаной фракции – 48-71%, алевритовой – 13-25% осадка. Количество пелитовой фракции колеблется от 8 до 30%.

Характерной особенностью всей толщи является градационная слоистость. Выделяются по крайней мере семь пачек мощностью 80-140 см, каждая из которых залегает с размывом на нижележащих осадках и имеет в основании прослой песчано-галечного материала, в котором преобладают обломки пемзы. Пемза и вулканические породы основного состава слагают 20-25% песчаных зерен. Присутствуют обломки кристаллов плагиоклаза (14%), пироксена (8-9%), магнетита (до 6%). Примесь кварца (окатанные зерна), серицито-кремнистого сланца, радиолярита, иногда биотита составляет 5-6%, остальные 7-20% приходятся на долю аутигенных стяжений глауконита (см. фиг. 5, *в*, *г*, *д*). Глауконит корродирует зерна разного состава или замещает их целиком, как и участки цемента. Содержание глауконита в этих грубых осадках, таким об-



Фиг. 5. Прибрежные и гемипелагические осадки (зоны /и //); ×150, николь один

а - песчано-алевритовый ил, зерна плагноклаза (светлые) и ожелезненной основной породы (темные); одно из зерен плагноклаза (1) частично замещено глауконитом (ст. 6159); б - тот же ил, содержащий неокатанные зерна пироксена (ст. 6159); в - глинистый ил со скоплениями карбонатных раковин фораминифер (1 - глауконит, выполняющий внутреннюю полость) (ст. 668); д глинистый ил с остатками днатомовых водорослей и обломками стекла, частично замещенными глауконитом (ст. 6162); е - кремнисто-глинистый ил с остатками диатомовых и микровкрапленность пирита (ст. 6164)



Фиг. 8. Пелагические глины переходного типа (зона ///); ×150 (a-t) и 300 (d, e), николь один

а – однородный глинистый ил с остатками радиолярий (ст. 6171); б – глинистый ил со скоплениями пепловых частиц (ст. 6166); в – то же (ст. 674); *i-е* – частицы вулканического стехла, образующие пепловые прослон (*i* – ст. 6169, *d*, *e* – ст. 6167)



Фиг. 10. Пелагические красные глины с пепловым материалом (зона *IVA*); ×150 (*a*-*b*) и 160 (*t*), николь один

а - однородный глинистый ил с единичными остатками радиолярий (ст. 6174); δ - частицы вулканического стекла в массе однородного глинистого ила (ст. 6172); в - линзообразное скопление пепловых частиц в массе однородного глинистого ила (ст. 6173); ε - однородный глинистый ил с отдельными Fe-Mn микроконкрециями и зачаточными кристалликами цеолитов (ст. 6174)



Фиг. 11. Пелагические красные глины с цеолитами (зона 1V5)

а, б, в – однородный глинистый ил с Fe-Mn микроконкрециями и рассеянными кристаллами цеолитов, ×150, николь один (ст. 6176); *и* – линзовидное сколление обломков минералов базальта, вулканического стекла и цеолитов в массе глинистого ила, ×200, николь один (ст. 615); *д, е* – скопления кристаллов филлипсита в массе однородного глинистого ила, ×300, николь один (ст. 6176)



Фиг. 13. Осадки подводных поднятий (зона *V*) и района Гавайских островов (зона *VI*)

a – обломки базальта в массе глинистого ила, × 72, николь один (ст. 611); δ – обломок гиалобазальта (полость выполнена сноповидными сростками кристаллов филлипсита),×150, николь один (ст. 611); e – обломки свежих и выветрелых минералов базальта в массе глинистого ила (1 – крупный кристалл оливина, замещенный иддингситом и гидроокислами железа),×200, николь один (ст. 612); i – переотложенные минералы базальта в массе карбонатнокремнисто-глинистого ила,×150, николь один (ст. 677); d – частицы вулканического стекла, обломки базальта и слагающих его минералов в массе глинистого ила,×150, николь один (ст. 677); e – палагонитизированный обломок базальта с аутигенными кристалликами цеолита,×200, николь один (ст. 612)



Фиг. 22. Формы нахождения глауконита в осадках редуцированной зоны a - глауконитовые глобулы под бинокуляром, ×20, николь один: l - зеленовато-серые землистые комочки, 2 - светло-зеленые и фисташково-зеленые глобулы, 3 - темно-зеленые глобулы с блестящей поверхностью; б - стяжение глауконита с трещинами синерезиса (вмещающий песчано-глинистый ил содержит микроглобулы пирита), ×150, николь один; в - стяжение глауконита, внутри которого "запечатаны" терригенные зерна, ×150, николь один; ι - глауконит в газовых пустотах вулканического стекла; d - участок основной массы алевритисто-глинистого ила, замещенный глауконитом, ×150, николь один; е скопление зерен плагиоклаза (2), пироксена (3), магнетита (черное), сцементированных глауконитом (1), ×150, николя два



Фиг. 25. Формы нахождения сульфидов в осадках редуцированной зоны *а* – микрокристаллический пирит, выполняющий внутренние камеры фораминифер, × 150, николь один; *б* – микроглобулы пирита во внутренних полостях скелетов диатомей, × 300, николь один; *в* – обломок растительной ткани, замещенный пиритом, × 150, николь один; *в* – линзовидное скопление пирита в массе глинистого ила, × 150, николь один; *д* – пирит в газовых пустотах обломка пемзы, × 300, николь один; *е* – пирит, цементирующий скопление терригенных зерен, × 72, николь один



Фиг. 26. Морфологические разновидности агрегатов и фрамбондов пирита из современных осадков (СЭМ, ISM 50-А)

a – агрегаты фрамбондов пирита неправильной формы (ст. 6158, 345– 360 см); δ – полифрамбонд пирита, там же; a-s – агрегаты фрамбондов пирита внутри створок днатомей: a – разрушенные створки, видно нарастание более поздних фрамбондов пирита за пределами створок (ст. 6162, 170–180 см), i – агрегат фрамбондов пирита с реликтами створок днатомей (ст. 6163, 250–260 см), d, e – фрамбонды с плотно упакованными кристаллами близких размеров (ст. 6162, 170–180 см), x, s – фрамбонды со свободной (левая часть фото) и плотной упаковкой одноразмерных кристаллов пентагон-додекаэдрического габитуса (на фото x виден фрамбонд, состоящий из плотно упакованных кристаллов и приближающийся по форме к единому правильному кристаллу), там же

11.1



Фиг. 2.7. Нефрамбоидальные агрегаты кристаллов пирита, смешанных агрегатов фрамбоидального и нефрамбоидального пирита и магнитных агрегатов состава мельниковит + гематит (СЭМ, ISM-U3)

 а - псевдоморфозы агрегатов кристаллов пирита по обломкам древесины
(ст. 666, 64-90 см); б - агрегат пентагон-додеказдрических кристаллов
пирита в полости на поверхности карбонатной конкрешии (ст. 666, 5-40 см);
в - фрамбонды пирита, погруженные в нефрамбондальную кристаллическую массу (кристаллы - простые октаздры - в нефрамбондальной массе группируются
по однородным размерам, см. левый верхний угол на фото и другие участки)
(ст. 672, 375-400 см); *i* - общий вид агрегатов мельниковит + гематит (ст. 681, 228-233 см); *d* - "всхолмленная" поверхность, состоящая из несовершенных глобул и неправильных таблитчатых кристаллов мельниковита, там же;
e - агрегат фрамбондов и кристаллов мельниковита (ст. 665, 85-305 см)



Фиг. 28. Магнитные агрегаты состава пирит+мельниковит и пирит+маккинавит (СЭМ, ISM-50-А)

а – общий вид агрегатов пирит + мельниковит, состоящих из несовершенных сфер, с извилистой поверхностью (ст. 672, 375-400 см); *б* – кристаллы неправильной формы, агрегированные в виде несовершенных сфер, там же; *в* – единичные кристаллы октаздрической формы, характерные для пирита, там же; *i* – несовершенные мөлкие фрамбоиды пирита с нечеткими границами, погруженные в кристаллическую массу пирита (ст. 672, 490-510 см); *д* – то же, но в левом верхнем углу видны участки, выполненные маккинавитом с колломорфной структурой; *е* – неправильные игольчатые кристаллы маккинавита в спутанноволокнистых агрегатах на поверхности несовершенных фрамбоидов пирита и в основной кристаллической массе, там же





Фиг. 34. Цеолиты в пелагических осадках

a – гнездообразные скопления кристаллов филлипсита в массе глинистого ила, × 300, николь один; δ – микрокристаллы филлипсита, пронизывающие массу глинистого ила (цеолитит), × 300, николь один; δ – кристаллы филлипсита, фракция 0,1 – 0,01 мм (легкая подфракция), × 150, николь один; ι – сростки кристаллов филлипсита, фракция 0,1–0,01 мм, × 200, николь один; δ – кристаллы филлипста фракция 0,1–0,01 мм, × 200, николь один; δ – кристаллы филлипста в ядре Fe-Mn микроконкреции, × 300, николь один; ϵ – кристаллы филлипсита в ядре Fe-Mn микроконкреции, × 300, николь один



Фиг. 36. Аутигенные образования в осадках ст. 655

а – кристаллы барита, тяжелая фракция, ×160, николь один; б – кристаллы барита и микровкрапленность гидроокислов железа и марганца в массе глинистого ила, ×80, николь один; в – сферолитовые кристаллы гипса в массе глинистого ила, ×160, николя два; г – дендритовидные выделения гидроокислов марганца, ×80, николу один

разом, несоизмеримо выше, чем в тонких, глинистых илах (ст. 6158, 6160). Основная масса осадка кремнисто-глинистая, в ней присутствует измельченный материал обломков, а также 10-30% кремнистых микроорганизмов, встречаются остатки фораминифер. Отмечена микровкрапленность пирита. Содержания пирита, определенные аналитически, здесь милимальны и не превышают 0,6%.

Песчано-алевритовые, глинистые илы и турбидиты сменяют друг друга по простиранию на сравнительно коротких расстояниях. Как было покезано выше, они весьма существенно различаются по структурно-текстурным признакам и соотношению вулкано-терригенных и биогенных компонентов: содержание $C_{a}CO_{3}$ колеблется в разных осадках от О до 16% (среднее 1,2%), SiO $_{2aM}$ от 1,5 до 14% (среднее 5,8%), Сорг - от долей процента в песчано-алевритовых илах до 1,9% в тонких глинистых (среднее 0,7%). Что же касается состава обломочного материала, то для всех разновидностей осадков прибрежной зоны он один и тот же и определяется составом пород единой питающей провинции. Преобладающими компонентами легкой подфракции песчано-алевритовых фракций являются зерна плагиоклаза, обломки пемзы и андезитовых пород, бесцветное вулканическое стекло; тяжелая подфракция этих же фракций практически целиком состоит из моноклинных и ромбических пироксенов и магнетита. Это отчетливо видно также из сопоставления химического состава песчано-алевритовых осадков поверхностного слоя прибрежной зоны (по нашим данным) и андезитов островной дуги, по Е.К. Мархинину и А.М. Сапожниковой [1962] (табл. 1). Связь с питающей провинцией отчетливо проявляется и в составе глинистых минералов прибрежных осадков. По данным рентгенодифрактометрии, глинистая составляющая во всех колонках более чем на 50% состоит из смектита (55-75%), содержит не более 12-30% гидрослюд и небольшие количества хлорита (и каолинита?) [Лисицына и др., 1973]. Именно монтмориллонит является широко распространенным глинистым минералом в мезозойских и кайнозойских породах внешней зоны северо-восточной части Японии, на о. Хоккайдо, а также в почвах на вулканических породах Японии, Камчатки и Алеутских островов [Dudal, 1964].

В восточной части профиля прибрежные осадки развиты на шельфе и материковом склоне в виде полосы шириной не более 200 км и вскрыты колонками ст. 668-670 на линии профиля, а также к югу от этой линии на ст. 659-661. В колонках ст. 668, 669 и 670 они слагают однообразную толщу оливково-зеленых восстановленных алевритисто-глинистых, слабокремнистых, а также известковисто-глинистых илов (см. фиг. 4,6). Отдельные прослои мощностью не более 10 см и линзообразные скопления содержат до 50% алевритовых, реже песчаных зерен. В составе зерен преобладают продукты размыва кислых и метаморфических пород батолитового пояса Калифорнии и Западной Мексики. Легкая подфракция крупного алеврита на 50% и более состоит из обломков свежих и в разной степени выветрелых пород: кремнистых сланцев, гнейсов, кварцитов, а также андезитов. Примерно в равных количествах (в сумме до 40%) в ней присутствуют кварц и полевые шпаты, кислые и основные. В качестве примеси обнаружены хлорит, аутигенный глауконит, обломки карбонатных и кремнистых организмов, зубы и кости рыб. В тяжелой подфракции преобладают рудные минералы – магнетит (40-50%) и аутигенный пирит (10-15%). В составе прозрачных зерен более всего авгита - до 15%, в количестве 3-5% встречаются эпидот и роговая обманка, а также апатит, гранат, циркон, гиперстен (единичные проценты) и отдельные зерна базальтической роговой обманки, сфена, ставролита, брукита, пикотита, турмалина. При-Сутствие в составе зерен основных плагиоклазов, базальтической роговой об-Манки, гиперстена и высокие содержания магнетита свидетельствуют о влиянии пород андезитовой зоны на формирование осадков этого типа. Распространенные в массе глинистого ила бесцветные частицы кислого стекла вместе с мелкоалевритовыми зернами кварца и полевого шпата образуют микроскопления (0,5-1 мм) и представляют собой продукты эолового переноса.

Для прибрежных осадков восточной части профиля характерны скопления карбонатных и кремнистых организмов (см. фиг. 5, *i*). Присутствуют планктов, ные и донные фораминиферы, гастроподы, пелециподы, диатомовые, радиолярии, спикулы губок, нитевидные водоросли, а также гелефицированные обрывки растительных тканей и кости рыб. Содержание SiO_{2aM} составляет в них 0,9-2,5% (среднее 1,36%), C_{opr} = 1,7-8,7% (среднее 3,25%), CaCO₃ = 4-30% (среднее 7,24%). Отдельные пачки в разрезе являются существенно карбонат, ными. В ближайших к берегу ст. 659-661, к югу от профиля, преобладают песчано-глинистые и алевритисто-глинистые илы с содержанием до 25% песчано-алевритовых зерен. Как правило, зерна частично изменены процессами выветривания на суше (обесцвечивание биотита, пелитизация плагиоклазов, гидрослюдизация калишпата, окисление магнетита). Содержание карбоната каль ция и С_{орг} в этих терригенных осадках значительно ниже, чем в биогеннотерригенных илах ст. 668-670.

В составе глинистого материала, как и на западе, преобладают смектиты, составляющие до 70% от суммы глинистых минералов, присутствует более 20% гидрослюд и до 7% хлорита и каолинита (?).

Присутствие в прибрежных осадках неупорядоченных смешаннослойных каолинит-смектитовых образований, характерных для кор выветривания гумидных субтропиков [Черняховский и др., 1975], является надежным признаком терригенной природы глин этой зоны.

Проявления аутигенного минералообразования в прибрежных осадках западной и восточной частей профиля практически одни и те же. Широко развиты глауконит и пирит - характерные диагенетические минералы редуцированной зоны [Лисицына и др., 1974; Лисицына, Градусов, Бутузова, 1976], Глауконит в толще осадка ассоциирует преимущественно со скоплениями песчаноалевритового материала, распределяется пятнисто и не обнаруживает связи со слоистостью. Он образует микростяжения (глобулы) размером 0,1-1 мм, корродирует и замещает обломки разного состава, образует оболочки вокруг зерен, замещает участки цемента, выполняет внутренние полости карбонатных и кремнистых организмов (см. фиг. 5, 1). Содержания глауконита колеблются в широких пределах и составляют местами 20-40% песчано-алевритовой фракции (ст. 670, 660). Пирит концентрируется главным образом в более тонких глинистых осадках. Формы его выделения многообразны. Он образует микровкрапленность, линзы, прожилки, замещает органические остатки, выполняет внутренние полости микроорганизмов и цементирует обломочные зерна. Содержание пирита определено аналитически и составляет от долей процента до 2%.

ГЕМИПЕЛАГИЧЕСКИЕ ОСАДКИ

Гемипелагические глинистые, слабокремнистые и слабоизвестковистые осадки на западе у берегов Японии (ст. 6162-6166) и на востоке у мексиканского побережья (ст. 671, 672) покрывают нижнюю часть континентального склона, дно глубоководных желобов и частично захватывают окраину ложа океана. Ширина полосы их распространения на западе составляет 500-600 км, на востоке не превышает ЗОО км. Илы зеленовато-серые, восстановленные, кроме окисленной поверхностной пленки толщиной 2-3 см, которая имеет бурую окраску. Величина Ећ в толще осадка составляет от -569 до +48 мв, в окисленной пленке – от +60 до +580 мв. По сравнению с прибрежными осадками для гемипелагических характерно сокращение роли обломочного материала, который концентрируется в отдельных песчано-алевритовых прослоях и линзах и редко превышает 6-13% осадка: Количество пелитовой фракции соответственно возрастает до 80% и более. Осадки, типичные для гемипелагической зоны, вскрытые колонками ст. 6162 и 6164, показаны на фиг. 6, a. Они слагают монотонную толщу зеленовато-серого слабокремнистого и гли-



Фиг. 6. Разрезы гемипелагических осадков (зона 11) *а* – западная часть профиля; *б* – восточная часть профиля. Условные обозначения см. фиг. 3

нисто-кремнистого ила, содержащего до 20-30% диатомовых, синезеленых водорослей и других кремнистых организмов, а также небольшую примесь карбонатных. Характерна микровкрапленность сульфидов (см. фиг. 5, e). Примесь обломочного материала незначительна. По всему разрезу присутствуют алевритовые зерна в количестве 6-7%, содержание песчаных зерен не превышает 0,5-3,5%. В однородной толще отмечены лишь отдельные тонкие алевритовые прослои. Два прослоя (195-200 и 230-240 см) встречены в разрезе ст. 6163 и два прослоя (85-90 и 188-190 см) в разрезе ст. 6162. По составу зерна не отличаются от описанных в прибрежных вулкано-терригенных осадках. Это продукты размыва береговых пород: обломки андезитов, по-

Таблица 2

Химический состав вулканических стекол в осадках глубоководных частей профиля (%)

	Гемипелагические осадки (запад)							
Компонент	Станция							
	61	64	6167		6186			
	Горизонт, см							
	240-250	495-500	167-173	285-292	40-60	365_375		
SiO ₂	72,05	66,38	67,62	70,27	67 ,56	70,61	•	
TiO ₂	0,30	0,55	0,51	0,42	0,64	0,30		
Al_2O_3	11,61	13,97	14,01	12,00	11,8 6	11,75		
Fe203	1,45	2,00	1,22	1,69	1,43	1,96		
FeO	1,14	1,14	0 ,82	0, 60	1,32	1,0 2		
$P_{2}O_{5}$	0,03	0 ,09	0, 13	0,06	0 ,0 7	0,05		
CaO	2,54	2,42	2,07	2,80	2,80	2,04		
MgO	0,42	0,86	0,51	0,48	1,14	0 ,61		
MnO	0,07	0,11	0,13	0,30	0,10	0 ,06		
Na ₂ O	4,15	4,94	4,69	4,48	5,07	3,95		
$\tilde{K_20}$	2,87	4,15	4,74	2,87	4,15	3,29		
$H_{2}O^{+}$	3,55	3,41	3,24	3,64	3,81	3,83		
H ₂ 0 ⁻	0,40	0,42	0,41	0,47	0,49	0,73		
CO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не об н.		
С	•	•	•	•	0,08	0,05		
Сумма	100,58	100,44	100,10	100,08	100,52	100,25		
Показатель преломления	1,500	1,503	1,505	1,505	-	1,496 - 1,500		

родообразующих минералов основной вулканической породы (основной плагиоклаз, пироксены, магнетит), кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, хлорита, кварца, роговой обманки, а также обломки пемзы и пирокластика (частицы вулканического стекла) (см. фиг. 5, *a*). В глинистой фракции осадка здесь как и в прибрежной зоне, преобладают смектиты – 50-70%, гидрослюда составляет 30-50%, присутствуют каолинит(?) и хлорит. В разрезах более пелагических станций (6164, 6166) появляются прослои вулканического пепла мощностью 10-25 см, характерные, как мы увидим далее, для пелагических глин переходного типа.

Гемипелагические осадки в восточной части профиля (см. фиг. 6, 6) – зеленовато-серые слабоизвестковистые, слабокремнистые глинистые илы, содержащие до 10% алевритовой примеси. Комплекс минеральных зерен, как и в осадках прибрежной зоны, отражает состав пород питающей провинции. Необходимо отметить, однако, что содержание минералов тяжелой фракции здесь уменьшается, а набор их несколько обеднен. Преобладающим минералом, как и в прибрежных осадках, является магнетит, как правило, измененный в разной степени. Присутствуют авгит, эпидот-цоизит, роговая обманка, циркон,

Пелагические глины пере- ходного типа (запад)	Осадки Гавайских ост- ровов	Пелагические глины пере- ходного типа (восток)	Гемипелаги- ческие осад- ки (восток)
--	--------------------------------	---	--

Станция									
6186		678	686	674	671				
	Горизонт, см								
385-405	480-490	0-10	0-10	530-550	368-370				
71,69	71,98	49,10	49,33	57,72	69,48				
0,21	0,30	2,54	2,80	0,82	0,12				
11,79	12,93	13,32	13,30	15,36	11,97				
0,78	0,64	2,66	2,02	2,12	1,89				
0,93	1,05	9,50	10,31	4,89	0,38				
0,04	0,05	0,29	0,29	0,18	0,04				
2,54	2 ,67	10,70	10,75	3,00	0,80				
0,15	0,23	7,34	6,41	0,90	0,49				
0,06	0,07	0,17	0,17	0,24	0,04				
4,41	3,62	2,84	2,70	5,20	4,90				
3,29	2,87	0,77	0,77	4,58	4,27				
3,88	2,91	0,01	Не обн.	4,52	4,90				
0,48	0,35	0,39	0,53	0,62	0,43				
Не обн.	Не обн.	0,25	.1е обн.	0,27	Не обн.				
•	•	Нет	0,16	0,10					
100,35	99,67	9 9,88	99,54	100,52	99, 7 1				
· 1,496- 1,500	1,496 - 1,500	1, 596- 1,598	1,596 - 1,598	1,498	1,500 1,502				

сфен, гранат. Легкая фракция состоит преимущественно из частиц кислого стекла, полевых шпатов, кварца, а также кремнистых микроорганизмов. Соотношения глинистых минералов в осадке, как и состав терригенных зерен, свидетельствуют о непосредственном влиянии сноса с соседней суши. Фракция <0,001 мм на 70-75% состоит из смектитов, на 18-22% из гидрослюд и содержит 5-6% хлорита и каолинита. Для гемипелагических осадков восточной части профиля также характерны линзообразные прослои бесцветного кислого стекла и зоны обогащения пирокластикой в толще ила.

В колонке ст. 671 отмечены три прослоя мощностью 1-3 см на глубинах 149, 159 и 368-371 см. Нижняя часть толщи (360-415 см) обогащена пепловым материалом (остроугольные, серповидные и трубчатые частицы алевритовой размерности). Химический состав стекла показан в табл. 2 и свидетельствует о принадлежности пепла к риолит-дацитовому ряду. В осадках, разделяющих пепловые прослои, присутствует 1-10% кремнистых (диатомовые, радиолярии, спикулы губок) и карбонатных организмов (планктонные и донные фораминиферы, гастроподы, пелециподы). Встречаются гелефицированные обрывки растительной ткани. Гемипелагические осадки западной и восточной частей профиля, как и прибрежные, относительно обогащены карбонатом кальция, биогенным кремнеземом и органическим углеродом. Содержание $CaCO_3$ на западе составляет 0-5% (среднее 0,64%), на востоке 0-17% (среднее 4,2%). Содержание SiO_{2aM} колеблется на западе от 4,8 до 26% (среднее 1,2%), на востоке от 0,84 до 3,7% (среднее 1,84%). Количество C_{0PF} в западной части профиля 0,25-2,25% (среднее 1,1%), в восточной части изменяется от 0 до 2,45% (среднее 1,43%).

Аутигенные минералы в гемилелагических осадках те же, что и в прибрежных осадках: глауконит и сульфиды железа. Количество глауконита здесь заметно уменьшается. Западнее Японских островов размеры стяжений также становятся меньше и соответствуют алевритовой размерности обломочных зерен, вокруг которых нарастают оболочки глауконита. У берегов Мексики гемилелагические илы содержат до 1% этого минерала. Мелкие глобулы размером до 0,02 мм сохраняют структуру вмещающего осадка и включают скелеты диатомей, спикулы губок, скопления пепловых частиц и другие зерна. Сульфиды железа присутствуют примерно в тех же количествах, что и в прибрежной зоне, что подтверждено аналитически. Формы их выделения не менее разнообразны: микроглобулы, рассеянная вкрапленность, псевдоморфозы по растительным остаткам, замещение участков цемента, микропрожилки. В поверхностном слое мощностью до 40 см в колонках 671, 672 наблюдается редкая микровкрапленность окислов Fe и Mn.

ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ОСАДКИ

Глины переходного типа

В сторону центральных областей океана (ст. 6167-6171 и 655, 673, 674) богатые биогенным и обломочным материалом восстановленные осадки прибрежной и гемипелагической зон постепенно сменяются окисленными осадками пелагической области. По периферии Северо-Западной и Северо-Восточной глубоководных впадин распространены пелагические глины переходного типа (фиг. 7, а. б). В районе профиля они простираются в виде полос шириной около 600 км на западе и около 500 км на востоке. Осадки переходного типа. или миопелагические, впервые были выделены Н.С.Скорняковой и И.О.Мурдмаа [1968]. Они сохраняют многие черты гемипелагических илов, поэтому границы между обоими типами удается провести лишь с известной долей условности. Макроскопически заметным критерием для проведения границы является изменение серой окраски ила на светло-щоколадную и пятнистую палево-желтую (Eh колеблется от -70 до +600 мв), а также появление железомарганцевых конкреций в поверхностном слое пелагических глин. Однородная толща светло-шоколадных и палево-желтых глинистых илов содержит более 80% пелитовой фракции. Примесь алевритовых обломков с суши в западной части профиля невелика и несколько возрастает в восточной, преимущественно в верхней части разреза. Количество кремнистых микроорганизмов по микроскопическим данным обычно составляет 2-5% (фиг. 8, а, см. вклейку). В толще глин присутствует от одного до трех светло-серых прослоев вулканического пепла мошностью от 1-7 до 25 см. Четко ограниченные пепловые прослои отмечены и в гемипелагических осадках, но особенно характерны для глин переходного типа. Глины содержат также рассеянные частицы пепла (см. фиг. 8, 6, в). Небольшая примесь терригенных зерен в Северо-Западной котловине (ст. 6167) включает обломки минералов андезитовой зоны островной Дуги: полевые шпаты, пироксены, рудные, трудноопределимые зерна, а также кварц, в сумме составляющие не более 20% алевритовой фракции. Легкая подфракция алеврита в основном состоит из бесцветного стекла и обломнов пемзы с небольшой примесью кремнистых организмов.

В Северо-Восточной котловине картина существенно иная. Количество алевритовой примеси в поверхностном слое глин переходного типа здесь возраста-


ет местами до 28%. Комплекс минерелов свидетельствует о том, что влияние сущи исчезающе мало: содержание кварца не превышает 2-4%, а в тяжелой подфракции встречаются лишь отдельные зерна циркона, ставролита, граната, эпидота. Вместе с тем здесь количественно преобладают минералы базальта: магнетит (более 50%), авгит (около 15%), гиперстен (3-5%), роговая обманка (1-2%). Легкая подфракция в основном представлена частицами бесцветного вулканического стекла с примесью плагиоклазов. Обогащение обломочным материалом глин переходного типа, так же как и состав обломков, обусловлено главным образом поступлением материала с близлежащих вулканических островов Ревилья-Хихедо, сложенных безельтовой серией пород от щелочного оливинового базальта до трахиандезита и трахита [Richards, 1964; Bryan, 1967]. Помимо продуктов размыва свежего неизмененного базальта, в разрезе ст. 655, ближайщей к островам, обнаружены обломки, несущие следы выветривания на суше: пелитизированные плагиоклазы, хлорит, иддингсит, палагонит. В целом для глин переходного типа за пределами влияния местных источников сноса карактерно резкое уменьшение терригенного материала по сравнению с осадками прибрежной и гемипелагических зон. На этом фоне возрастает роль пирокластики, которая в подавляющей массе состоит из риолитдацитового, реже андезитового стекла (см. фиг. 2). Повсеместно присутствуют микроскопления эолового кварца и полевого шпата мелкоалевритовой раз-

мерности. Содержание первого из них, по данным количественного дифрактометрического анализа, в среднем составляет 9%, второго - 6%. Прослои вулканического пепла почти не засорены обломочным материалом (см. фиг. 8, 1. 0. е). Они состоят из осколков бесцветного прозрачного стекла мелкопесчаной и алевритовой размерности. В виде примеси присутствуют скелеты кремнистых микроорганизмов, а также алевритовые зерна эолового кварца. В основании прослоев часто наблюдаются скопления обломков пемзы. Морфология пепловых частиц хорошо видна на михрофотографиях (см. фиг. 8, i, d, e). Частицы изотропны, показатели преломления низкие и колеблются от 1,498 до 1,506. В разрезах осадочной толщи у мексиканского побережья прослои не характерны. Пепел встречается здесь в виде отдельных включений, скоплений и линэ (см. фиг. 8, в) толщиной до нескольких миллиметров или обогащает относительно мощные пачки (см. фиг. 7,6). Так, нижняя пачка в разрезе ст. 674 (глубина 500-550 см) более чем на 50% сложена частицами бесцветного стекла. Осадки, обогащенные пеплом, заметны макроскопически по мраморовидной окраске ила. Содержание пирокластики в донных осадках этой зоны можно оценить лишь ориентировочно, заведомо опуская ту ее часть, которая присутствует в тонкодисперсной фазе и не поддается оптическому определению. В западной части профиля мы воспользуемся расчетами М.А. Рецечки [1971], который детально изучал пирокластический материал в северозападной части Тихого океана. По его данным, относящимся к осадкам переходного типа и частично гемипелагическим, содержание пирокластики песчаноалевритовой размерности на осадок в целом в среднем составляет немногим более 4%. У берегов Мексики, по нашим наблюдениям, оно колеблется от долей процента до 15%.

Количество биогенных компонентов в осадках переходного типа заметно меньше, чем в гемипелагических. Содержание в них $CaCO_3$ в западной части профиля ничтожно – О-О,64% (среднее 0,08%), в восточной – О-4,40% (среднее – 0,62%), SiO_{2aM} на западе колеблется от 4 до 7,8% (среднее 5,9%), на востоке – от 0,9 до 4,7% (среднее 2,3%). $C_{\rm Opr}$ и на западе и на востоке в среднем составляет доли процента: 0,64 и 0,28 соответственно. Необходимо отметить, что распределение $CaCO_3$, SiO₂ и $C_{\rm opr}$ в толще глин переходного типа весьма неравномерно. Как на западе, так и на востоке в отдельных пачках мощностью до 1 м и более встречаются скопления диатомовых, радиолярий, спикул губок и в особенности пучков синезеленых водорослей. На эти скопления и приходятся максимальные значения SiO_{2aM} (ст. 6171 – около 8%), а также $C_{\rm opr}$ (до 1,5%), необычные для этого типа осадков.

Описывая глубоководные пелагические глины переходного типа, необходимо отметить тот факт, что на меньших глубинах, выше критической, в областях высокой биологической продуктивности они сменяются карбонатными осадками. Последние покрывают подводные возвышенности в пелагических областях океана и встречаются среди осадков разных литолого-фациальных типов – глин переходного типа и эвпелагических. На подводных горах Маркус-Неккер содержание CaCO₃ в осадках ст. 6178 достигает 91%, на возвышенности Шатского (ст. 6190-6193) колеблется от 14 до 75%.

Состав глинистых минералов переходных осадков неодинаков в западной и восточной частях профиля. На западе он имеет переходный характер от существенно смектитовых глин прибрежной и гемипелагической зон к существенно гидрослюдистым глинам центральных областей Северо-Западной котловины. Оба минерала присутствуют в количестве 30-50% суммы глинистых минералов. В восточной части профиля в переходных осадках устойчиво преобладают смектиты (60-70% от суммы глинистых минералов). Это частично связано с переотложением продуктов выветривания, поступавших с суши, частично же, как мы увидим в соответствующей главе, объясняется влиянием эксгаляций и сочетается с другими их проявлениями.

Аутигенные образования в глинах переходного типа также имеют переходный характер. Железо-марганцевые конкреции в поверхностном слое ила представлены зачаточными формами (обломки пемзы и других пород, покрытые коркой гидроокислов Fe и Mn толщиной 1-3 мм). Наряду с этими типичными образованиями пелагических областей океана встречаются единичные глобулы глауконита, а также микровкрапления сульфидов (ст. 6171, 6172), для которых естественной средой являются редуцированные гемипелагические и прибрежные осадки. В некотором противоречии с этой закономерной картиной находится широкое распространение Fe-Mn микроконкреций во всех разрезах переходной зоны вблизи мексиканского побережья. В колонке ст. 655 они присутствуют начиная с глубины 35 см и ниже, в двух других разрезах (ст. 673 и 674) - в основном в поверхностном слое мощностью 30-60 см. Помимо колломорфных микросгустков, которые описаны рядом исследователей для пелагических глин Тихого океана [Скорнякова, Мурдмаа. 1968; и др.]. адесь наблюдаются пятна и микровкрапления гидроокислов Fe и Mn, дендритовидные образования, микропрожилки. На ст. 655 в глинах обнаружены и другие аутигенные образования: скопления хорошо окристаллизованного барита (гл. 28-100 см) и радиально-лучистые сростки гилса (90-100 см). Все эти минеральные новообразования, так же как и скопления окислов Fe и Mn. сами по себе не характерны для переходной зоны и отсутствуют в западной части профиля. Они азональны. Нахождение их в пределах тектонически активной области на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия позволяет предполагать заметное влияние эксгаляций на осадконакопление в восточной части профиля. Это предположение подтверждают и наблюдаемые адесь повышенные содержания Fe, Mn и ряда малых элементов (см. гл. 4, где этот вопрос рассматривается более подробно).

Красные глины глубоководных котловин

Во внутренних областях Северо-Западной и Северо-Восточной котловин (ст. 6174-6176, 615, 625, 643-651, 653, 675) глины переходного типа постепенно сменяются типичными пелагическими (эвпелагическими) "красными" глинами (фиг. 9, *a*, *б*). Красные глины представляют собой однородные, окисленные глинистые илы темно-коричневого (шоколадного) цвета, значения Еh колеблются в Северо-Западной котловине от +243 до +310 мв, в Северо-Восточной от +510 до +630 мв. В поверхностном слое глины содержат черные Fe-Mn конкреции, состоящие преимущественно из рудного вещества. Красные глины практически бескарбонатны и почти не содержат аморфного кремнезема.

Содержание CaCO₃ в среднем составляет 0,15-0,22% и не поднимается выше 2,4%, среднее содержание SiO_{2aM} составляет 1,1-2,9%, максимальное достигает 5,7%; количество СОДГ изменяется от О до 0,82% (среднее 0,15-0,23%). Эвпелагические глинистые илы на 80-98% сложены частицами пелитовой размерности, содержание в них субколлоидной фракции часто превышает 40%. Это наиболее тонкие осадки океана. В составе алевритовой фракции в периферической части глубоководных котловин существенную роль играют частицы бесцветного кислого вулканического стекла. В центральных частях алевритовая примесь состоит преимущественно из цеолитов. Пелагические глины глубоководных котловин подразделяются, таким образом, на глины с примесью вулканического пепла (IVA) и глины с цеолитами (IVB). Глины с примесью пепла (IVA) в Северо-Западной котловине образуют полосу шириной до 1500 км (ст. 6172-6174), в Северо-Восточной - около 600 км (ст. 675, 653). Пепловые частицы обычно рассеяны в толще глинистого ила либо образуют микроскопления, линзы, выполняют пустоты размером несколько миллиметров (фиг. 10, а, б, в, см. вклейку). Рассеянная форма нахождения пепловых частиц так же характерна для пелагических глин, как выдержанные пепловые прослои для глин переходного типа. Скопления пепловых частии, как пра-



Фиг. 9. Разрезы пелагических красных глин (зона IV)

а – западная часть профиля; б – восточная часть профиля. Условные обозначения см. фит. З

вило, ассоциируют со свежими, хорошо отсортированными алевритовыми обломками кварца и полевого шпата. Широкое распространение этой минеральной ассоциации во всех типах осадков на профиле, по-видимому, можно считать подтверждением ее эолового генезиса [Rex, Goldberg, 1958]. Примесь терригенных обломков алевритовой размерности ничтожна. В Северо-Западной котловине она состоит из плагиоклазов, пироксена, обломков пород и пемзы. Но мере приближения к подводным горам Маркус-Неккер в осадках появляются песчаные и алевритовые обломки – продукты переотложения базальтов океанического дна. Среди них обломки миндалин и основной массы гиалобазальта, в том числе хлоритизированные и палагонитизированные обломки плагиоклазов, цеолитов радиальнолучистого строения, иддингсита и единичные частицы зеленого стекла.

Глинистая составляющая осадка на 50-60% сложена гидрослюдами; количество смектитов не превышает 30%; примесь хлорита (и каолинита?) составляет 15-20%. По сравнению с глинами переходного типа здесь наблюдается увеличение роли гидрослюд, которые по мере приближения к центральной части котловины становятся главным компонентом тонкодисперсной части осадка. В Северо-Восточной котловине глины с примесью вулканического пепла на 50-70% сложены смектитами; содержание гидрослюд составляет 25-45%; примесь хлорита и каолинита в сумме не превышает 5-6%. Здесь в большей степени, чем на западе, сказывается влияние берега; напомним, что обогащение смектитом свойственно всем осадкам у мексиканского и калифорнийского побережий. Это влияние отражается и на составе терригенного материала, присутствующего в осадках краевой части Северо-Восточной котловины в виде мелкоалевритовой примеси. В колонке ст. 675 она состоит из полевых шпатов, пироксенов (мало), слюдистых и хлоритовых чешуек, трудноопределимых обломков пород. Необходимо отметить, что здесь, как и в других пелагических илах, по всему разрезу присутствуют скопления, а также рассеянные мелкоалевритовые частички кварца, полевого шпата и вулканического стекла, по-видимому, золового генезиса; содержание кварца (химический анализ) составляет 4,1-18,8%. Местами в массе ила встречаются рассеянные кристаллики цеолитов (ст. 653, 675 и др.).

Глины с цеолитами (зона IVB) распространены в наиболее удаленных от берега центральных частях глубоководных котловин с минимальными скоростями осадконакопления (фиг. 11, см. вклейку). В Северо-Западной котловине они простираются по линии профиля более чем на 600 км (ст. 6174-6176), в Северо-Восточной – примерно на 2800 км (ст. 643-651), во впадине, разделяющей подводный вал Маркус-Неккер и Гавайское поднятие, – на протяжении 625 км (ст. 615-625). Содержания пепловых частиц алевритовой размерности убывают здесь до минимума, так же как и примесь терригенных обломков. Пепловый материал скорее всего присутствует в составе пелитовой фракции и фиксируется на рентгенодифрактограммах в виде рентгеноаморфной фазы. В составе алевритовой фракции преобладают аутигенные образования – кристаллы цеолитов и Fe-Mn микроконкреции, встречаются кости и зубы рыб, скелеты фораминифер.

В пелагических красных глинах, развитых недалеко от внутренних источников сноса (поднятие Маркус-Неккер, Гавайские острова), алевритовая фракция состоит преимущественно из продуктов переотложения океанических базальтов – плагиоклазов, авгита, оливина, иддингсита, магнетита, серпентинхлорита (см. фиг. 11, *i*). Близость островов Гавайского архипелага сказывается в присутствии в осадках измененных выветриванием обломков – окисленного магнетита, иддингсита по оливину, метагаллуазита по плагиоклазу, серпентин-хлорита по пироксену и др.

Цеолиты встречаются в виде скоплений неправильной формы, гнезд и линэ полупрозрачных кристаллов, пронизывающих массу глинистого ила (см. фиг. 11, *d*, *e*). Они образуют также инкрустации прозрачных кристалликов на стенках микропустот. Участки, обогащенные цеолитами, по форме напоминают скопления пирокластики в глинах с примесью пеплового материала (см. фиг. 1, *a*, *b*; 11, *d*).

Всестороннее изучение мономинеральной фракции цеолита, выделенной из крупноалевритовой фракции центрифугированием в жидкости удельного веса 2,2 и 2,3 (смесь бромоформа со спиртом), позволило идентифицировать цеолит из осадков Северо-Западной котловины (ст. 6176) как филлипсит. Цеолит из осадков Северо-Восточной котловины (ст. 643, горизонт 310-320 см), помимо отражений, свойственных филлипситу, имеет ряд рефлексов, карактерных для гармотома, что хорошо согласуется с присутствием в последнем до 10% ВаО. Исследованные цеолиты относятся, таким образом, к филлипсит-гармотомовому ряду. Они встречаются в виде отдельных кристаллов размером 0,01-0,1 мм и образуют двойники и сростки. Широкое распространение цеолитсодержащих осадков в пелагической зоне океана в сочетании с крайне неравномерным распределением цеолитов по площади и в толще глин если и позволяет, то лишь весьма ориентировочно оценить их содержание, которое в пелагических осадках трансокеанского профиля составляет около 10%.

Комплекс аутигенных образований, характерных для внутренних областей пелагической зоны с минимальными скоростями осадконакопления, помимо цеолитов включает также Fe-Mn микроконкреции. Они встречаются и в пелагических глинах с пепловым материалом (зона IVA, ст. 6174, 675 и 653), и даже в глинах переходного типа (ст. 655). Массовое распространение микроконкреций характерно для зоны IVБ, где они присутствуют почти во всех колонках, либо по всему разрезу, например на ст. 6176, либо обогащают отдельные, ограниченные по мощности горизонты (20-120 см) - ст. 6175, 643, 645, 647, 649. Размеры микроконкреций колеблются от 0,01 до 0,1 мм, форма округлая. Это микросгустки окислов Fe и Mn (см. фиг. 11,*a*), иногда имеющие концентрическое строение (см. фиг. 11,*b*); под микроскопом наблюдается внутренняя их структура, видны алевритовые обломки стекла, цеолиты, иногда обломки базальта (см. фиг. 11,*b*). Строение микроконкреций свидетельствует о том, что их формирование происходило в массе ила на более поздней стадии по сравнению с цеолитами, которые встречаются внутри сгустков.

ОСАДКИ ПОДВОДНЫХ ПОДНЯТИЙ

В области подводных гор Маркус-Неккер (ст. 611, 612, 613) тонкие, хорошо отсортированные глинистые илы глубоководных котловин теряют свою однородность и постепенно сменяются гравийно-песчано-глинистыми, карбонатно-глинистыми и карбонатными осадками (фиг. 12). Вершины подводных гор, находяшиеся выше критической глубины карбонатонакопления, покрыты фораминиферовыми и кокколито-фораминиферовыми илами (вал Маркус-Уэйк). В межгорных впадинах окисленные глинистые илы обогащены несортированным песчано-алевритовым материалом и гравийными обломками местных пород океанического дна (базальты, радиоляриты).

В колонке ст. 611 мощностью 128 см (см. фиг. 12) содержание обломков диаметром более 1 мм (до 5 см) в поверхностном слое достигает 10-12%. На глубине 47-50 см встречен карманообразный прослой несортированного песчано-гравийного материала, залегающего с размывом на подстилающих глинах. В составе обломков: оливиновый базальт и слагающие его минералы – оливин, пироксен, плагиоклаз, магнетит, а также океанические кремни. Среди обломков встречаются радиально-лучистые и сноповидные сростки кристаллов филлипсита, переотложенные из гидротермально измененного базальта гор Маркус-Неккер (выполнение миндалин), N = 1,79-1,83.

По сравнению с осадками глубоководных котловин глинистые илы подводного вала Маркус-Неккер (Срединно-Тихоокеанские горы) содержат повышенные количества остатков фораминифер и других карбонатных, а также кремнистых организмов (диатомеи, радиолярии). В толще глин присутствуют линзообразные прослои тонкого фораминиферово-кокколитового ила мощностью несколько миллиметров - 1-2 см. Содержание СаСО3 в карбонатно-глинистых осадках составляет 0-33% (среднее 7,8%), SiO_{2am} 0,6-2,4% (среднее 1,2%), Сорг 0-0,7% (среднее 0,2%). Вместе с тем они сохраняют характерные черты красных глин. В них отсутствуют обломки, принесенные с суши, кроме скоплений эоловых частиц пепла, кварца и полевого шпата, и встречаются обычные для красных глин обломки костей рыб и зубы акул. Глины сильно обогащены аутигенными цеолитами и Fe-Mn микроконкрециями. Содержание цеолитов достигает 10-15%, местами 30% осадка. Таким образом, и процесс карбонатонакопления, и обогащение осадков обломочным материалом местных пород океанического дна в условиях подводного поднятия пелагической зоны накладывались на обычный фон глубоководных пелагических глин.

В более длинных колонках ст. 612 (180 см) и ст. 613 (415 см) видно, что вниз по разрезу на глубине 80 см (ст. 613) и на глубине 119 см (ст. 612) глинистый ил с обломками местных пород постепенно сменяется белоснежной толщей тонкого карбонатного ила с содержанием CaCO₃ 92% и более (см. фиг. 12). Переход может быть постепенным, в виде переслаивания выклинивающихся глинистых и карбонатных прослоев, которые содержат примесь цеолитов (ст. 612), или резким (ст. 613). Однородная толща карбонатного ила состоит из раковинок глобигерин, как правило, прекрасной сохранности и кокколитофорид. В наиболее полном разрезе ст. 613 толща карбоФиг. 12. Разрезы осадков подводных поднятий (зона V)

Условные обозначения см. фиг. 3

натного ила имеет мошность более 150 см и содержит тонкие линзообразные глинистые прослои. В нижней части разреза (237-415 см) карбонатные прослои толшиной 4 - 40 см переслаиваются с типичными пелагическими глинами шоколадно-коричневого цвета, по всей массе обогащенными кристалликами и двойниками филлипсита. Содержание этого минерала в колонке ст. 612 составляет до 10% осадка. Характерно присутствие в глинах до 25% неокатанных песчаных зерен базальта.

В составе вмещающего глинистого ила, по данным рентгенодифрактометрии, преобладают гидрослюды (60-65% от суммы глинистых минералов). Смектиты, так же как хлорит и каолинит, присутствуют в количестве 17-25%.

Обогащение тонких пелагических илов грубообломочным материалом, как и присутствие в них карбонатных прослоев и пачек, является, таким образом, характерной особенностью осадков пелагических подводных поднятий, в отличие от монотонных глинистых илов пелагичес-



ких котловин. Осадки подводных поднятий полифациальны. На поднятии Маркус-Неккер различаются следующие их разновидности: на вершинах подводных гор-кокколито-фораминиферовые карбонатные илы, залегающие на базальтах; на склонах подводных гор-известковисто-глинистые илы, иногда турбидиты, а также пелагические красные глины, обогащенные песчано-галечными обломками базальта, как правило, с Fe-Mn корками. Для межгорных впадин характерны пелагические красные глины, содержащие более тонкие алевритовые обломки базальтов и отдельных слагающих их компонентов, кислые стекла, принесенные из андезитовой зоны океана, и цеолиты, аутигенные и переотложенные в обломках гидротермально измененного гиалобазальта. За пределами профиля, на склонах подводных поднятий северной и южной частей океана, установлено широкое распространение осыпей обломков базальтовой лавы, переслаивание звлелагических глин и туфов, широкое развитие Fe-Mn конкреций, а также развитие гидротермально измененных осадков [Скорнякова и др., 1971; Андрущенко и др., 1975; Безруков и др., 1976].

Выявленные особенности донных осадков, вскрытых колонками, позволяют судить об условиях их формирования. Базальтовый состав обломков, отсутствие окатанности, беспорядочное их распределение в глинистой толще, карманообразные прослои несортированного материала, залегающие с размывом на подстилающих глинах, свидетельствуют о переносе материала мутьевыми потоками с положительных форм рельефа в разделяющие их понижения. Этот вывод хорошо согласуется с результатами изучения видового состава фораминифер, выполненного В.А. Крашенинниковым. Им показано, что, несмотря на внешнюю однородность карбонатных прослоев, в них наблюдается смесь разновозрастных микроорганизмов. В поверхностном слое наряду с четвертичнымы бентосными и планктонными фораминиферами со следами избирательного раст. ворения (ст. 611, 613) присутствуют также зоценовые и миоценовые формы (ст. 612). Идеально сортированные мельчайшие ракоьинки планктонных фораминифер имеют гетерогенный состав. Наряду с преобладающими формами из нижнего миоцена (зоны Globigerinoides primordius - Globorotalia Kugleri, Globigerinita Dissimilis) присутствуют единичные виды из нижнего и среднего зоцена.

Четвертичные виды встречаются в верхней пачке разреза до глубины 158 см вместе с верхнемеловыми и палеогеновыми. Ниже 200 см обнаружена только более древняя фауна от кампана до мисцена включительно. Четвертичные формы здесь отсутствуют. Поэтому естественно предположить, что смещение разновозрастных организмов происходило в результате смыва карбонатного материала с поверхностей подводных гор, находящихся выше критической глубины, в разделяющие их впадины. Верхняя пачка формировалась в четвертичное время, нижняя (ниже 200 см) отлагалась скорее всего не позднее плис. цена. Возраст турбидитов, по В.А. Крашенинникову, не древнее среднего миоцена. Прекрасная сохранность микроорганизмов, по-видимому, объясняется близостью источников сноса. Периодическое усиление или замедление колебательных движений океанического дна отразилось на слоистом характере карбонатно-глинистой толщи. Согласно предположению Гамильтона [Hamilton, 1956]. гайоты подводных гор Маркус-Неккер первоначально представляли собой вулканические постройки и возвышались над уровнем океана. Не позднее раннего мела они погрузились под уровень воды; начиная с позднего мела на их. вершинах происходило отложение глобигеринового ила. Островная стадия существования гор Маркус-Неккер, по нашим данным, подтверждается присутствием в осадках не только свежих, но и сильно выветрелых обломков базальта в колонках ст. 611, 612, 613 (фиг. 13, а. б. е. см. вклейку). Полевые шпаты в них частично выщелочены или замещены метагаллуазитом. Пироксены замещены серпентин-хлоритом, иногда гидроокислами железа. По оливину развивается иддингсит, по титаномагнетиту – лейкоксен. Иными словами, наблюдается комплекс минералов, типичных для латеритных кор выветривания базальтов тропической зоны [Allen, Sherman, 1965; Лисицына, 1973; и др.]. Отсутствие хрупкого гиббсита, по-видимому, связано с его разрушением при транспортировке обломков. Выветрелые обломки оливинового базальта на склонах атолла Бикини, гайота Сильвания (Маршалловы острова) описаны Макдональдом [Macdonald, 1954].

ОСАДКИ ГАВАЙСКОЙ ЗОНЫ

Донные осадки Гавайских островов (ст. 626-629, 686, 641, 677, 678), расположенных в центральной части пелагической зоны океана, весьма существенно отличаются от пелагических осадков рассмотренных выше типов и занимают сравнительно небольшую площадь вокруг островов. Границы этой области проходят на расстоянии 200-300 км западнее и юго-западнее островов и на расстоянии 300-600 км восточнее и юго-восточнее них. За пределами этой области распространены типичные красные глины глубоководных котловин. В направлении от берега к пелагиали наблюдается закономерная смена разных типов осадков.

1. Прибрежные мелководные обломочно-карбонатные илы описаны Фэном и Грюнвальдом [Fan, Grunwald, 1971]. Они состоят из раковинок фораминифер, моллюсков, ежей, кораллов, обломков ископаемых водорослей и часто представляют собой карбонатные пески. В составе терригенной примеси присутствуют обломки свежих и в разной степени выветрелых островных базальтов, а также отдельных слагающих их компонентов. В составе обломков определены оливин и иддингсит, пироксен (авгит), плагиоклаз, магнетит (как свежий, так и окисленный), ильменит, палагонит. Глинистые минералы представлены каолинитом, метагаллуазитом, иллитом, смектитами, хлоритом, аллофаном и другими аморфными компонентами.



Фиг. 14. Разрезы осадков района Гавайских островов (зона VI) Условные обозначения см. фиг. 3

2. Карбонатные и глинисто-карбонатные илы шельфа и островного склона (ст. 628, 629) (фиг. 14) представляют собой скопления скелетов планктонных и донных фораминифер; обломков раковин пелеципод, гастропод и других карбонатных организмов, погруженных в глинисто-карбонатную массу. Количество в них CaCO₃ колеблется от нескольких процентов до 85%. Как правило, содержится 1-2% кремнистых организмов (диатомеи, силикофлагелляты, радиолярии, спикулы губок), О-О,8% Сорг. В составе глинистой фракции преобладают гидрослюды (40-50%), в меньших количествах присутствуют смектиты (26-33%). Хлорит и каолинит составляют 19-35%. Примесь терригенных зерен (1-2%) имеет тот же состав, что и в мелководных илах; характерно присутствие частиц бесцветного и зеленого стекла, а также единичных деолитов.

3. Кремнистые и глинистые илы Гавайского желоба и прилегающих глубоководных участков дна вскрыты колонками на ст. 626, 686, 641, 678 и 677 (см. фиг. 14). С описанными глинисто-карбонатными осадками они связаны постепенными переходами. Наиболее полно кремнистые и глинистые илы с примесью органогенного кремнезема развиты к востоку от островов, где полоса накопления кремния достигает ширины 500 км (у западных берегов ширина ее вдвое меньше). Кремнистые илы, обогащенные остатками гигантских диатомовых (Ethmodiscus) и содержащие более 70% аморфного кремнезема, по данным Фэна и Грюнвальда, встречаются локально к востоку от островов. На линии профиля в разрезе ближайших к архипелагу ст. 686 и 641 (см. фиг. 14) кремнисто-глинистый ил горчичного и оливкового цвета содержит 5-30% кремнистых организмов (1,5-5,6% SiO_{2ам}, 0-0,6% С_{орг}) и имеет характерную творожистую консистенцию. В колонке ст. 641 мощностью 490 см встречены всего три тонких прослоя однородной коричневой (красной) глины с цеолитами. Для всего разреза характерна примесь (1-20%) адевритовых обломков минералов базальта, а также эолового кварца, основного и кислого вулканического стекла (см. фиг. 13, *i*, *d*). В отдельных прослоях стекло составляет до 80% алевритовой фракции и включает три разновидности: зеле-(N = 1,586-1,600), бурое (N = 1,542-1,552) и беспветное (N = 1,586-1,600)ное = 1,485-1,500). Последнее присутствует в подчиненных количествах. Восточнее, на расстоянии 500 км от островов (ст. 677 и 678) (см. фиг. 14), в разрезе осадочной толщи преобладают красные глины с редкими включениями остатков диатомовых и радиолярий. Творожистые илы, обогащенные кремнистыми организмами, образуют отдельные прослои и пачки мошностью 50-150 см каждая. По мере удаления от островов эти осадки сменяются типичными красными глинами с цеолитами и Fe-Mn микроконкрециями. Для глинистой составляющей осадков Гавайской зоны характерно увеличение роли смектитов, по сравнению с осадками Северо-Западной котловины и гор Маркус-Неккер, Смектиты присутствуют здесь в равных количествах с гидрослюдой (40%). Это обогащение, несомненно, обусловлено влиянием местного источника (снос с островов) и частично связано с изменением пирокластики: восадках, обогащенных пепловым материалом, содержание смектитов повышается до 62%.

Необходимо отметить характерные особенности осадков Гавайской зоны.

1. Прослеживается нормальный ряд осадков, закономерно сменяющих друг друга в направлении от островов к центральным частям пелагических впадин: обломочно-карбонатные илы и пески мелководья сменяются существенно карбонатными илами, которые в свою очередь ниже критической глубины переходят в биогенно-терригенные кремнисто-глинистые илы. Еще дальше, за границами этого комплекса осадков Гавайской зоны, уже в пределах глубоководных котловин распространены пелагические красные глины. Состав пелитовой фракции осадков вполне согласуется с этой картиной терригенной седиментации. Глинистые минералы распределяются зонально. Как уже было показано, в прибрежных илах наряду с хлоритом, гидрослюдой и монтмориллонитом в заметных количествах (до 35%) присутствуют минералы каолинитовой группы; на значительном удалении от Гавайского архипелага в составе пелагических красных глин преобладают гидрослюды и смектиты. Роль последних несколько возрастает в восточном направлении.

2. Характерен специфический состав обломочного материала. В обломках представлены исключительно местные породы – океанические базальты и слагающие их минералы при практически полном отсутствии материала с континентов крупнее пелитовой размерности, плюс небольшая примесь золового кварца и полевого шпата. Характерной особенностью осадков Гавайской зоны является также их относительная обогащенность основной пирокластикой, выражающаяся в присутствии прослоев и рассеянных частиц зеленого и бурого вулканического стекла.

3. Весь ряд осадков Гавайской зоны как бы наложен на пелагический фон красных глин. Прослои этих глин с цеолитами, микроконкрециями, зубами акул присутствуют в разрезах глинисто-карбонатных и кремнисто-глинистых илов и соответствуют моментам ослабленного поступления терригенного и биогенного материала. Количество вещества, Захороненного в осадках, здесь недостаточно для создания сплошной зоны восстановленных илов, характерных для обрамления материков.

КОРРЕЛЯЦИЯ ОСАДКОВ РАЗНЫХ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

Литолого-фациальные типы осадков, выделенные на трансокеанском профиле, сохраняют присущие им особенности практически по всей длине изученных колонок. Отсюда следует, что характер осадконакопления в океане на выбранном нами пересечении не изменялся в течение достаточно длительного периода времени.

Для изучения многих вопросов седиментации и геохимии океанических осадков на количественной основе необходима достаточно детальная корреляция осадочных образований различных литолого-фациальных зон, которая затрудняется двумя особенностями океанического осадконакопления. Первая особенность – закономерное изменение состава и строения осадочной толши от берега в глубь бассейна, детально рассмотренная, в частности, в настоящей главе. а вторая - изменение скоростей осадконакопления в том же направлении. Выделение опорных горизонтов, протягивающихся на большие расстояния, лля сопоставления одновозрастных осадков разных фациальных зон представляет поэтому большие, практически непреодолимые трудности. Морские геологи, изучавшие стратиграфию и абсолютный возраст глубоководных отложений, для расчленения осадочной толщи в западной части Тихого океана применили комплексный метод. сочетающий определения абсолютного возраста с характеристиками фораминифер, кремнистых микроорганизмов и вещественного состава осадков [Романкевич и др., 1966]. Им удалось выделить восемь горизонтов, соответствующих эпохам оледенения и межледниковым периодам. Эти горизонты отличаются по составу диатомовых водорослей, гранулометрии осадка, содержанию в нем CaCO3, SiO2aM и CODF. Попытка применить эти критерии к конкретным колонкам нашего профиля показала, что только в сравнительно узкой приматериковой полосе распространения вулкано-терригенных и гемипелагических осадков удается выделить горизонты, различающиеся по перечисленным выше признакам. В отложениях пелагических областей все различия стираются (см. фиг. 3), а количество диатомовых резко сокращается. На это указывают и авторы цитированной статьи. Расчленение на горизонты в колонках пелагических областей вблизи нашего профиля проведено ими без учета состава диатомовых, исключительно по очень слабым изменениям вещественного состава осадков по вертикали, т.е. весьма условно.

Из сказанного следует, что едва ли не единственную более или менее объективную возможность стратиграфического расчленения осадочной толщи и сопоставления разрезов всех фациальных зон (включая пелагические) дают прямые определения абсолютного возраста, датировка палеомагнитными методами, а также сравнение скоростей осадконакопления. Для сопоставления разрезов изученного профиля мы воспользовались результатами определений абсолютного возраста (52 обр.), выполненных гамма-методом в лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии АН СССР под руководством В.М. Купцова. Нами использована также карта скоростей осадконакопления в Мировом океане, составленная А.П. Лисицыным [1971] на основе прямых определений абсолютного возраста, палеомагнитных и биостратиграфических данных.

Из всех этих материалов следует, что формирование вулкано-терригенных и гемипелагических осадков приматериковых областей происходило со скоростью 10-40 мм в тысячу лет, пелагических глин переходного типа - 3-10 мм, пелагических красных глин глубоководных котловин - 1-3 мм в тысячу лет в окраинных частях и менее 1 мм в тысячу лет в пентральных, наиболее удаленных от континентов. Примерно такие же скорости (1-3 мм в тысячу лет) определены на подводных горах Маркус-Неккер. В районе Гавайского архипелага они достаточно резко возрастают до 10-30 мм в тысячу лет. Судя по этим данным, толща прибрежных и гемипелагических осадков мощностью 600 см сформировалась примерно за 200-250 тыс. лет и соответствует пачке красных глин глубоководных котловин мошностью 20-60 см. Сознавая некоторую условность этих сопоставлений, мы можем тем не менее выдел. ть синхроничный слой осадков, образовавшийся за 100 тысяч лет, мощность которого в прибрежной полосе составит 300 см, а в глубоководных котловинах пелагиали – 10–20 и даже 5 см. На профиле (см. фиг. 3) выделены два синхроничных слоя, каждый из которых образовался примерно за 100 тысяч лет.

Использование синхроничного слоя для количественно-минералогического и геохимического изучения осадков на трансокеанском профиле вполне правомерно. Как уже отмечалось ранее [Страхов и др., 1973], скорости осадконакопления, а следовательно, и мощности одновозрастных осадков прибрежной и гемипелагической зон, с одной стороны, и пелагических красных глин, с другой, отличаются примерно на порядок. Эта разница настолько значительна, что возможное завышение мощностей пелагических осадков, почти не охарактеризованных фаунистически, даже в 2-3 раза не изменило бы общей тенденции количественного распределения осадочного материала и химических элементов на профиле в выбранном возрастном промежутке. Добавим к этому, что пелагические глинистые илы глубоководных котловин сохраняют свою однородность, как правило, по всей мощности колонок.

Закономерная смена осадков разных литолого-фациальных типов на трансокеанском профиле однозначно свидетельствует о том, что ведущая роль в их образовании принадлежит биогенно-терригенной седиментации. Подтверждением этому служит отчетливая связь с источниками сноса как обломочного, так и тонкодисперсного материала, постепенное его изменение в направлении от берега к пелагиали, сокращение роли биогенных компонентов и сопутствующее им уменьшение скоростей осадконакопления в этом же направлении. В самом деле, главная масса обломочного материала отлагается в узкой полосе прибрежной зоны, причем у берегов Японии вулкано-терригенные осадки песчаной размерности представляют собой почти неизмененные продукты переотложения пород андезитовой зоны с примесью биогенного материала. Об этом свидетельствует, в частности, близкое сходство среднего химического состава андезитов с составом песчано-алевритового материала осадков. В осадках у американского побережья (восточная часть профиля) минеральный состав обломков более разнообразный. Его определяют продукты пе-Калифорнии и Мексики, реотложения кислых пород батолитового пояса осадочных и метаморфических пород, а также продукты андезитового вулканизма.

Дальше от берега, в гемипелагической зоне, резко уменьшается количество песчано-алевритовой примеси, тогда как состав терригенных обломков практически остается прежним. За пределами полосы распространения этих двух зон шириной около 900 км на западе и примерно 500 км на востоке в глинах переходного типа относительно возрастает роль кислой пирокластики в виде прослоев пеплового материала. Наконец, наиболее тонкие пелагические осадки – красные глины глубоководных котловин содержат в краевых их частях только рассеянную примесь пепловых частиц алевритовой размерности, количество которых к центру котловин убывает до минимума. В эти внутренние области пелагической зоны как терригенный, так и пирокластический материал приносится лишь в тонкодисперсной фазе.

Связь океанических осадков с береговыми источниками сноса отчетливо прослеживается и по изменению состава глинистых минералов. Существенно смектитовые осадки прибрежной и гемипелагической зон как на западе, так и на востоке сменяются существенно гидрослюдистыми в центральных областях пелагической зоны. Усиление роли гидрослюд, терригенная природа которых несомненна, в составе пелагических илов, как и широкое распространение в осадках диоктаздрической разности монтмориллонита, поступающего с континентов [Градусов, Чижикова, 1976], свидетельствуют о доминирующей роли терригенной составляющей не только в крупной, но и в тонкодисперснои фазе осадков. Подтверждением этому служат также определения абсолютного возраста, выполненные К-Аг методом в 16 колонках западной части профиля,

34

характеризующие все литолого-фациальные типы осадков от прибрежных глубоководных до пелагических илов (данные А.Я. Крылова, Радиевый институт, АН СССР, Ленинград). Эти значения колеблются от 90 до 170 млн. лет и, что весьма существенно, практически не изменяются сверху вниз по колонке. Они соответствуют юре – началу позднего мела. Иными словами, глинистые частипы имеют не современный, а более древний возраст тех размывавшихся пород суши, за счет которых формировались донные отложения океана. Из приведенных данных очевидна терригенная природа всех рассмотренных типов осадков от прибрежных до пелагических илов глубоководных котловин и межгорных впадин.

В пелагической зоне океана на фоне сильно редуцированного поступления материала с континентов существует также второй, внутренний, источник сноса, которым являются базальтовые породы поднятий – островов и подводных гор. Грубообломочные продукты переотложения базальтов (дресвяно-галечные и песчаные) распространены локально, в непосредственной близости от источника. Более тонкий алевритовый материал обнаружен в осадках на расстоянии свыше 300 км к западу и востоку от подводных гор. Обломки гавайских базальтов алевритовой размерности распространены на 100-200 км к западу и более чем на 500 км к востоку от островов, в количестве 1-3% они встречаются и на удалении более 1000 км от островов.

Третьим источником осадочного материала служат вулканы андезитовой зоны и базальтовый вулканизм сводовых поднятий океанической коры. Первые поставляют в осадки кислую пирокластику, либо образующую прослои, либо присутствующую в виде рассеянных пепловых частиц практически на всем протяжении трансокеанского профиля. Примесь основных стекол встречается в осадках, окружающих Гавайские острова на расстоянии ЗОО-400 км. В отдельных колонках восточной части профиля (ст. 655) обнаружен эксгалятивный привнос материала, выразившийся в образовании аутигенного монтмориллонита, барита, гипса и скоплений гидроокислов Fe и Mn. Все эти дополнительные источники материала детально рассмотрены в гл. 4. Здесь мы приведем лишь некоторые ориентировочные данные для оценки их вклада в осадконакопление.

Содержание кислой пирокластики в виде пепловых прослоев в переходной зоне составляет не менее 5-6% осадка, а рассеянных пепловых частиц в глинах глубоководных котловин - от нескольких процентов до 10%. Примесь тон-кодисперсного стекла из-за методических трудностей учесть невозможно, однако его содержание не оказывает заметного влияния на химический состав осадков [Лисицын, 1974; Страхов, 19766] и, по-видимому, также не превышает 10-20%. Что касается пирокластического материала и продуктов переотложения базальтов, то присутствие их в заметных количествах, как уже отмечалось, наблюдается локально. Содержание базальтовых обломков в пересчете на всю массу осадков ст. 611 и 612 в горах Маркус-Неккер составляет примерно 10%. Следовательно, как вулканогенный фактор, так и переотложение пород ложа океана не изменяют, а лишь заметно усложняют картину терригенной седиментации на профиле.

Заканчивая описание осадков трансокеанского профиля, отметим, что литолого-фациальные их типы, образующие генетический ряд, достаточно типичны для океанского осадконакопления и имеют более широкое значение. Так, прибрежные и гемипелагические осадки, представляющие собой относительно грубые продукты переотложения пород суши с примесью биогенного материала и отличающиеся восстановительными условиями среды, характерны практически для всего обрамления Тихого океана и отнесены Н.М. Страховым [1972] к редуцированной зоне. Отмеченные особенности этих осадков повсеместно выдерживаются, несмотря на изменение состава и текстур существенно обломочных осадков, например, широкое развитие турбидитов на северо-востоке [Ногп е.а., 1969]. Полоса развития глин переходного типа, обрамляющая пелагическую зону, для северной половины океана очерчена Н.С. Скорняковой и И.О. Мурдмаа [1968]. Характерные особенности осадков этой зоны, в частности присутствие прослоев кислой пирокластики, сохраняются на широких площадях [Horn e.a., 1969].

Донные отложения собственно пелагической зоны четко разделяются на осадки глубоководных котловин (плиты талассократонов) и подводных гор и островов (сводовые и глыбовые поднятия). Оба подтипа пелагических красных глубоководных котловин с примесью пепла (IVA), а также с примесью цеолитов и Fe-Mn микроконкреций (IVB) имеют массовое развитие и широко известны как типичные и специфические осадки океанов. Глинистые и карбонатные осадки поднятий, обогащенные грубообломочным материалом базальтов океанического дна, имеют отличные от пелагических глин локализацию и вещественный состав. Некоторые их особенности, в частности характер фациальной изменчивости, выявлены сравнительно недавно благодаря исследованиям на полигонах поднятий Срединно-Тихоокеанских гор, Тубуаи-Кука и др. [Скорнякова и др., 1971, 1973; Безругов и др., 1976].

Необходимо отметить, что литолого-фациальное изучение океанических осадков только начинается. Выделенные литолого-фациальные типы в дальнейшем могут быть расчленены на более дробные. Однако их особенности, выявленные нами и другими исследователями, будут способствовать воссозданию общей картины океанской седиментации.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНЫХ МАСС ОСАДКОВ НА ПРОФИЛЕ

Выявленные закономерности распределения осадочного материала на трансокеанском профиле находят свое отражение в изменении абсолютных масс осадков от берега к пелагиали. Эти изменения изучены ранее для западной части профиля [Страхов и др., 1973]. Установлено, что более 50% осадочного материала, поступающего с западных берегов, сгружается в прибрежной и гемипелагической зонах; далее в сторону пелагиали абсолютные массы осадков убывают сначала постепенно, а затем резко и в центральной части Северо-Западной котловины составляют всего несколько процентов общей массы поступающего материала.

Задача настоящей главы - распространить аналитические данные по распределению абсолютных масс осадков на весь профиль от берегов Японии до мексиканского побережья Северной Америки, используя методы, разработанные Н.М. Страховым для западного его отрезка. Задача эта содержит две основные цели: 1) проследить количественное распределение терригенного и биогенного материала; 2) ориентировочно оценить вклад внутриокеанского источника - базальтов, слагающих подводные поднятия и вулканические острова, и тем самым воссоздать общую картину осадконакопления на трансокеанском пересечении. Выполнение этой задачи возможно лишь при условии правильной корреляции осадков разных фациальных зон и выделении синхроничного слоя на всем протяжении профиля. Как уже отмечалось в соответствующем разделе этой главы, то и другое связано с определенными трудностями. С помощью данных биостратиграфии, определений абсолютного возраста и карты скоростей седиментации в Тихом океане [Лисицын, 1974] в толще осадков, вскрытой колонками, на всем протяжении профиля выделяются два синхроничных слоя (I, II), каждый из которых формировался примерно в течение 100 тыс. лет. Более глубокие горизонты разреза прослеживаются только в пелагической зоне. Критерии для выделения синхроничных слоев более подробно изложены в предыдущем разделе этой главы. Для вычисления абсолютных масс осадков использован верхний (I) синхроничный слой. В прибрежных зонах он охватывает толщу осадков мощностью до 300 см, которая постепенно уменьшается в направлении к пелагиали и составляет 5 см и менее в глубоководных котловинах пелагической зоны IVБ (табл. 3). Локальное увеличение мощности I синхроничного слоя наблюдается вблизи Гавайских островов и в меньшей степени в области подводного поднятия Маркус-Неккер. Необходимо отметить, что в пелагической области океана существуют участ-

Таблица З

Абсолютные массы осадков I синхроничного слоя

Фациальная зона	Станция	Средний объ- емный вес, г/см ³	Мощность, см	Абсолютная масса осадка г/см ²	Средняя аб- солютная мас- са осадка для зоны, г/см ²
1	2	З	4	5	6
	3		Г. Сть проф	иля	
	01 50				
1	6158	0,96	300	288	354
	6159	1,30	300	400 904	
	6160	1,00	300	324	
	0101	1,52	300	390	
IJ	6162	0.84	300	25 3	265
	6163	0.97	300	291	200
	6164	0,94	280	263	
	6166	1.01	250	253	
		•			
III	6167	1,09	210 .	2 3 0	215
	6168	1,05	2 3 0	241	
	6169	1,06	210	22 3	
	6171	1,04	170	177	
				0.5	70
IVA	6172	1,18	80	95	79
	6173	1,38	70	97	
	6174	1,43	30	44	
IVБ	6175	1.48	5	7	8
	6176	1,73	5	9	
	-				
	Пела	гическая ч	асть про	филя	
V	611	1,34	20	27	26
	612	1,29	20	26	
	6 13	1,25	20	25	
IVE	615	1 94	20	27	27
IVD	625	138	20	29	21
	020	1,00	20	20	
VI	626	1,26	175	220	223
(запал)	627	1,16	200	232	-20
, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	628	1,13	200	226	
	629	1,13	200	226	
	685	1,13	65	73	
VI	0.41	0.70		C 1	4.5
	041 677	0,79	65	51	42
(BOCTOK)	0// 679	1 1 9	20	21 29	
	0,0	1,13	20	23	

1	2	3	4	5	6
	Boc	точная ч	асть про	филя	
IVБ	643	1,38	5	7	7
	645	1,35	5	7	
	647	1,41	5	7	
	649	1,48	5	7	
IVA	653	1,45	10	1,5	22
	675	1,46	20	29	
111	655	1,46	60	88	88
	674	1,11	70	78	
	673	1,22	80	98	
II	671	1,31	100	131	131
	672	1,31	100	131	
I	668	1,56	3 00	468	468
	669	1,56	30 0	468	
	670	1,56	30 0	468	

Таблица З (окончание)

ки "нулевого" осадконакопления, где отложения верхнего синхроничного слоя частично или полностью отсутствуют. В прибрежной зоне они могут быть местами размыты. Оценить количественно все такие случаи практически невозможно. В работе П.Л. Безрукова [Тихий океан, 1970] приводится схематическая карта распространения выходов твердых пород на дне Тихого океана. Однако контуры их площадей проведены ориентировочно с помощью полуколичественных данных и не могут быть использованы для наших расчетов. Поэтому необходимо иметь в виду, что мощность I синхроничного слоя в ряде

Таблица 4

Распределение абсолютных масс осадков на профиле

			Литолого-	фациальная	зона	
Компонент	•	I	II	ці	IVA	
Абсолютные массы ос всем зонам, г/см ²	адков по	354	265	215	79	Т
Их отношение к абсол массам осадков прибр	1	0,75	0,61	0,22		
Ширина зон по карте,	КМ	300	650	600	1300	
Распределение об- щей массы осад- ков по профилю	Реальный профиль	12,7	20,6	15,4	12 ,3	
(приведенные мас- сы), [°] %	Идеальный профиль	15,4	25,0	18,7	14,9	

мест нами завышена. В то же время, как видно из табл. З, максимальные скорости осадкообразования в прибрежных станциях на профиле приняты ЗО мм в тысячу лет. Градация более ЗО мм в тысячу лет, имеющаяся в работах А.П. Лисицына [1971, 1974], нами не использована. Поэтому мошность (и абсолютные массы) синхроничного слоя прибрежных осадков может быть несколько занижена. Тем не менее резкие разтичия в скоростях осадконакопления в прибрежной и пелагической частях разреза позволяют считать, что общая тенденция изменения абсолютных масс осадков при этом сохраняется.

Метод абсолютных масс, положенный в основу расчетов, впервые предложен Н.М. Страховым [1947] более 30 лет назад для выяснения особенностей седиментации в Черноморском бассейне. Согласно этому методу, для получения абсолютной массы осадка в каждом конкретном разрезе используется мошность осадочной толши и среднее значение объемного веса отложений. Искомая абсолютная масса осадка *m* вычисляется по формуле: $m = V P_{r}$ где V средний или средневзвешенный объемный вес; Р - мощность синхроничного слоя. Условно принимая, что основание разреза равно 1 см², мы выражаем подученную массу в граммах на квадратный сантиметр. Подробно метод вычисления абсолютных масс осадков на профиле описан в работе Н.М. Страхова с соавторами [1973]. Для расчетов средних объемных весов использовано разное количество анализов в зависимости от мощности колонок. В разрезах прибрежной и гемипелагической зон число определений равнялось четыремдесяти, по мере удаления в пелагиаль оно постепенно сокращалось до двухтрех в глубоководных котловинах океана. Всего в верхнем синхроничном слое осадков трансокеанского профиля выполнено 150 определений объемного веса. Результаты расчетов абсолютных масс отложений первого слоя для всех колонок приведены в табл. З. Располагая этими данными, мы рассчитали средние эначения для разных литолого-фациальных зон. Полученные числа не всегда абсолютно совпадают с ранее опубликованными [Страхов и др., 1973], что объясняется привлечением дополнительного материала. По данным табл.3 и 4 построен график распределения абсолютных масс (фиг. 15), на котором совмещены: кривая, построенная по конкретным разрезам (P_0), и кривая, На усредненной кривой мы показали также сумусредненная по зонам (Р). му биогенных компонентов (CaCO₃, SiO_{2 ам} и С_{орг}) (заштрихованная полоса). Исключив эту часть осадочного материала, можно видеть изменение на про-

				Литолог	о-фациал	ьная зона			_		
	IVB V	IVE	v	VI		IVA	Ш	n	I		
				запад	восток				••		
:	8	26	27	223	72	7	22	88	1 31	46 8	
	0,02	-	-	-	-	0,015	0,05	0,19	0,28	1	
	600	2500	62 5	3 00	600	2800	500	500	200	100	
	0,6	7,8	2,0	8,0	3, 0	2,2	1,3	5,3	3,1	5, 6	
Ľ											
			7,4	÷			1,6	6,4	3, 8	6,8	

филе абсолютной массы собственно кластического компонента осадка (кривая P₁).

Сопоставление средних абсолютных масс осадков в разных зонах западной и восточной частей профиля позволяет вскрыть закономерности распределения материала, поступающего с западной и восточной суши, в направлении от берега к пелагиали.

Как на западе, так и на востоке абсолютные массы осадочного материала максимальны в прибрежных зонах. Здесь сгружается наибольшее его количество в расчете на единицу площади дна. В гемипелагическую и переходную зоны поступает меньше осадочного вещества. Уменьшение его происходит сначала постепенно (зоны II и III). а затем резко. В пелагической области (зоны IVA и особенно IVБ) абсолютные массы уменьшаются во много раз (см. табл. 3). Эта тенденция отчетливо проступает на графике фиг. 15. Кривая усредненных абсолютных масс осадков (Р) резко прогибается в направлении от берегов к центру бассейна. Хорошо видно также, что усредненная кривая в общем повторяет кривую, построенную по конкретным разрезам (P_0), особенно в пелагической зоне. Прогнутая часть кривой соответствует общирной пелагической зоне океана. Протяженность которой на трансокеанском пересечении составляет около 7500 км.

На фоне низких абсолютных масс осадков пелагической зоны (7-8 г/см2 в зоне IVБ) фиксируется заметный их рост в зоне подводного поднятия Маркус-Неккер (26 г/см²) и вблизи Гавайского архипелага (максимально до 223 г/см²). Это увеличение проявляется локально и связано, как уже отмечалось выше, с вличнием внутреннего источника сноса. Количество отлагающегося здесь материала рассчитано весьма приближенно. Причина - в отсутствии надежной стратификации, что связано в свою очередь с крайне пестрым и изменчивым по простиранию составом осадков. Напомним, что на поднятии Маркус-Неккер тонкие красные глины чередуются с карбонатными илами и содержат выклинивающиеся прослои и скопления грубого обломочного материала (см. фиг. 12). Вблизи Гавайских островов осадки также сильно изменяются в разрезе и по простиранию и содержат значительную примесь пеплового материала (см. фиг. 14). По ориентировочным подсчетам абсолютная масса осадков вблизи Гавайских островов в среднем составляет примерно 150 г/см², что во много раз превышает средние абсолютные массы фоновых отложений зоны IVБ (см. табл. 4, фиг. 15). Важно отметить, что суммарные абсолютные массы осадков в западной части профиля в зонах



Фиг. 15. Распределение абсолютных масс осадков на профиле (г/см²) *P*₀ - кривая распределения абсолютных масс осадков, построенная по конкретным разрезам; *P* - кривая распределения абсолютных масс осадков, усред-

[_ IVA несколько выше, чем в тех же зонах на востоке (см. табл. 4, фиг.15), что отражает разную интенсивность поступления материала из питающих провинций.

Средние абсолютные массы осадков разных литолого-фациальных зон могут быть использованы как исходные данные для определения общего количества материала, отложившегося в пределах каждой зоны, что позволяет проследить ход распределения вещества на трансокеанском профиле. Для этого необходимо учесть ширину фациальных зон, поскольку общее количество осадочного материала в каждой зоне зависит как от его абсолютной массы, так и от ширины зоны. Общая масса осадка, отложившегося в пределах зоны, рассчитывается путем умножения абсолютной массы *m* на ширину зоны. Суммируя полученные значения, определяем общую массу осадка на профиле, по отношению к которой нетрудно определить долю вещества (в %), отложенного в каждой литолого-фациальной зоне. Более детально метод расчетов рассмотрен в статье H.M. Страхова с соавторами [1973].

В табл. 4 приведены два варианта расчетов приведенных абсолютных масс . осадка по зонам. В первом варианте ("реальный" профиль) были учтены абсолютные массы осадков, связанные с внутренними источниками сноса (поднятия Маркус-Неккер и Гавайское). Как видно из таблицы, на их долю приходится около 19% всего осадочного материала. Эта цифра неправомерно завышена главным образом благодаря тому, что профиль проходит по простиранию подводного поднятия Маркус-Неккер и абсолютная масса осадка, привеленная к ширине этой зоны, не отражает реальных масштабов влияния внутренних источников на осадконакопление в пределах профиля. Для количественной оценки распределения биогенно-терригенного материала по зонам в пределах профиля поэтому был сделан второй вариант расчета ("идеальный" профиль). При котором внутренняя часть пелагической области океана в границах зоны IVБ рассматривается как единое целое. Средняя абсолютная масса осадков для этой зоны принимается равной абсолютной массе осадков тех частей зоны IVБ, которые расположены западнее и восточнее поднятия Маркус-Неккер и Гавайского, т.е. 7,5 г/см². Такое допущение вполне правомерно, если учесть исключительную однородность осадков глубоководных пелагических котловин. Результаты выполненных расчетов приведены в табл. 4 и показаны на графике фиг. 15 в виде кривой абсолютных масс, приведенных по аналогии с ранее опубк ширине зон, которая фигурирует как кривая М ликованными данными [Страхов и др., 1973].



ненная по зонам (I-VI); P_1 - кривая распределения абсолютных масс кластического материала (заштрихованная полоса - содержание $CaCO_3 + SiO_{2aM}$); M - кривая распределения приведенных абсолютных масс

Максимальное количество осадочного материала на профиле отлагается в прибрежной – переходной зонах (I-III) и составляет на западе около 60%, на востоке – 17% от общей массы осадков. На окраинные части пелагичеокой области (зона IVA) приходится на западе около 15%, а на востоке около 2%. На общирных площадях пелагиали, занимающих на линии профиля около 7500 км, отлагается только около 7,4% всего осадочного материала.

Асимметричное распределение приведенных абсолютных масс осадков на профиле (60% в зонах I-III на западе и 17% в тех же зонах на востоке) связано как с величиной собственно абсолютных масс, так и с разницей в ширине прибрежной, гемипелагической и переходной зон. И то и другое отражает различия в интенсивности поставки осадочного материала с суши, максимальной на западе и минимальной на востоке (см. гл. 1). Влияние асимметрии в поставке материала улавливается также при изучении гранулометрического и вещественного состава осадков.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Особенности формирования гранулометрического и минералогического состава осадков для океана в целом рассматриваются в монографии "Тихий океан" [1970]. Перед нами стоит более конкретная задача - дать соответствующую характеристику осадков различных литолого-фациальных типов в районе трансокеанского профиля и тем самым выявить роль терригенного, аутигенного и биогенного факторов в их формировании. Эти данные позволяют воссоздать общую картину осадконакопления в исследуемом районе океана, а также имеют решающее значение для расшифровки закономерностей распределения химических элементов в донных осадках профиля.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Для характеристики гранулометрического состава осадков в Геологическом институте АН СССР было выполнено более 200 механических анализов по методика, принятой в Институте океанологии АН СССР [Петелин, 1961]. Результаты 92 анализов по первому и второму синхроничным слоям приведены в табл. 5. В большинстве проб анализировалось содержание всех фракций, включая субколлоидную. В некоторых пробах количество пелита (<0,01 мм) определялось суммарно. В ряде проб пелагических осадков западной части профиля из-за методических трудностей количество субколлоидной фракции было завышено [результаты анализов опубликованы в статье Н.А. Лисицына и др., 1973]. Выполненные для проверки повторные определения позволили внести соответствующие коррективы.

Гранулометрический состав поверхностного слоя осадков на трансокеанском профиле показан на фиг. 16. Основные его особенности распространяются на весь первый синхроничный слой, т.е. график фиг. 16 может служить основой для анализа механического состава осадков этого слоя. Прибрежные вулканотерригенные и биогенно-терригенные осадки шельфа и континентального склона (зона I) в целом характеризуются высовим содержанием лесчаного и алевритового материала и низкой его сортировкой. Распределение этого материала неравномерное. В осадках западной части профиля количество песчаных зерен колеблется от 0,3-0,8 до 53%, а в отдельных разрезах (ст. 6161) не опускается ниже 45%. Содержание алеврита составляет 10-35%, пелита - 15-74%. Козффициент сортировки 2,3-10,4. На востоке количество песчаного материала несколько меньше и составляет 1-6%, достигая 33% в отдельных прослоях. Алевритовые частицы присутствуют в количестве 14-45%, содержание пелита 48-80%. Коэффициент сортировки прибрежных осадков на востоке изменяется в разных разрезах от 2,7 до 11. В прибрежной зоне присутствуют, таким образом, все гранулометрические классы осадков, однако на западе в целом осадки более грубые. Среди них широко распространены плохо сортированные пески (М = 0,11-0,4). Медианный диаметр всех разновидностей осадков колеблется от 0,002 до 0,4 мм. В восточной части профиля главная роль принадлежит средним и крупным пелитам, а также алевритам ($M_d = 0,001-0,01$ мм).

Гемипелагические глинистые, слабокремнистые и слабоизвестковистые илы (зона II) состоят из более тонкого материала и относятся главным образом к средним пелитам с отдельными прослоями крупного пелита и алеврита. Примесь песчаного материала составляет, как правило, единицы процента, в отдельных образцах до 11%. Содержание алевритовой фракции 6-78%, пелитовой - 20-94%. Сортировка осадков низкая - S₀ = 2,1-4,6. На западе осадки несколько грубее (M_d = 0,0015-0,018 мм), чем на востоке (M_d = 0,0012-0,005 мм).

Таблица 5

Гранулометрический состав донных осадков

Лито-		Син-	Син-			Сод	тержание фракци	ut, %			_
лого— фациаль— ный тип (зона)	Станция	хро- ный слой	Глубина, см	>1,0 мм	1,0-0,1 мм	0,1 - 0,01 мм	0,01-0,001 MM	<0,001 MM	М _д , мм	so	ский класс
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	6158	1	0_5	1	15.6	27.7	26.5	30.2	0.006	8.6	Крупный пелит
	0100	-	15_20	_	19.8	34.4	21.4	24.4	0.014	6.6	Алеврит
			30-35	_	19.9	25.9	26.3	27.9	0.007	9.3	Крупный лелит
			52-62	_	2.2	33.9	31.0	32.9	0.005	6.3	Тоже
			110-120	_	0.8	34.0	31.1	34 1	0.004	6.3	Средний пелит
Ŧ			170-177	_	1.0	29.6	34.7	34.7	0.003	5.7	Тоже
-			238-250	-	0.3	35.6	29.3	34.8	0.004	6.6	,
			265-280	-	0,8	31,6	31,1	36,5	0,002	6,6	•
		II	340-360		0.7	24,9	33,3	41,1	0,002	4,9	Средний пелит
			410-425	-	3,1	25,2	32,9	38,8	0,002	5,3	To rice
			435-450	-	52,0	12,8	17,0	18,2	0,11	10,4	Песок
-	6159	1	0-5	-	61,3	9,6	10,3	18,8	0,25	10,2	•
-	6160	I	0-5	_	46,0	28,4	9,6	16,0	0,07	8,5	Алеврит
•	6161	I	0-5	9,4	52,9	15,8	13,4	8,5	0,21	5,7	Песок
			40-70	3,5	48,3	18,0	13,1	17,1	0,11	9,4	•
			100-130	2,5	53,2	20,7	8,6	15,0	0,12	5,7	•
			190-207	2,7	51,6	20,4	12,9	12,4	0,12	6,1	•
			207-230	5,6	46,6	24,4	12,9	10,5	0,12	4,6	•
			230-270	6,8	51,8	24,4	7,7	9,3	0,16	5,0	•
I			270-300	9,5	50,8	23,0	8,2	8,5	0,16	4,4	*
		II	345-367	12,3	46,6	30,1	3,9	7,1	0,16	4,3	
			367-390	6,9	56,6	21,9	6,3	8,3	0,17	4,3	
			419-425	12.5	64.4	10.3	6,9	5,9	0,26	2,3	•

			515-538 590-610 720-760	5,5 7,5 7,9	57,1 61,1 70,6	16,8 15,6 13,6	6,7 13,7 3,1	13,9 2,1 4 ,8	0,2 0,3 0,4	5,2 3,4 2,3	• • •
I	668	1	0-2 2-5	0,1	2,4 5,6	22,0 45,6	50,4 30,0	25,2 18,7	0,007 0,01	3,1 3,6	Крупный пелит Алеврит
	670	I	0-2 95-108 200-214	- Сл.	1,0 4,9 33,5	22,4 14,9 13,6	49,9 51,6 36,2	26,7 28,6 16,7	0,003 0,002 0,009	3,1 2,7 11	Средний пелит То же Крупный пелит
	6162	I	0-5	-	3,3	22,3		74,4	-	-	Пелит
	6163	1	1-5 40-60 145-160 195-200 200-215 230-240	- - Сл. -	1,4 0,2 0,1 3,4 0,5 0,5	18,0 6,9 6,9 77,9 31,4 67,8	51,0 61,0 10,7 41,6 21,1	80,6 41,9 32,0 8,1 26,5 10,6	0,0015 0,002 0,03 0,002 0,018	3,3 3,0 2,1 2,7 2,8	Средний пелит То же Алеврит Средний пелит Алеврит
II		II	310 - 330 400 - 415	Сл.	0,1 Сл.	6,2 12,6	50,0	93,7 37,4	0,002	2,8	Пелит Средний пелит
	6164	I	0-10	-	1,9	30,9		67,2	-	-	Пелит
	6165	I	0-5	Сл.	10,6	18,3		71,1	_	-	*
	6166	I	0-5	_	2,0	29,1		68,9	-	-	•
	671	I	0 5 50 - 60 160 - 170	- Сл.	6,4 0,2 0,4	27,8 11,0 10,3	39,2 50,4 52,0	26,6 38,4 37,3	0,005 0,0012 0,0016	4,6 2,1 2,5	Крупный пелит Средний пелит То же
		II	290_300	-	0,2	10,2	52,0	37,6	0,0016	2,5	
III	6167	I	0-10 10-25 80-85 167-173		0,6 0,5 14,9 36,7	17,9 17,0 23,7 37,3	67,4 37,5 28,0 14,3	14,1 45,0 33,4 11,7	0,004 0,0015 0,004 0,046	2,6 4,6 8,9 4,9	Алеврит
		Ĩ	225-235	-	3,4	17,7	31,8	47,1	0,0013	5,2	Средний пелит

Таблица 5 (окончание)

Лато-	· · · · · · ·	Син-				Содер	жанне фракций	, %		•			
лого- фациаль- ный тип (зона)	Станция	хро- танция нич- ный слой	хро- ня нич- ный слой	хро- ганция нич- ный слой	Глубина, см	>1,0 мм	1,0 -0, 1 мм	0,1-0,01 MM	0,01-0,001 MM	< 0,001 мм	М _d , мм	s ₀	Гранулометриче- ский класс
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
	6168	1	0-2	-	1,8	33,6	47,3	17,3	0,0053	3,1	Крупный пелит		
	6171	I	0-2	-	0,4	10,3	8	39,3	-	-	Пелит		
Ш	673	I	2 - 5 60 -7 0	0,03 -	1,17 0,6	28,9 13,6	38,5 45,3	31,4 40,5	0,004 0,0014	4,6 2,7	Средний пелит То же		
	- <u></u>	II	190-200	-	2,5	13,1	34,7	49,7	0,001	3,1	,		
	674	I	2–5	0,02	2,68	22,9	40,3	34,1	0,005	3,1	Крупный пелит		
	655	1	0-2 50-60	0,5	10,5 32,5	5,5 46,6	45,0 2	38,9 0,4	0,0015	2,4	Средний пелит Пелит		
		11	90-100	0,03	30,52	44,05	2	5,40	-	-			
IVA	6172 36 25 *	I I	0 - 5 0 - 2		6,4 0,2	12,3 7,9	8 9	1,3 1,9	-	-			
	653	I	0-5		Сл.	10,8	51,2	38	0,0015	2,2	Средний пелит		
··.	675	I	0_5	-	0,3	10,1	46,8	42,8	0,0011	2,2	То же		
			15-20	~	0,2	7,7	48,7	43,4	0,0011	2,2	-		
	6175	I	0-2	-	0,1	6,7	47,8	45,4	0,0012	2,0			
	617 6	I	0-2	-	0,1	· 7,5	46,6	45,8	0,0012	2,0			
IVB	615	I	0_3		0,1	5,1	52,8	42,0	0,0012	2,0	*		
		11	15-20		Сл.	5,1	46,1	48,8	0,001	1,8			
	643	Ī	2-5		1,0	4,8	50,2	44,0	0,001	1,6	•		

',

	647	I	0_2	Сл.	1,2	16,2		83,8	-	-	Пелит
	649	I	0-2	,	0,2	8,6	52,2	39,2	0,0011	2	Средний пелит
	4285*	I	0-2		0,2	9,3	57,6	33,1	0,0011	2	То же
	611 ·	I	0_3	-	10,0	4,3	45,0	40,7	0,0012	2,6	
v		11	20-25 47,50 116-126	- 15,1 0,06	0,4 14,2 0,84	5,4 17,4 5,5	54,4 14,4 49,6	39,8 38,8 44,0	0,0012 0,006 0,0012	1,9 2,4 2	, Крупный пелит Средний пелит
	4331*	I	0-20	-	18,9	28,2	27,5	25,4	0,0019	7	То же
	613	Ī	0-2	-	0,5	12,5	49,0	38,0	0,0014	2,2	Крупный пелит
	3784*	I	0,2	-	Сл.	15,7		84,3		-	Пелит
	626 .	I	0 _5 5 _ 10	0,2	- Сл.	25,1 16,6	43,8	30,9 83,4	0,004	4,1 -	Средний пелит Пелит
	627	I	65-70		,	13,8	63,1	23,1	0,0016	2	Средний пелит
		II	245-255			12,4	66,5	21,1	0,0014	2	То же
VI	628	I	0-2 120-130	- ·	0,3 3,5	16,4 31,9	45,8 42,3	37,5 22,3	0,0015 0,0045	2,5 2	• •
	686	I	0_2	-	34,0	25,0	28,0	13,0	0,012	2,6	Алеврит
	641	I	0 -5 5 - 10 30 - 40	-	1,2 0,7 0,7	48,8 44,1 18,2	30,6 55 60,5	19,4 5,2 20,6	ò,01 0,0025	3 2,4	Пелит Средний пелит
	- 678	I	2-5	-	0,7	41,1	38,5	19,7	0,007	3,2	Крупный пелит

.

~

-

*Станции НИС "Витязь" [Тихий океан, 1970].



Фиг. 16. Гранулометрический состав поверхностного слоя осадков (%) $I \rightarrow 1$ мм; 2 - 1 - 0,1 мм; 3 - 0,1 - 0,01 мм; 4 - 0,01 - 0,001 мм; 5 - <0,001 мм. Звездочка означает, что данные заимствованы из монографии "Тихий океан" [1970]

Для глин переходного типа (зона III) характерны пестрый гранулометрический состав, низкая степень сортировки и существенная примесь песчано-алевритового материала. Содержание песчаных зерен, как правило, составляет 0,5-3,5%, а в отдельных прослоях возрастает до 30 и даже 37%. Количество алевритовой примеси равно 10-30%, повышаясь до 46% в единичных образцах (ст. 655). Преобладающей фракцией является пелитовая. Содержание ее устойчиво сохраняется на уровне 70-90% и заметно понижается только в отдельных образцах. Содержание субколлоидного материала в переходных осадках колеблется в широких пределах – от 12 до 40%, возрастая в отдельных прослоях до 45-49%. М_д на западе составляет 0,0013-0,0052 мм, на востоке 0,001-0,005 мм. S₀ равен 2,4-3,1; максимальные его значения: на востоке i,6, на западе 8,9.

Наиболее тонкие и однородные осадки океана – пелагические красные глины глубоководных котловин (зона IV) – на 80-94% состоят из пелитового материала. В периферических частях впадин (IVA) они содержат 38-43% субколлоидной фракции. Песчаный материал практически отсутствует, алевритовая примесь составляет 7,7-12,3% и состоит в основном из частиц вулканического пепла и в меньшей степени цеолитов. М_д равен 0,0011-0,0015 мм, $S_0 = 2,2$. В центральных частях глубоководных котловин (зона IVB) осадки становятся еще более тонкими. Это выражается в повышении роли субколлоидного материала, который составляет обычно более 40% осадка (42-48%) и редко понижается до 33-39%. Количество алевритовой примеси (цеолиты и Fe-Mn микроконкреции), как правило, 5-9%, песчаной – следы, до 1,2%. M_d этих осадков минимальный и почти постоянный, он равняется 0,001-0,0012 мм. $S_0 = 1,6-2,0.$

Пелагические осадки в районах подводных поднятий (зона V) теряют свою однородность и обогащаются грубым материалом. Для них характерны также пестрый гранулометрический состав и резко различная степень сортировки в разных разрезах и пачках одного и того же разреза. Песчано-алевритовые прослои содержат до 15% крупнозернистого песка, 15-19% мелкозернистого и 4-28% алеврита. Содержание пелитового материала колеблется в широких пределах: от 53% в грубых прослоях до 94% в тонких; соответственно изменяется и количество субколлоидной фракции: от 25% в редких прослоях до 38-44% в главной массе осадка. Медианный диаметр колеблется от 0,0012 до 0,006 мм, коэффициенты сортировки изменяются в широких пределах: от 1,9-



2 в однородных илах до 24 в прослоях, обогащенных песчано-алевритовым материалом.

Осадки Гавайского архипелага (зона VI) также относительно грубые и характеризуются пестрым гранулометрическим составом. Содержание песчаной фракции в них незначительно и составляет доли процента, возрастая до 34% в единичных образцах. Алевритовая фракция устойчиво присутствует во всех разрезах в количестве 12-49%. На долю пелитового материала приходится от 41 до 87%. Количество субколлоидной фракции меняется от 13 до 37%. М_d колеблется в широких пределах от 0,0014 до 0,12 мм, отражая пестрый гранулометрический состав осадков. S₀ варьирует от 2-2,5 до 4,1.

Анализ основных показателей гранулометрического состава разных литолого-фациальных типов осадков, распространенных в районе трансокеанского профиля, выявляет основную тенденцию к постепенному измельчению материала и повышению степени его сортировки в направлении от берега к пелагиали, выражающуюся в смене плохо отсортированных прибрежных песчано-алевритовых и глинистых илов тонкими однородными глинистыми илами глубоководных котловин. Характерно, что эта смена происходит не плавно и нарушается в прибрежной и гемипелагической зонах многократными изменениями гранулометрического состава на коротких расстояниях. Так, в зоне I в поверхностном слое пески ст. 6159 с Md = 0,25 мм сменяются крупными пелитами с Md = = 0,0064 мм (ст. 6158), а затем алевритами с Md = 0,07 мм (ст. 6160) и вновь песками с M_d = 0,21 (см. табл. 5). В зоне II колебания значительно меньше и выражаются в чередовании средних и крупных пелитов. Любопытно, что в III зоне, еще более удаленной от берегов, для осадков, переходных к типичным пелагическим, характерно новое погрубение материала вплоть до появления алевритовых прослоев, что связано с обогащением осадков этой зоны пирокластикой. Степень их сортировки ухудшается. Однородный гранулометрический состав наблюдается только в пределах глубоководных котловин пелагической зоны океана.

Причины изменений механического состава осадков в прибрежной зоне очевидны. Они обусловлены особенностями рельефа шельфа и континентального склона, неустойчивым гидродинамическим режимом, локальным перемыванием только что отложенного осадка с выносом тонких частиц и накоплением более грубых, а также с неравномерным распределением биогенного материала и аутигенного глауконита. Причиной погрубения переходных осадков является существенное обогащение их пирокластическим материалом, максимально концентрирующимся именно в этой зоне. Эоловый разнос пирокластических частиц накладывается на процесс фракционирования терригенного материала по мере удаления от питающей провинции суши.

Внутри пелагической зоны океана осадки подводных поднятий (зона V) и архипелагов островов (зона VI) резко отличны от осадков глубоководных котловин. Характерные для поднятых участков пестрый гранулометрический состав, изменяющийся по простиранию и в разрезе, слабая сортировка отражают влияние внутреннего источника сноса и связаны с переотложением базальтов, а вблизи Гавайского архипелага с обогащением осадков пирокластическим и биогенным материалом.

Гранулометрический состав осадков на трансокеанском профиле, как и во многих других областях океана, определяется прежде всего фракционированием терригенного материала по мере удаления от берега. На этот процесс накладывается влияние биогенного и вулканогенного факторов, а также аутигенного минералообразования. Особенности гранулометрического состава осадков в районе трансокеанского профиля, выявленные для I синхроничного слоя, прослеживаются также во II синхроничном слое (см. табл. 5) и в более глубоких горизонтах разреза, т.е. отвечающих периоду 200–250 тыс. лет, а в пелагиали вплоть до низов палеогена.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ФРАКЦИЙ

Минералогический состав осадков изучался в прозрачных шлифах и иммерсионных препаратах, при этом просматривались мелкопесчаная и алевритовая фракции, предварительно разделенные на тяжелую и легкую подфракции. Изучено более 600 шлифов и определены количественные соотношения зерен в 30 препаратах. Для сравнения привлекались литературные данные по минералогии осадков северной части Тихого океана [Петелин, Алексина, 1970].

В прибрежных осадках западной части профиля преобладающими компонентами легкой подфракции песчано-алевритовых фракций являются обломки пемзы андезитовых и других пород, плагиоклаз, бесцветное вулканическое стекло и остатки кремневых организмов. Тяжелая подфракция, как правило, практически целиком состоит из моноклинных ромбических пироксенов и магнетита. Обломки пород и пемза преобладают в песчаной фракции. В составе алевритовой фракции главная роль принадлежит плагиоклазам (20-30%), вулканическое стекло составляет 10-20%, остальное приходится на кварц (несколько процентов), обломки пород и пемзы, а также кремневые и в меньшей степени карбонатные организмы. В составе тяжелой подфракции количество пироксенов достигает 70-80%. Моноклинные и ромбические пироксены присутствуют примерно в равных соотношениях. Содержание зерен магнетита составляет 20% и более. Присутствует небольшая примесь аутигенного глауконита, достигающая в отдельных прослоях 10-20%. В целом для западной части профиля характерен однообразный комплекс аллотигенных минералов. ограниченный минеральными компонентами андезитовых пород. На востоке комплекс аллотигенных минералов значительно более разнообразный. Легкая подфракция песчано-алевритовой фракции состоит из обломков разнообразных пород (осадочных, метаморфических, вулканических и трудноопределимых зерен), которые в сумме составляют до 50%. Плагиоклазы в песчаной фракции присутствуют в количестве 5-10%, в алевритовой - 20-40%; кварц в песчаной фракции составляет около 5%, в алевритовой – до 15%. Бесцветные вул-. канические стекла определены как в песчаной (10-15%), так и в алевритовой (около 5%) фракциях. Остальная часть легкой подфракции сложена остатками кремневых и карбонатных организмов, встречаются зубы и кости рыб,

а также глауконит. Набор минералов тяжелой подфракции песчано-алевритовой размерности включает рудные минералы, преимущественно магнетит (до 40%), а также аутигенный пирит (до 15%), пироксены (авгит) (10-15%), эпидотцоизит (3-7%), роговые обманки (3-10%), циркон (1-5%), а также единичные проценты (или отдельные зерна) граната, апатита, гиперстена, сфена, турмалина, базальтической роговой обманки, ставролита, пикотита, брукита. В тяжелой подфракции встречается аутигенный глауконит, составляющий до 10% песчаных зерен. Минеральные зерна и обломки пород часто несут следы выветривания на суше (пелитизация плагиоклаза, окисление магнетита и др.).

В пелагической зоне комплексы аллотигенных минералов практически те же, что и в прибрежной. Однако общее их содержание сокращается, несколько изменяются количественные соотношения, уменьшаются размеры зерен преимущественно до мелкого алеврита. В осадках гемипелагической зоны заметно увеличивается примесь кислой пирокластики (до 50% легкой подфракции) и возрастает роль биогенного материала.

В прибрежной и гемипелагической зонах как в западной, так и в восточной частях профиля состав терригенного материала отражает состав питающих провинций. На западе это комплекс минералов андезитовых пород, на востоке, помимо андезитов, большую роль в формировании состава осадков играют кислые породы батолитового пояса.

В осадках переходной зоны количество аллотигенных минералов в составе алевритовой примеси ничтожно и основной объем материала приходится на долю пирокластики, которая представлена главным образом вулканическими стеклами риолит-дацитового ряда. Содержание остатков кремневых организмов также заметно уменьшается. В западной части профиля примесь пирокластических частиц составляет около 20% песчано-алевритовых фракций, а в обогащенных прослоях и пачках - до 50-70%. В легкой подфракции песка и алеврита присутствует около 10-15% скелетов кремневых организмов, а также 1-5% золового кварца и полевых шпатов. Содержание тяжелой подфракции крайне мало, в ее составе присутствуют магнетит и пироксены.

В восточной части профиля картина несколько иная. Если на западе набор терригенных минералов переходной зоны аналогичен их ассоциации в гемипелагических и прибрежных осадках, то на востоке комплекс аллотигенных минералов и их типоморфные особенности специфичны именно для этой зоны. Тяжелая подфракция песка и алеврита состоит в основном из магнетита и титаномагнетита, которые в сумме составляют в песчаной фракции до 80%, в алевритовой – до 50%. Прозрачные минералы представлены моноклинными пироксенами - авгитом, который составляет до 40% алевритовой фракции, и гиперстеном - около 10%. Среди авгитовых зерен встречаются буровато-фиолетовые кристаллы титан-авгита. Пироксены, как правило, идиоморфны, с четкими кристаллографическими очертаниями, часто с остатками стекловатой основной массы. Встречаются характерные для базальтов гиперстен-авгитовые двойники. Кроме этих основных компонентов, в алевритовой фракции присутствуют роговая обманка (до 3-5%), а также единичные зерна циркона, эпидота, ставролита, граната, биотита. Легкая подфракция представлена в основном пирокластическим материалом (до 30% бесцветного стекла) и остатками кремневых организмов, широко развита также примесь плагиоклазов (до 30%) и эолового кварца (до 10-20%).

Если в переходных осадках западной части профиля ощущается влияние единой береговой питающей провинции андезитовой зоны, то на востоке, помимо сноса с берегов, осадочный материал поступает за счет внутреннего океанического источника – с подводных гор и островов (архипелаг Ревилья-Хихедо), что выражается в присутствии специфического комплекса минералов, характерных для океанических базальтов, и подтверждается их типоморфными особенностями (идиоморфность кристаллов, отсутствие следов выветривания и др.). Для осадков переходной зоны, как в западной, так и в восточной частях про-

51

филя, характерно существенное обогащение их пирокластыческим материалом, представленным бесцветными стеклами риолит-дацитового ряда.

В осадках глубоководных котловин пелагической зоны терригенные минералы в песчаной и алевритовой фракциях практически отсутствуют. Эти фракции состоят из пирокластического и эолового материала - вулканических стекол. кварца, полевых шпатов, а также аутигенных минералов (цеолиты, Fe-Mn микроконкреции). В незначительных количествах встречаются биогенные остатки (зубы и кости рыб, обломки кремневых организмов), а также космические шарики. В составе песчано-алевритовой фракции в районе подводных поднятий и островов пелагической зоны преобладают продукты переотложения океанических базальтов. Основными минералами тяжелой подфракции на поднятии Маркус-Уэйк в районе Гавайского архипелага являются магнетит и моноклинные пироксены, которые в сумме составляют 100%. Соотношения этих минералов колеблются в зависимости от близости к источнику сноса. Содержания магнетита изменяются от 30 до 80%, авгита - от 20 до 60%. В качестве примеси (иногда до 20%) присутствуют обломки базальта, а также единичные зерна оливина, иддингсита и ромбических пироксенов. Характерно присутствие как совершенно свежих. так и в разной степени выветрелых зерен. Свежие обломки, как правило, преобладают. В составе легкой подфракции главную роль играет биогенный материал, преимущественно карбонатный (фораминиферы, кокколитофориды, реже кремневые организмы, встречается костный фосфат). Почти повсеместно наблюдается небольшая примесь эолового кварца и полевых шпатов. Широко распространен пирокластический материал, представленный в основном вулканическими стеклами разного состава. Кислые бесцветные стекла присутствуют повсеместно в виде небольшой примеси. Содержание их в составе песчаной и алевритовой фракций выражается первыми процентами. В районе Гавайского архипедага широко развиты вулканические стекла основного состава. В осадках ст. 641 и 686 они составляют основную массу грубого материала. Содержание их в отдельных образцах песчаной или алевритовой фракций достигает 80%.

Изменения ассоциаций аллотигенных минералов во всех литолого-фациальных зонах отражают влияние разных источников сноса на формирование осадков профиля. Для выявления масштабов этого влияния большое значение имеет также дальность их распространения. Доминирующую роль в формировании осадков играет поступление терригенного материала из береговых питающих провинций. Главная его масса сгружается на шельфе и береговых питающих провинций. Главная его масса сгружается на шельфе и береговом склоне в прибрежной и в меньшей степени гемипелагической зонах. Дальность разноса аллотигенного песчано-алевритового материала на западе составляет примерно 1000 км, на востоке она значительно меньше и ограничивается полосой в 300-350 км. Разная ширина зон распространения этого материала связана как с более интенсивным его поступлением с Азиатского континента по сравнению с выносом из прибрежных областей Северной Америки, так и с более активным гидродинамическим режимом у западных берегов.

Влияние внутриокеанических источников локально. Основная масса обломочного материала, поступающего с поднятия Маркус-Уэйк (Центрально-Тихоокеанские горы), отлагается в межгорных впадинах и в непосредственной близости от этих гор. Однако присутствие переотложенного материала базальтов в виде обломков и отдельных минеральных зерен фиксируется в осадках на расстоянии 300-500 км к западу и 250-300 км к востоку от поднятия.

Основная масса обломков, поступающих с Гавайских островов, отлагается в зоне распространения прибрежных мелководных обломочно-карбонатных илов, ширина которой составляет 100-300 км. Обломки и минералы базальта в количестве до 5% встречены в осадках на расстоянии до 500 км от островов.

Отдельные очаги распространения обломочного материала базальтов наблюдаются в непосредственной близости от островов Ревилья-Хихедо.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Вопросы, касающиеся характера распределения и генезиса глинистых минералов в осадках Мирового океана, освещены в многочисленных работах советских и зарубежных исследователей. К их числу относятся статьи М.А. Ратеева с соавторами [1966], З.Н. Горбуновой [1970, 1975], Н.С. Скорняковой и пр. [1971], Оинума, Кобайяши и Судо [Oinuma e.a., 1959; Oinuma, Kobayashi, 1966], Гриффина и Гольдберга [Griffin, Goldberg, 1963], Бискайя [Biscave. 1964], Гриффина, Уиндома и Гольдберга [Griffin e.a., 1968]. По данным этих авторов, преобладающая роль в происхождении глинистых минералов в осадках Мирового океана принадлежит терригенному сносу, а аутигенные глинистые минералы (преимущественно монтмориллониты) имеют подчиненное значение. Недавно высказана принципиально иная точка зрения на происхождение глин, согласно которой их терригенная составляющая весьма незначительна. В качестве основного глинистого минерала донных отложений в океане рассматривается специфический аутигенный ферримонтмориллонит, являющийся продуктом гальмиролитического разложения толеитовых базальтов дна [Муравьев, 1974: Коссовская и др., 1975]. Другими словами, несмотря на большой интерес к проблеме распространения и происхождения океанических глин и значительный объем проведенных исследовений, до сих пор нет единого мнения о генезисе глинистых минералов и источниках их формирования. В связи с этим необходимы привлечение новых фактов и проведение углубленных исслелований состава, особенностей и характера распределения глинистых минералов в различных областях Мирового океана.

В настоящей главе приводятся результаты изучения глинистых минералов в разных литолого-фациальных типах осадков на профиле через Тихий океан. Минералогический состав и структура глинистых минералов исследовались во фракции < 0,001 мм рентгенодифрактометрическим, дериватографическим, химическим и ИК-спектографическим методами. Анализы выполнены в лабораториях Геологического института АН СССР и Почвенного института им. В.В.Докучаева ВАСХНИЛ. Методы исследований подробно описаны в статье Н.А.Лисицыной и др. [1973]. Всего на профиле изучено 48 колонок мощностью от 128 до 860 см. Выделено 120 фракций <0.001 мм. из них 48 из поверхностного слоя и 72 из глубинных проб. В выделенных фракциях обнаружен следующий комплекс глинистых минералов и смешаннослойных образований: монтмориллонит и смешаннослойные образования с высоким содержанием монтмориллонитовых пакетов, гидрослюды, хлорит, каолинит, каолинит-смектитовые и хлорит-смектитовые смешаннослойные образования, слабо окристаллизованный смектит, ферримонтмориллонит. Помимо слоистых силикатов, во фракции <0,001 мм встречаются кварц, полевые шпаты, а также карбонаты и клиноптилолит.

Монтмориллонит и смешаннослойные образования с высоким содержанием монтмориллонитовых пакетов имеют широкое распространение в осадках профиля. Они идентифицированы по рефлексу с d = 14,5-15,5 Å в воздушно-сухом состоянии, отражению в пределах 16,9-18,0 Å на рентгенодифрактограммах образцов, насыщенных этиленгликолем, по смещению дифракционного максимума, соответствующего этим рефлексам, к 10 Å (совпадает с d 001 гидрослюды) после прокаливания (фиг. 17,1). О природе смешаннослойных образований можно судить по следующим показателям: смещение дифракционного максимума на рентгенодифрактограммах с этиленгликолем за значение d = 1= 16,9 Å можно рассматривать как результат взаимодействия первого базального рефлекса собственно монтмориллонита и двух слюдистых пакетов в смещаннослойных слюда-монтмориллонитовых неупорядоченных образованиях. На присутствие таких образований указывают также отражения с d > 10, но < 14-15 А в воздушно-сухом состоянии и отсутствие сколько-нибудь четкого рефлекса от (002) даже в образцах с высоким содержанием монтмориллонита. Тот факт, что после обработки образцов соляной кислотой интенсивность ба-



Фиг. 17. Рентгенодифрактограммы фракции <0,001 мм осадков профиля Образцы: *a* - воздушно-сухие, *б* - насыщенные этиленгликолем, *в* - прокаленные при 300°С, *i* - прокаленные при 550°С, *д* - насыщенные литием, прокаленные при 300°С, насыщенные глицерином, *е* - область *d*₀₆₀

зальных рефлексов при 14-15,5 Å резко уменьшается, свидетельствует об их принадлежности не только к собственно монтмориллониту, но и к триоктаэдрическим смещаннослойным хлорит-монтмориллонитовым образованиям с высоким (> 50%) содержанием монтмориллонитовых межслоевых промежутков.

Гидрослюды распространены в осадках профиля повсеместно и идентифицированы по отражениям, образующим целочисленную серию базальных рефлексов, кратную 10 Å, во всех состояниях образца: воздушно-сухом, с этиленгликолем, после прокаливания (см. фиг. 17,2). По отношению интенсивностей фиг. 18. ИК-спектры поглошения фракции < 0,001 мм

базалыных рефлексов от (002) к интенсивностям дифракционных максимумов, соответствующих (001) и (003), а также по наличию широкого рефлекса на порошкограммах с d = 1,505 Å, что соответствует (060) слюд-гидрослюд, трехэтажная структурная основа минерала является диоктаэдрической железисто-алюминиевой.

По данным электронографических исследований пелитовой фракции, проведенных Н.Ю. Цейтлиным (Дальневосточный геологический институт) в 18 образцах из поверхностного слоя осадков, гидрослюды относятся к полиморфным модификациям 1М и 2M₁.



Охарактеризованные выше гидрослюда и монтмориллонит, а также родственные им смешаннослойные образования являются, как увидим ниже, основным компонентом глинистого вещества фракции <0,001 мм. По ИК-спектрам поглощения (фиг. 18) структурную основу их составляют существенно алюминиевые диоктаэдрические силикатные слои. Присутствие слоев очевидно из полос поглощения при 435, 475 и 535 см-1, соответствующих колебаниям групп Si=0, Si=0-Al (Mg). Полоса поглощения 3630 см-1 отвечает велентным колебаниям свободных молекул воды, а полоса при 1640 см-1 – деформационным их колебаниям. Все полосы характерны для структур типа иллитов и бейделлит-нонтронитов. Дериватографически фиксируется широкий (иногда с двумя максимумами) эндотермический среднетемпературный эффект удаления гидроксильной воды при небольшом высокотемпературный эффект удаления ного удаления (OH) группы. Это свидетельствует о преобладании диоктаэдрических структур гидрослюдисто-монтмориллонитового ряда с высоким содержанием алюминия и железа в октаэдрических позициях.

Хлорит и каолинит в осадках профиля присутствуют повсеместно в видепримеси к основным компонентам глинистого вещества.

Хлорит на рентгенодифрактограммах в воздушно-сухом состоянии и с этиленгликолем образует интегральную последовательность рефлексов, кратную 14,1-14,2 Å. По отношениям интенсивностей базальных рефлексов от (003) к интенсивностям от (002) и (004), а также по наличию на порошкограммах рефлекса с d = 1,53-1,54 Å, отвечающего (060) хлоритов, минерал является триоктаздрическим. Это подтверждается растворением его в 10%-ной HCl. По отношениям интенсивностей от (001) к (002) и (003) он принадлежит к железисто-магнезиальным разностям. Поскольку после прокаливания значение d рефлекса от (001) уменьшается до 13,9-13,8 Å, часть одноэтажных прослоек минерала дефектна. Наличие плавного спада интенсивностей со стороны отражений больших углов или слабых рефлексов в интервале 12-13 Å дает основание сделать заключение, что в небольшой части кристаллов имеются уже вермикулитовые или монтмориллонитовые промежутки. Содержание последних иногда составляет 30-40%. Дериватографически хлорит идентифицируется по слабому эндотермическому эффекту, связанному с потерей (OH) групп бруситового слоя, при 650-700°С. На ИК-спектрах достоверно не фиксируется.

Каолинит на рентгенодифрактограммах образцов, обработанных HCl, а затем по методу Хашимото, Джексона [Hashimozo, Jackson, 1960], видны рефлексы с d = 7.2 и 3,58 Å. Они принадлежат каолиниту. Присутствие каолинита устанавливается и по ИК-спектрам фракций, на которых имеется очень слабая полоса при 3710 см⁻¹ (см. фиг. 18).

Каолинит-смектитовые смешаннослойные образования обнаружены в виде небольшой, но постоянной примеси в прибрежных осадках восточной части профиля как в поверхностных, так и в глубинных пробах. На рентгенодифрактограммах воздушно-сухих препаратов имеются два широких асимметричных максимума: с d = 7, 1-7, 3 и 3,55 Å (см. фиг. 17,3). После насыщения этиленгликолем, а также после прокаливания при 300°С значения практически не изменяются. Рефлексы исчезают лишь при прокаливании препаратов при 500°С. Полученные характеристики, по данным Б.А. Сахарова и В.А. Дрица [Sakharov, Dritz, 1973], свойственны неупорядоченным смешаннослойным каолинит-монтмориллонитовым образованиям.

Судя по значениям *d*, соотношение монтмориллонитовых и каолинитовых пакетов в изученных нами образованиях примерно равно 0,2:0,8.

Хлорит-смектитовые смешаннослойные образования обнаружены в глинистой составляющей осадков ст. 627 к западу от Гавайских островов и на ст. 668 у мексиканского побережья. На рентгенодифрактограммах образцов на ст. 627 в воздушно-сухом состоянии имеются острые дифракционные пики, значения *d* которых образуют последовательность, близкую, но не аналогичную целочис-ленной. С этиленгликолем фиксируются рефлексы при 16,7 и 14,9 Å, а также при 8 и 7,1 Å. Подобно этому после прокаливания наблюдаются два рефлекса: 13,5 и 10,2 Å. Обращает на себя внимание наличие площадк между этими рефлексами. Значение *d*₀₆₀ на порошкограмме 1,528 Å (см. фиг. 17, *4*). Перечисленные признаки позволяют считать, что имеется система двух хлорит-монтмориллонитовых образований. В одном из них преобладают пакеты хлоритового типа, в другом – монтмориллонитового.

В осадках ст. 668 на рентгенодифрактограммах образцов, обработанных этиленгликолем, d = 16,3 Å, что свидетельствует о преобладании в структуре минерала монтмориллонитовых пакетов (см. фиг. 17,5). Судя по характеру дифракционного спектра в области значений рефлексов от (060), минерал относится к триоктаэдрическим разностям хлорит-монтмориллонитов.

Слабо окристаллизованный смектит – так условно мы назвали минерал, развитый в поверхностном слое осадков вблизи Гавайских островов (ст. 641, 686), – в воздушно-сухом состоянии дает рентгенодифрактограмму с широким базальным рефлексом, максимум которого имеет d = 13-14 Å. Интенсивность рефлекса низкая. Другие базальные рефлексы не фиксируются. С этилентликолем дифракционный пик имеет d = 17-18 Å, его вершина острая, основание широкое (см. фиг. 17, 6).

Подобные образования с близкими дифракционными характеристиками из осадков Тихого океана описаны И.В.Хворовой и др. [1974], а также В.И.Муравьевым [1974].

Ферримонтмориллонит обнаружен нами в восточной части профиля в осадках ст. 655 [Бутузова и др., 1976]. По данным рентгенодифрактометрии он имеет все структурные признаки смектитов (см. фиг. 17, 7). Как показывает реакция на Li + 300°C с глицерином, значительная часть смектитового материала является собственно монтмориллонитом. Другая его часть представлена смектитом с высоким изоморфным замещением Si на Al в тетраэдрических сетках типа нонтронит-бейделлитов. На порошковых рентгенограммах имеется линия d_{060} , равная 1,505 Å, характерная для диоктаэдрических смектитов. Согласно графикам зависимости между значением d_{060} и содержанием железа в октаэдрических слоях, количество этого элемента в структуре изученного минерала составляет 0,6-0,7 на половину элементарной ячейки. В качестве особых признаков отмечены слабый дифракционный спектр, широкие пики рефлексов от (001) и едва различимые, также очень широкие отражения более высоких порядков. Отмечено также повышенное значение dool в воздушно-сухом состоянии (15-15,5 Å в Mg-замещенных комплексах). Судя по этим данным, изученный минерал является диоктаздрическим монтмориллонитом с высоким содержанием железа в октаздрических слоях и отличается низкой степенью совершенства структуры. Ферримонтмориллонит с близкими характеристиками описан Аоки с соавторами [Aoki e.a., 1974] в восточной части Тихого океана.

Распределение глинистых минералов в поверхностном слое

Из числа рассмотренных глинистых минералов, как было отмечено, повсеместно развиты хорошо окристаллизованные монтмориллонит, гидрослюда, смешаннослойные слюда-монтмориллонитовые образования, а также хлорит и каолинит.

Количественные соотношения этих минералов в субколлоидной фракции поверхностного слоя подсчитаны по методу Бискайя [Biscaye, 1964]. По этим данным, преобладающими компонентами осадков являются монтмориллонитовые минералы и гидрослюда.

Говоря о распределении монтмориллонита, мы имеем в виду монтмориллонитовый компонент фракции <0,001 мм, включающий не только минерал, как таковой, но и фазу смешаннослойных слюда-монтмориллонитовых образований.

Содержание монтмориллонита в осадках профиля колеблется от 20 до 75% от суммы глинистых минералов, содержание гидрослюд – от 20 до 65%; каолинит и хлорит играют подчиненную роль и составляют в сумме 5-25%. Раздельная идентификация двух последних минералов ненадежна; как правило, количественно преобладает хлорит. Смещаннослойный каолинит-смектит, слабо кристаллизованный монтмориллонит и ферримонтмориллонит развиты локально.

Прослеживая распределение монтмориллонита по линии профиля (фиг. 19), можно видеть, что как на западе, так и на востоке он максимально накапливается вблизи берегов. Область наиболее высоких содержаний монтмориллонита (более 50%) у берегов Японии достигает ширины 500 км, у мексиканского побережья она вдвое шире. По мере удаления от берегов содержание минерала в осадках постепенно убывает; на западе вплоть до возвышенности Шатского оно составляет 30-50%, на востоке такие значения характерны для всей Северо-Восточной котловины. Минимальные содержания монтмориллонита (ниже 30%) наблюдаются на широких площадях Северо-Западной котловины в области развития пелагических красных глин.

На фоне этой закономерной картины отчетливо прослеживается относительно небольшая область обогащения осадков монтмориллонитом вокруг Гавайских островов. Его содержание непосредственно около архипелага превышает 50% от суммы глинистых минералов. На некотором удалении от островов оно убывает до 30-50%.

Важно отметить, что осадки вокруг Гавайских островов характеризуются не только ростом содержаний, но и качественными изменениями монтмориллонитовой фазы. Помимо хорошо окристаллизованного монтмориллонита, характерного для осадков профиля, здесь присутствуют слабо окристаллизованные разности, а также монтмориллонитоподобные минералы: в повышенных количествах наблюдается аморфная фаза. Характерны также смешаннослойные хлорит-монтмориллонитовые образования. Таким образом, глинистая составляющая осадков Гавайской зоны как по составу, так и по степени окристаллизованности отличается от глин, развитых на всем протяжении профиля.

Гидрослюда показывает обратную картину распределения в поверхностном слое осадков (фиг. 20). В прибрежной полосе, как в западной, так и в восточной частях профиля, содержания ее минимальны и составляют менее 30%. В более пелагических областях они постепенно возрастают до 30-50%; такие значения прослеживаются на западе до возвышенности Шатского, на востоке – на протяжении всей Северо-Восточной котловины. Пелагические красные гли-





1-<30; 2-30-50; 3->50. Цифры у станций - конкретные содержания минерала (%)


Фиг. 20. Распределение гидрослюды в поверхностном слое осадков Условные обозначения см. фиг. 19

ны Северо-Западной котловины максимально обогащены гидрослюдой, содержание которой составляет более 50%. В осадках вблизи Гавайских островов количество гидрослюды не превышает 30% от суммы глинистых минералов.

Хлорит и каолинит рассматриваются совместно. Суммарные количества обоих минералов (5-25%) изменяются в сравнительно небольших пределах и без сколько-нибудь выраженной тенденции.

Изложенные данные свидетельствуют о зональном распределении глинистых минералов в поверхностном слое осадков на трансокеанском профиле. Зональность выражается в закономерном изменении количественных соотношений главных компонентов глинистой фазы осадков в направлении от берегов к пелагической области океана. Характерно, что эта зональность не связана с литолого-фациальными зонами осадков, т.е. распределение глинистых минералов на профиле полифациально.

Необходимо отметить четко выраженную асимметрию в размещении обоих минералов на профиле: глинистая часть осадков в Северо-Западной котловине существенно гидрослюдистая, в Северо-Восточной – гидрослюда и монтмориллонит находятся примерно в равных соотношенияж.

Асимметрия в распределении глинистых минералов выражается также в постоянном присутствии смешаннослойного каолинит-монтмориллонита в прибрежных осадках восточной части профиля.

Общая слема распределения глинистых минералов осложнена заметным ростом монтмориллонита в осадках пригавайской зоны.

Распределение глинистых минералов по вертикали

Фиг. 21 показывает, что общая схема зональности, выявленная для поверхностного слоя, сохранялась и в геологическом прошлом, по крайней мере в течение 200-300 тыс. лет. Вместе с тем в распределении глинистых минералов по вертикали выявляется отчетливая тенденция, выражающаяся в увеличении роли монтмориллонита с глубиной. Эта тенденция характерна для отложений пелагической зоны с минимальными скоростями осадконакопления. Так,



Фиг. 21. Распределение глинистых минералов по вертикали (в % от их суммы) *I-III* – прибрежная, гемипелагическая и переходная зоны; *IV* – пелагическая зона

1 - монтмориллонит; 2 - гидрослюда; 3 - каолинит + хлорит

в Северо-Западной котловине (ст. 6174, 6176, 611, 613) содержания монтмориллонита постепенно возрастают в среднем от 25% в поверхностном слое до 50-60% в низах колонок, в осадках Северо-Восточной котловины (ст. 643, 645, 649) - от 35-45% у поверхности до 60% на глубине. За пределами пелагической зоны как на западе, так и на востоке профиля, а также в осадках Гавайской зоны соотношение глинистых минералов с глубиной не изменяется.

Ту же тенденцию увеличения роли монтмориллонита с глубиной, основываясь на данных глубоководного бурения, отмечает З.Н. Горбунова [1975] для широких площадей северо-восточной и западной частей Тихого океана, а также Якобс [Jacobs, 1974] для осадков Южного океана.

Необходимо отметить локальное присутствие монтмориллонита в восточной части профиля. Как было отмечено выше, в глинистой толще на ст. 655 присутствует специфический ферримонтмориллонит. В осадках, обогащенных этим минералом, с глубины 90 см и ниже общее содержание монтмориллонита возрастает до 80-82% от суммы глинистых минералов.

О генезисе глинистых минералов

Изучение глинистых минералов в осадках трансокеанского профиля позволило выявить по крайней мере три фактора, с которыми связано их образование: влияние терригенного сноса, процессы диагенетического преобразования осадков, а также воздействие на осадочную толщу эксгаляций и гидротерм. Важно оценить роль каждого из этих факторов в формировании глинистых минералов и их распределении как в поверхностном слое, так и по вертикали.

Наблюдаемое в поверхностном слое осадков закономерное изменение соотношений основных минералов глинистой фракции в направлении от берега к центру океанического бассейна определяется в первую очередь влиянием источников сноса, что свидетельствует о преимущественно терригенной природе глинистой части донных отложений.

Влияние источников сноса на западе выражается в обогащении осадков прибрежной полосы монтмориллонитом, который является продуктом размыва и переотложения пород Японских островов. Поступление монтмориллонита и в меньшей стейени других глинистых минералов обеспечивается широким распространением вулканогенных пород и продуктов их изменения в мезозое - кайнозое внешней зоны Северо-Восточной Японии и на е. Хоккайдо [Геология..., 1961]. При значительной расчлененности рельефа и размыве разновозрастных пород продукты разрушения тонкого почвенного покрова занимают небольшое место в общем объеме выносимого материала. Отсюда преобладание в осадках прибрежной зоны монтмориллонитовых минералов и весьма незначительная



роль каолиновых, свойственных почвам. Увеличение роли гидрослюд в отложениях Северо-Западной котловины обусловлено мощными выносами крупнейших азиатских рек, размывающих толщи лёссов с развитыми на них степными и полустепными почвами и несущих тонкий материал, обогащенный гидрослюдами и в меньшей степени хлоритом. Эти почвы обеднены монтмориллонитом [Hseung, Jackson, 1952], поэтому в прибрежной зоне к югу от Японских островов нет полосы обогащения этим минералом. В осадках Восточно-Китайского моря, по данным Оинума и Кобаяши [Oinuma, Kobayashi, 1966], преобладающим глинистым минералом является гидрослюда, содержание монт-

Химический состав фракции <0,001 мм существенно монтмориллонитовых осадков профиля (%) (в пересчете на бескарбонатное и бескремнистое вещество)

Тип осадков	SiO2	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO
Прибрежные осадки западной части профиля	46,02	0,74	12,54	4,13	2,91	3, 85	3,58
Прибрежные осадки восточной части профиля	41,02	0,66	18,63	4,51	2,11	3, 21	2,91
Осадки Гавайской зоны	41,41	1,51	13,58	13,14 _.	0,78	2,19	6,24

Таблица 6 (окончание)

Тип осадков	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O [−]	С	P ₂ O ₅
Прибрежные осадки западной части профиля	0,07	1,70	2,43	9,47	6,41	4,49	0,25
Прибрежные осадки восточной части профиля	0,03	2,11	2,54	8,60	6,48	4,39	0,24
Осадки Гавайской зоны	0,26	2,56	2,59	6,69	6,,70	0,16	0,31

мориллонита не превышает 10-20%. Распределение / ридрослюд на широких площадях пелагической области контролируется в основном системой течений восточного направления в северной части Тихого океана (см. фиг. 2) [Атлас океанов, 1974].

В восточной части профиля обогашение осадков монтмориллонитом в прибрежной полосе у мексиканского побережья объясняется обилием смектитов в выносах многих крупных рек, дренирующих западные склоны Кордильер и Анд. По данным Гриффина с соавторами [Griffin e. a., 1968], содержание смектитового компонента в твердом стоке этих рек, как правило, составляет более 60%. По этим же данным, речные системы Мексики и Центральной Америки, расположенные к югу от 40° с.ш., поставляют в Тихий океан глинистый материал с высоким содержанием смектитов. В подчиненных количествах выносятся гидрослюда и хлорит. Так, например, породы и покрывающие их почвы бассейна р. Колорадо содержат 40-70% смектитового компонента, представленного как собственно монтмориллонитом, так и смешаннослойными слюдасмектитовыми образованиями [Lewis, White, 1964; Baldar, Whitting, 1968; и др.]. Содержание монтмориллонита в алловиальных отложениях и почвах бассейна р. Сакраменто (штат Калифорния) достигает 60-70% [Whitting, 1959].

Отчетливая связь состава глинистого материала с источниками сноса сказывается также в постоянном присутствии в осадках вблизи мексиканского побережья смешаннослойных каолинит-монтмориллонитовых образований, развитых в некоторых районах Центральной Америки [Schultz e.a., 1970].

Постепенное уменьшение роли монтмориллонита за счет увеличения содержания гидрослюд на широких площадях океанического дна Северо-Восточной котловины объясняется далеким разносом материала, поступающего с Азиатского континента, а также влиянием золового фактора. Эоловая взвесь является весьма существенным источником гидрослюды в осадках пелагических областей северной части Тихого океана. По данным В.Н. Живаго и В.В. Серовой [1976], в широтной полосе, где проходит трансокеанский профиль, содержание гидрослюды в эоловой взвеси составляет 21-46% от минеральной составляющей, или 65% от суммы глинистых минералов. Главными поставщиками гидрослюды для северной половины Тихого океана являются почвы пустынных областей Северной Америки и Азиатского континента.

Гавайский максимум монтмориллонита в донных осадках связан с переотложением материала кор выветривания островных базальтов, а также продуктов изменения тефры основного состава. Последние, как уже отмечалось, характеризуются слабой окристаллизованностью и по структурным признакам, а также, как будет показано ниже, по химическому составу существенно отличаются от монтмориллонитового компонента осадков профиля. Для отложений Гавайской зоны характерно также повышенное содержание рентгеноаморфной фазы во фракции <0,001 мм. Процессы выветривания базальтов и базальтовой тефры на Гавайских островах детально изучены Хеем и Джонсом [Hay, Jones, 1972]. Они показали, что основными продуктами преобразования исходного материала являются палагонит и глинистая фаза, состоящая из плохо окристаллизованного монтмориллонита, а также рентгеноаморфного вещества.

По данным рентгеновской дифракции, изученный нами материал пригавайских осадков во фракции <0,001 мм аналогичен промежуточным продуктам изменения базальтового стекла в ходе его преобразований в монтмориллонит [Bonatti, 1965; Hay, lijima, 1968]. Приведенные данные показывают, что основными факторами, контролирующими распределение глинистых и других терригенных минералов в поверхностном слое осадков профиля, являются состав пород и почв питающих провинций, рельеф, климат и особенности гидрографической сети суши, а также гидродинамика вод океанического бассейна.

Особенности химизма океанических глин находятся в полном соответствии с выводом о влиянии источников сноса на их состав и распространение, т.е., иными словами, о терригенной природе глин. Так, например, существенно монтмориллонитовые глины Гавайской зоны заметно обогащены такими характерными компонентами базальтов, как TiO₂, Fe₂O₃, MgO, по сравнению с близкими по минералогическому составу прибрежными отложениями, что является отражением особенностей химического и петрографического состава пород питающих провинций (табл. 6).

Зональность в распределении глинистых минералов по профилю также находит свое отражение в закономерных изменениях химического состава фракции < 0,001 мм. Так, например, среднее содержание K₂O в прибрежных существенно монтмориллонитовых осадках составляет в западной части профиля 2,43%, в восточной - 2,54%. В пелагических глинах, сравнительно обогащенных гидрослюдой, оно возрастает до 3,91% в Северо-Западной котловине и до 3,70% в Северо-Восточной. В глинистой фракции осадков Гавайской зоны содержание K₂O понижается до уровня прибрежных и составляет 2,45%.

Определения абсолютного возраста глинистых отложений поверхностного слоя разных литолого-фациальных зон К-Аг методом (13 обр.) подтверждают терригенную природу преобладающей части глинистых минералов. По данным А.Я. Крылова (Радиевый институт, Ленинград), они имеют возраст 100-150 млн. лет, т.е. относятся к юре – нижнему мелу.

Вывод о преимущественной роли терригенного сноса в накоплении глинистых минералов распространяется и на относительно более древние осадки, поскольку общая скема зональности сохранялась и в геологическом прошлом в прибрежной зоне в течение 200-300 тыс. лет, а в пелагической по крайней мере вплоть до середины плиоцена. Вместе с тем, как уже отмечалось, в осадках пелагической зоны прослеживается рост относительных содержаний монтмориллонита сверху вниз по разрезу (см. фиг. 21). Причиной этого увеличения, по-видимому, являются процессы преобразования тонкодисперсной пирокластики в областях минимальных скоростей осадконакопления в условиях длительного ее контакта с щелочными иловыми водами. Для этих же областей характерны постседиментационные процессы образования цеолитов за счет диагенетических изменений кислой пирокластики [Лисицына, Бутузова, 1976].

Анализ данных глубоководного бурения вблизи линии профиля (ст. 159– 170, леги XVI и XVII) позволяет предполагать, что значительное увеличение содержания монтмориллонита в осадках связано с преобразованием вулканокластического материала. Так, например, в отложениях верхнего мела в ряде станций в прослоях и пачках красных глин соотношения гидрослюды и монтмориллонита примерно одинаковы (33–67% каждого компонента). В пачках, обогащенных вулканокластическим материалом, количество монтмориллонита во фракции<0,002 мм резко возрастает до 87–94% [Initial reports..., 1970–1973].

Образование существенно отличного по составу, структуре и генезису аутигенного ферримонтмориллонита, описанного в осадках ст. 655, мы связываем с влиянием эксгалятивного источника материала. Этот вывод хорошо согласуется с присутствием в той же пачке разреза комплекса аутигенных минералов гидротермального генезиса (барит, гипс), а также со значительным обогащением осадка железом, марганцем и рядом микроэлементов [Бутузова и др., 1976].

Комплекс приведенных данных подтверждает широко развитое представление о преимущественно терригенной природе океанических глин. Из числа изученных глинистых минералов, распространенных во всех литолого-фациальных типах осадков профиля, терригенными являются гидрослюды, каолинит, хлорит и смешаннослойные образования.

Минералы монтмориллонитовой группы более разнообразны по своему генезису. Наряду с терригенным монтмориллонитом, поступающим с континентов в составе речных взвесей и, частично, эоловым путем, в осадках встречается слабо окристаллизованный смектит, являющийся продуктом изменения базальтов Гавайских островов, т.е. имеющий локальный внутриокеанический источник. В пелагической зоне океана развит аутигенный монтмориллонит, образованный в толще осадков в ходе постседиментационных преобразований вулканогенного материала.

Локально в тектонически активной области на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия встречается "синтетический" аутигенный ферримонтмориллонит. Таким образом, можно говорить о полигенной природе океанических монтмориллонитов.

ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ

К числу диагенетических минералов океанических осадков относятся глауконит, сульфиды, цеолиты, карбонаты, минералы окислов железа и марганца в железо-марганцевых конкрециях. Распределение этих минералов в осадках трансокеанского профиля отчетливо зональное. Как было показано в гл. 2, при рассмотрении литолого-фациальных типов осадков, глауконит и сульфиды являются характерными образованиями прибрежной и в меньшей степени гемипелагической зон, карбонаты обнаружены также в осадках переходной зоны, цеолиты (филлипсит) и Fe-Mn конкреции типичны для отложений пелагической зоны. Четкая фациальная приуроченность разных диагенетических образований свидетельствует о специфических условиях их формирования.

Глауконит

Глауконит в виде глобул овальной, чаше неправильной формы обнаружен как в западной, так и в восточной частях профиля в восстановленных прибрежных и гемипелагических осадках шельфа и континентального (островного) склона. Область его распространения в обоих случаях ограничивается, таким образом, относительно узкой полосой, вытянутой вдоль берегов, ширина которой на западе составляет 900 км, на востоке 300 - 350 км. В окисленных и слабовосстановленных глинах переходного типа глауконит присутствует только в виде примеси единичных глобул. Глубины распространения глауконита колеблются от 260 до 3000 м на западе и от 140 до 3000 м на востоке. Единичные включения встречаются до глубины 6000 м. Таким образом, область широкого распространения глауконитовых осадков четко ограничена пределами редуцированной зоны океана [Страхов, 1972], где железо находится в подвижной форме. Для этой зоны характерны наиболее высокие темпы осадконакопления. В пелагической области океана глауконит практически отсутствует. В виде единичных глобул он обнаружен нами вблизи Гавайских островов, а также в глинистых илах подводных поднятий (горы Маркус-Неккер, ст. 611-613). По ряду признаков глауконит является здесь продуктом переотложения прибрежных осадков, отлагавшихся вблизи вулканических островов, ныне погруженных под уровень океана.

Особенности распределения и формы нахождения глауконита в зоне редуцированных осадков

Изучение прибрежных и гемипелагических осадков под микроскопом показало, что глауконит присутствует во всех разрезах осадочной толщи, однако основная масса глобул сосредоточена в прибрежной зоне, где процессы редукции наиболее интенсивны. Максимальные их концентрации в западной части профиля достигают 10-15% осадка (ст. 6161), в восточной - 20% и местами увеличиваются до 40% (ст. 670). В гемипелагической зоне содержание глауконита резко снижается до нескольких процентов и долей процента. Распределение его неравномерно как по площади, так и по вертикали. В западной части профиля глобулы глауконита в одних разрезах распространены по всей толще осадка (ст. 6159, 6161), в других – практически отсутствуют и обогащают лишь отдельные пачки (ст. 6158, 6160). На востоке, у мексиканского побережья, в колонках ст. 668 и 669 глауконит встречен в ничтожных количествах, тогда как в осадках соседней ст. 670 его глобулы распространены по всей мощности толщи и местами достигают максимальных концентраций до 40% осадка. В этом разрезе высокие содержания глауконита чередуются с минимальными (доли процента, единичные зерна).

Изучение вещественного состава вмещающих илов дает все основания считать, что пятнистое распределение глауконита обусловлено главным образом приуроченностью максимальных его концентраций к более грубым осадкам. Эта связь наблюдается и в колонках, удаленных от линии профиля на несколько сотен километров. Так, на ст. 659, 660 и 661 содержание глобул в песчаных и алевритовых прослоях достигает 30%, а в промежуточных пачках глинистого ила отмечены лишь немногие мелкие "угнетенные" стяжения. Пятнистое распределение глауконитовых глобул в осадках Калифорнийского залива отмечено Праттом [Pratt, 1963].

Глауконит встречается в виде глобул размером от 0,1 мм (и менее) до 1 мм. Цвет их изменяется от светло- и фисташково-зеленого до темно-зеленого. Форма глобул овальная, часто неправильная, с блестящей бугристой поверхностью; характерны трешины синерезиса, придающие глобулам мозговидный облик (фиг. 22, *a*, см. вклейку). Нередко наблюдаются агрегаты из нескольких слипшихся глобул, в ряде случаев покрытых общей оболочкой.

В осадках у мексиканского побережья, помимо фисташково-зеленых и темно-зеленых глобул, встречаются более мягкие глиноподобные комочки зеленовато-серого цвета и светло-зеленые комковатые выделения, которые, как мы покажем ниже, по-видимому, представляют собой ранние стадии формирования глауконита (см. фиг. 22, *a*, 1). Под микроскопом они почти не отличаются от вмещающего ила.

Изучение глобул в прозрачных шлифах показало большое разнообразие их внутренней структуры. Глауконит частично, реже полностью замещает терри-

генные обломки минералов и пород (см. фиг. 22, 6,1) и образует "стяжения" (или глобулы) округленной и овальной формы, облекая отдельные зерна и агрегаты зерен (см. фиг. 22, а). Зачаточные глобулы с тонкой оболочкой имеют угловатую форму. Глауконит замещает также участки основной массы осадка с сохранением ее структуры и различных включений внутри стяжения (см. фиг. 22, д), образует растрескавшиеся колломорфные сгустки или "лапчатые зерна" (см. фиг. 22, б), выполняет полости в раковинах микроорганизмов и цементирует терригенные зерна (см. фиг. 22, е). Необходимо отметить, что во всех случаях замешения, цементации и образования оболочек вокруг обломочных зерен в составе глобул присутствуют различные элементы вмещающего ила, в том числе терригенные зерна, специфические именно для этого осадка. Так, у берегов Японии в глауконитовых глобулах найдены обломки минералов и пород андезитовой зоны: плагиоклазы, пироксены, магнетит, вулканические стекла, андезиты и другие породы (см. фиг. 22, е). В осадках у мексиканского побережья внутри глобул встречены биотит, роговая обманка, квари. плагиоклазы. минералы базальта, кристаллические сланцы и др. (см. фиг. 22. в). Формы выделения глауконита свидетельствуют, таким образом. о его формировании в толде осадка со сложившимися морфологическими и структурными особенностями. Это обстоятельство в совокупности с пятнистым характером распределения и отчетливой фациальной приуроченностью позволяет относить глауконит западной и восточной частей профиля к числу диагенетических образований.

Некоторые особенности структуры и формирования глауконита

Для решения вопроса о происхождении глауконита были изучены структурные особенности и химический состав нескольких разновидностей аутигенного глауконита из прибрежных осадков восточной части профиля (см. фиг. 22, *a*, *1*, *2*, 3) и выделенной из них фракции <0,001 мм. Полученные рентгенодифрактограммы частично представлены на фиг. 23.

I. Зеленовато-серые комочки. Исследованы два образца размерностью 0,25-0,5 мм и 0,5-1 мм со ст. 670, а также выделенная из них фракция < 0,001 мм. Они полиминеральны и состоят из монтмориллонита (широкий рефлекс с 15Å в воздушно-сухом состоянии и 17Å с этиленгликолем) и слюда-монтмориллонитового смешаннослойного образования. Присутствует гидрослюда (рефлексы при 10,5 и 3,3Å, не изменяющиеся при насыщении этиленгликолем и при прокаливании), а также примесь каолинит-монтмориллонитовых смешаннослойных образований (характер рефлексов 7,2-7,3Å, а также отсутствие уменьшения *d* при прокаливании образцов до 300°С) (см. фиг. 23,1).

II. Фисташково-зеленые глобулы. Исследованы два образца размерностью O,1-O,25 и O,25-O,5 мм из колонки ст. 662. Они состоят из смешаннослойного слюда-монтмориллонитового образования, которое дает на рентгенодифрактограмме в воздушно-сухом состоянии мошный широкий рефлекс с d от 12 до 15Å в разных образцах (см. фиг. 23, II). При насыщении глицерином наблюдается нецелочисленная последовательность базальных рефлексов. После прокаливания d первого базального рефлекса равно 10Å. По сравнению с фракциями < 0,001 мм вмещающих осадков в глобулах увеличено содержание монтмориллонитового компонента.

Согласно графикам $\phi'(z)$ прямого преобразования Фурье, составленным по данным табл. 7, смешаннослойные образования состоят из слюдистых и монтмориллонитовых пакетов. Содержание монтмориллонитовых пакетов составляет примерно 80%, чередование их со слюдистыми пакетами неупорядоченное. На рентгенограмме порошкового препарата имеются лишь полосы двумерной дифракции, как у монтмориллонитов. Значение $d_{060} = 1,05$ Å характерно для диоктаэдрических минералов с повышенным содержанием в структуре железа.

III и IV. Темно-зеленые и зеленые глобулы. Исследовано шесть образцов. В двух образцах из колонки ст. 659 на рентгенограммах глобул и выделен-



Фиг. 23. Рентгенодифрактограммы глауконитовых образований и выделенных из них фракций < 0,001 мм

I - ст. 670 (5-10 см), фракция 0,5-0,25 мм; *II* - ст. 662 (5-10 см), фракция 0,1-0,25 мм; *III* - ст. 659 (50-80 см), фракция 0,5-1,0 мм; *IV* - ст. 670 (150-165 см), фракция 0,5-1,0 мм

а – исходный образец; *б* – фракция <0,001 мм, воздушно-сухой образец; *в* – фракция <0,001 мм, обработанная этиленгликолем (в обр. |) или глицерином (в обр. ||, |||)

ной из глобул фракции <0,001 мм в воздушно-сухом состоянии обнаружены рефлексы с d = 11,7 и 3,3 Å. С глицерином имеются рефлексы с d = 17,5 Å; 9,8 и 3,4 Å. После прокаливания наблюдаются максимумы с d = 10 и 3.3 Å (см. фиг. 23, 111). Эти данные характерны для смешаннослойного слюдамонтмориллонитового образования. Содержание слюдистых пакетов в первом образце составляет 70-80%, во втором - 80-90%; чередование пакетов в обоих образцах неупорядоченное. Значение $d_{060} = 1,51$ Å, как у глауконитов. На рентгенограмме порошкового препарата имеются рефлексы, соответствуюшие отражениям слюд-гидрослюд полиморфной модификации 1 Md. В исходном образце присутствуют также кварц (рефлекс 3,34 Å) и полевой шпат (3,20Å). Такие же по внешнему виду глобулы из колонки ст. 670 (4 обр.) состоят (согласно графикам ф'(z) прямого преобразования Фурье, составленным по данным табл. 8,9) из слюда-монтмориллонитового смешаннослойного образования с содержанием слюдистых пакетов не менее 90-95%. На дифрактограммах воздушно-сухих препаратов имеется широкий дифракционный пик при d = 10,2 - 10,5 Å с "хвостом" в сторону отражений меньших углов. С глицерином пик смещается в сторону отражений больших углов (см. фиг. 23,11). Значения рефлексов составляют нецелочисленную последовательность, что свидетельствует о смешаннослойной природе минерала. После прокаливания фиксируются рефлексы с d = 10 и 3.3Å. На рентгенограммах порошковых препаратов имеются нечеткие рефлексы, характерные для слюд-гидрослюд полиморфной модификации 1М (см. табл. 9).

Проведенные рентгенографические исследования показывают, что глаукониты восточной части профиля заметно различаются по минеральному составу

Регтгенометрическая характеристика смешаннослойного слюда-монтмориллонитового образования из фисташково-зеленых глобул (ст. 662, гл. 5-10 см). Ориентированные препараты с глицерином

	Фра	кция			Фракция	A	
0,1-0,	25 мм	0,25-0,5 мм		0,1-0,25 мм		0,25-0,5 мм	
d	1	ġ	1	d	1	d	I
17,8 9,23 4,43	115 43 4	17,6 9,13 4,49	105 41 5	" 3,50 2,97 2,50	15 6 3	3,50 2,97 2,50	13 5 2

Таблица 8

Рентгенометрическая характеристика смешаннослойного слюда-монтмориллонитового образования из глауконитовых глобул (стр. 670). Ориентированные препараты с глицерином

Горизонт 108-127 см			Г	оризонт 1	50 - 165 c	СМ	
			Фрак	ция			
1,0-0),5 мм	0,5-0,	25 мм	1,0-0),5 мм	0,5-	0,25
d	1	d	I	d	1	d	I
9,81 5,00 3,34 2,50 1,990	38 1 15 1 3	9,77 5,00 3,34 2,52 1,990	38 1 15 1 2,5	9,85 5,05 3,34 2,52 1,990	45 1 23 1,5 4,5	9,85 5,05 3,35 2,50 1,995	35 1 18 1 3

и структурным особенностям глинистой составляющей. Наименее морфологически выраженные зеленовато-серые, возможно фекальные, комочки (см. фиг. 23,1), как и вмещающие илы, состоят на 70-30% из монтмориллонита и смешаннослойного слюда-монтмориллонитового образования. Все остальные разновидности присутствуют в осадке в виде характерных зеленых глобул. Они состоят в основном из неупорядоченных смешаннослойных диоктаэдрических слюда-монтмориллонитовых образований с разным соотношением составляющих пакетов. Наименее совершенные в структурном отношении минералы содержат примерно 80% монтмориллонитовых пакетов и 20% слюдистых (см. фиг. 23,11). В более эрелых формах количество слюдистых пакетов возрастает до 70-80%, дифракционная картина порошковых препаратов такая же, как у слюд-гидрослюд полиморфной модификации 1Md (см. фиг. 23,111). Наиболее совершенные разности состоят на 90-95% из слюдистых пакетов и имеют рентгеновские признаки слюд-гидрослюд полиморфной модификации 1M (см. фиг. 23,1V).

Таким образом, в изученных глауконитах установлен ряд смешаннослойных образований, в котором по мере возрастания количества слюдистых пакетов происходит упорядочение структуры минералов. В составе ряда отсутствуют промежуточные разности с примерно равными содержаниями слюдистых и монтмориллонитовых пакетов. Однако вряд ли можно сомневаться, что ис-

Рентгенометрическая характеристика смешаннослойного слюда-монтмориллонитового образования из глауконитовых глобул (ст. 670). Порошковый препарат

Горизонт 108-127 см				Го	ризонт 15	0-165 см	1
	<u></u>		Фрак	ция		·····	
1,0-0,	5 мм	0,5-0,	25 мм	1,0-0,5	бмм	0,5-0,	25 мм
d	1	d	I	d	1	d	1
10.50	10 о.ш.	10.50	10 о.ш.	10.30	<u>10 о.ш.</u>	10.50	10 o.m.
4.51	8	4.50*	8	4.50	7	4.49*	8
4.30	1	4,29*	2	4,30	3	4.29*	4
3,65	2 ш.	3,65	2 ш.	3,60	1 о.ш.	3,65	4 ш.
3.32	З о.ш.	3,30	2 о.ш.	3,30	З о.ш.	3,30	6 ш.
3,05	2ш.	3,05	2ш.	3,00	1 о.ш.	3,05	4 ш.
2,59	7	2,58	8	2,58	7	2,59	7
2,40	5 ш.	2,40	6	2,40	5 ш.	2,40	5
2,20	1	2,20	1	2,20	1 о.ш.	2,25	2
2,10	1	2,10	1	2,10	1	2,15	2
1,67	Зш.	1,65	Зш.	1,60	1 о.ш.	1,67	2ш.
1,513	4	1,512 -	4	1,512	4	1,512	5

Рефлексы разрешаются лучше, чем в предыдущем образце

Примечание. Ш. - широкая, о.ш. - очень широкая.

следования, проведенные на более широком материале, обнаружат в тех же осадках и такие разности, тем более что они описаны в литературе [Burst, 1958; Hower, 1961; Mac Crac, Lambert, 1968; Hein e.a., 1974].

Общими структурными признаками слюда-монтмориллонитовых образований глауконитовых глобул из восточной части профиля являются неупорядоченное чередование пакетов, широко изменяющаяся норма их переслаивания по отдельным кристаллитам, диоктаздрический мотив заселений октаздрических сеток и повышенное содержание железа.

Сопоставление полученных данных с результатами более ранних исследований [Лисицына и др., 1974] показывает, что все эти признаки свойственны также изученным нами глауконитовым образованиям западной части профиля. Последние отличаются только более заметно выраженными признаками слюд-гидрослюд полиморфной модификации 1М и более узкой нормой переслаивания пакетов. Они относятся к "зрелым" глауконитам со средним содержанием до 5-10% монтмориллонитовых пакетов. Не исключено, однако, присутствие в осадках у берегов Японии и других разностей глауконитового ряда смешаннослойных образований, которые будут обнаружены по мере привлечения нового фактического материала.

В связи с выяснением генезиса глауконитов представляет интерес сопоставление их по химическому составу с вмещающими илами и сравнение меж-Ау собой отдельных разновидностей изученного ряда. Рассмотрим данные табл. 10. Сопоставление состава фракций <0,001 мм вмещающих илов с составом наиболее зрелого глауконита (табл. 10,IV) показывает, что в глауконите более всего повышено содержание Fe_2O_3 (в 4,5 раза) и K_2O (в 2,4 раза). Можно предположить также заметное увеличение количества SiO_2 , MgO и воды, поскольку их процентные содержания не понизились, несмотря на заметную добавку калия и железа. Реальные количества других элементов

69

	Глинистый	Разновидности глауконитового ряда						
Компонент	ил (фрак- ция < 0,001 мм)	Ī	II	111	IV	,		
SiO ₂	45,68	53,30	51,42	46,85	49,11	49,31		
$\overline{TiO_2}$	0,51	0,43	0,42	0,18	0,19	0,19		
Al_2O_3	14,08	14,43	2,37	6,67	5,22	4,30		
Fe_2O_3	4,94	5,22	23,33	23,36	22,02	22,42		
Fe0	2,03	0,76	0,50	0,33	1,28	1,17		
CaO	3,07	2,04	1,84	0,58	1,54	0,86		
MgO	3,78	1,85	4,58	3,32	3,60	3,78		
MnO	0,84	0,01	0,31	0,01	0,01	0,01		
Na ₂ 0	2,49	1,46	0,31	2,27	0,11	0,11		
K_2O	2,70	3,43	2,44	4,27	5,88	6,93		
$H_{2}^{-}0^{+}$	7,86	9,08	4,74	5,95	6,42	6,19		
$H_{2}^{-}O^{-}$	5,87	3,38	7,08	5,46	4,41	3,71		
CO ₂	1,39	Нет	Нет	0,26	0,14	0,21		
С	4,28	4,14	0,10	0,07	0,05	0,38		
P205	0,23	0,21	0,07	0,17	0,11	0,10		
Сумма	99 ,7 9	99,74	99,54	99,75	100,09	99,67		

Химический состав тонкой фракции вмещающего ила и разновидностей глауконитового ряда (%) (в пересчете на бескарбонатное вещество)

Примечание. Глинистый ил – ст. 668–671, среднее из пяти анализов; I – ст. 670, зеленовато-серые комочки; II – ст. 662, фисташково-зеленые глобулы глауконита; III – ст. 659, фисташково-зеленые и зеленые глобулы; IV – ст. 670, зеленые глобулы (два образца).

уменьшились или не изменялись. Последнее можно утверждать для Al_2O_3 и TiO_2 , поскольку отношение TiO_2/Al_2O_3 в глауконите и вмещающей глине колеблется в узких пределах и примерно равно 0,04. Рассматривая Al_2O_3 как постоянный компонент, путем простых расчетов получаем, что в глауконите привнесенного Fe_2O_3 около 90%, K_2O – более 80%. Необходимо отметить, однако, что полученные значения имеют ориентировочный характер и указывают лишь на направленность и масштабы процесса глауконитизации. Представляет интерес динамика этого процесса, в особенности для K_2O и Fe_2O_3 , поскольку их количества определяют структуру глауконитов. Сопоставим привносимые количества окислов при формировании зачаточных стяжений, а также отдельных разностей рассмотренного выше ряда¹. Расчеты для начальной стадии стяжений (зеленовато-серые комочки) показывают, что привнос K_2O составляет около 23%, Fe_2O_3 всего лишь 7%. Это заметно и по слабому изменению окраски стяжений. В типичных глауконитах (зеленые глобулы) коли-

¹Обр. 11 исключен из расчетов ввиду необычной величины TiO₂/Al₂O₃, что обусловлено, по-видимому, присутствием посторонних примесей.

чество железа увеличено до 22-23% (см. табл. 10). Исключительно ровное содержание Fe_2O_3 во всех разностях свидетельствует, по-видимому, о быстром стягивании железа, что и определило формирование глауконитовых глобул. Расчеты показывают, что во всех разностях добавка Fe_2O_3 составляет примерно 90% от валового количества в глауконите. Существенно отлично от железа поведение калия. Из табл. 10 виден закономерный рост процентных содержаний K_2O от менее "зрелых" к более "зрелым" формам. Рассчитанная нами добавка калия при содержании 70-80% сподистых пакетов составляет 70%; в более "зрелых" (90-95% сподистых пакетов) – порядка 83%. Таким образом, увеличение роли сподистых пакетов в структуре глауконитов рассиотренного ряда сопровождается постепенным увеличением содержания K_2O при практически постоянном количестве Fe_2O_3 .

Анализ изложенных здесь данных позволяет предполагать следующий путь формирования глауконита в процессе диагенеза при восстановлении прибрежных и гемипелагических илов. Железо, которое в этом процессе приобретает подвижность, образует колломорфные стяжения в различных участках восстановленного слоя осадков. На начальной стадии (зеленовато-серые комочки). как мы видели, небольшой привнос железа и калия не ведет к коренным изменениям структуры вмещающего ила, захваченного при формировании сгустка. Дальнейшее стягивание ряда элементов, в первую очередь железа, сопровождается возникновением четко ограниченных глобул, которые приобретают зеленую окраску и показывают рентгеновскую картину глауконита, т.е. высокожелезистого слюда-монтмориллонитового смешаннослойного образования. На этой стадии в нем преобладают монтмориллонитовые пакеты над слюдистыми. По-видимому, взаимодействие активного иона железа с глинистыми минералами осадка (монтмориллонитом и смешаннослойными слюда-монтмориллонитовыми образованиями) дает начало перестройке их структуры и возникновению начальных форм глауконита. Как предполагают Берст [Burst, 1958]. Хауэр [Hower, 1961] и другие исследователи, железо входит в деградированную структуру слоистых минералов типа 2:1 и замещает алюминий в октаэдрических позициях. Сопутствующее увеличение заряда в октаэдрическом слое компенсируется за счет постепенного поступления иона калия из иловых вод и его фиксации в межслоевых промежутках уже частично преобразованного минерала. Происходит упорядочение структуры минерала через серию или ряд смешаннослойных образований, что находит свое выражение в существовании установленного нами ряда, в котором степень упорядоченности структуры возрастает по мере увеличения количества слюдистых пакетов и содержания K.0.

Изложенные данные позволяют наметить три главных условия, сочетание которых приводит в процессе диагенеза к формированию глауконита:

1) существование редуцированной зоны, в отложениях которой железо находится в подвижной форме;

2) присутствие монтмориллонита и слюда-монтмориллонитовых смешаннослойных образований в глинистои составляющей осадка;

З) наличие прослоев и пачек песчано-алевритового материала с повышенной водопроницаемостью, которая обеспечивает активное взаимодействие ила с калийсодержащими иловыми водами.

Аутигенные (диагенетические) глаукониты имеют широкое распространение в пределах зоны редуцированных осадков, опоясывающей океан. Помимо трансокеанского профиля, они описаны многими исследователями в ряде районов как у западных, так и у восточных берегов Тихого океана. На западе детальные исследования, выполненные Такахаши [Takahashi, 1955] и Яги, привели к выделению аутигенных глауконитов у берегов Японии в зал. Аомори. Аутигенные глаукониты в районе Курильских островов и Северной Японии описаны В.П. Петелиным [1954; Петелин, Алексина, 1970]; у побережья Японии – H.A. Лисицыной и др. [1974].

На востоке аутигенные глаукониты распространены в ряде районов прибрежной и гемипелагической зон континентов Северной и Южной Америки. Они изучены у берегов штатов Орегон и Вашингтон [White, 1970], на бордерленде Южной Калифорнии [Emery, 1960; Pratt, 1963] и в зал. Монтерей [Gallicher, 1935; Hein a. o., 1974], в Калифорнийском заливе [Van Andel, 1964], у мексиканского побережья [Лисицына и др., 1976], у берегов Перу [Логвиненко, 1976].

Во всех цитированных работах приводятся четкие признаки аутигенности глауконитовых образований: неравномерное, пятнистое распределение в толще осадка вне связи со слоистостью, максимальное концентрирование глобул в грубых песчано-алевритовых илах, присутствие внутри стяжений терригенных обломков, остатков организмов, пепловых частиц и других элементов вмещающего ила, замещение глауконитом минеральных зерен и участков цементирующей массы, выполнение внутренних полостей раковин.

Эти и другие особенности внутренней структуры глауконитовых глобул и их распределения в толще осадков, а также повсеместная приуроченность к восстановленным илам позволяют рассматривать океанические глаукониты как специфическое диагенетическое образование редуцированной зоны океана.

Возраст глауконитовых образований

Возраст изученных нами диагенетических глауконитов четвертичный - современный. В западной части трансокеанского профиля глауконитовые образования со всеми признаками аутигенности развиты в толще плейстоценовых (ст. 6161, 6162) и плейстоцен-голоценовых (ст. 6158 и др.) илов, возраст которых определен В.А. Мухиной (Институт океанологии АН СССР) на основании изучения комплексов диатомей в прибрежных и гемипелагических осадках. Вблизи западной части профиля, в зал. Аомори, аутигенные глаукониты, по данным Такахаши [Takahashi, 1955], развиты в современных осадках и являются современными. В восточной части профиля, у берегов Мексики, глаукониты представляют собой результат диагенетических преобразований плейстоцен-голоценовых осадков, Воэраст глауконитов в ряде других районов за пределами профиля известен по литературным данным. Глаукониты Калифорнийского залива рассматриваются как плейстоцен-современные аутигенные образования [Van Andel, 1964]. Севернее, в прибрежных отложениях Южной Калифорнии, по наблюдениям Пратта [Pratt, 1963], широко распространены глаукониты, выполняющие раковины фораминифер, возраст которых определен как плейстоценовый - современный, что позволяет считать этот возрастной интервал временем формирования глауконита. Подтверждением служит тот факт. что специфические разновидности глауконита часто концентрируются на ограниченных участках дна, где их особенности контролируются местными условиями среды [Pratt, 1963; Hein e.a., 1974].

У побережья штатов Вашингтон и Орегон, по данным Уайта [White, 1970], аутигенные глаукониты развиты в современных осадках континентального шельфа.

О роли обломочных (переотложенных) глауконитов в осадках редуцированной зоны

Из приведенных данных следует, что даже при современной, далеко не полной изученности осадков редуцированной зоны можно говорить о широком развитии в ее пределах аутигенных глауконитов. Поскольку для гидродинамически активных областей шельфа и континентального склона характерны процессы размыва и переотложения материала волновой деятельностью, течениями, суспензионными потоками, естественно, что среди осадков этой зоны наряду с аутигенными потоками, естественно, что среди осадков этой зоны наряду с аутигенными должны присутствовать и обломочные глаукониты. Они либо являются продуктами размыва и переотложения ранее образованных глобул соседних участков дна, либо привносятся в прибрежные осадки при разрушении древних глаукопитсодержащих пород суши и ее берегов. Из рассмотрения глауконитов в западной части трансокеанского профиля и соседних районов очевидно, что переотложенные глаукониты играют в осадках этих областей сугубо подчиненную роль. Такахаши [Takahashi, 1955] отмечает, что концентрирование обломочных зерен глауконита происходит под влиянием сортировки осадков деятельностью волн, но по сравнению с аутигенными образованиями наблюдается локально.

В.П. Петелин и И.А. Алексина [1970] указывают на незначительную роль аллотигенного глауконита по сравнению с аутигенным в прибрежных осадках о. Хонсю. Его содержание составляет 30-39% тяжелой подфракции песка и 20% легкой подфракции алеврита. В осадках на профиле обломки глауконито-вых глобул, как правило, отсутствуют. Даже в отложениях суспензионных потоков (ст. 6161) наблюдаются целые глобулы со структурными признаками вмешающего осадка: они должны рассматриваться как постседиментационные образования в осадочной толще после ее отложения. На востоке, у берегов Мексики и в других районах американского побережья, переотложенные глаукониты также имеют подчиненное значение. Так, обломочные зерна глауконита обнаружены Праттом [Pratt, 1963] в современных осадках бордерленда Калифорнии, где распространены локально и представляют собой продукты переотложения глауконита из местных плиоценовых, возможно миоценовых пород. Уайт [White, 1970] описал переотложенные среднетретичные (олигоцен-миоценовые?) глаукониты в слабо сортированных прибрежных осадках в районе штатов Вашингтон и Орегон. Они составляют всего лишь 5% ила, тогда как на долю более глубоководных аутигенных глауконитов приходится 80% осадка. На юге, в Панамском заливе, глауконит, отложенный на ограниченной площади дна, предположительно образовался за счет размыва пород восточного берега в период регрессии и является обломочным [Mac II]vaine. Ross, 19731.

Все приведенные данные подчеркивают ведушую роль аутигенеза (диагенеза) в образовании глауконитов редуцированной зоны океана, т.е. практически главной массы океанских глауконитов, поскольку формирование их как бы сфокусировано в этой зоне. В противоречии с этим выводом находится недавно высказанная точка зрения Н.В. Логвиненко [1976], согласно которой "обломочные глауконитовые пески и алевриты, состоящие из зерен древнего глауконита, преобладают в современных осадках шельфа и континентального склона, что связано с широким распространением древних глауконитовых пород на берегах и дне океана" (с. 188). И далее "Аутигенный глауконит занимает сравнительно скромное место в современных осадках океана" (там же).

Поскольку различия в толковании происхождения океанических глауконитов имеют принципиальное значение, обратимся к фактическому материалу, который приводит в своей работе Н.В. Логвиненко [1976], и рассмотрим его более подробно. По Н.В. Логвиненко, как обломочный, так и аутигенный глаукониты встречаются практически в одних и тех же областях океанического дна. На востоке это шельф и континентальный склон Америки (Орегон, Вашингтон, Калифорния, Мексика, Перу), на западе – район Южных Курил. Описанные нами глаукониты у берегов Японии Н.В. Логвиненко рассматривает как обломочные.

Поскольку аутигенные и обломочные глаукониты, по Н.В. Логвиненко, в большинстве случаев присутствуют в одних и тех же областях, при решении вопроса о количественном преобладании того или другого типа необходимы прежде всего четкие критерии для их разграничения. Из приведенных Н.В. Логвиненко данных следует, что обломочные глаукониты, как и аутигенные, встречаются в песках и отложениях мутьевых потоков, т.е. четких различий в условиях их залегания нет. Нет принципиальных различий и в морфологии глобул: те и другие встречаются, по Н.В. Логвиненко, в виде овальных почковидных, гроздьевидных и других форм. Для внутренней структуры глобул аутигенных глауконитов характерны включения минеральных зерен и других элементов вмещающего осадка, однако данных о внутренней структуре обломочных глауконитов

73

Н.В. Логвиненко не приводит. Из сравнения рентгеноструктурных параметров обоих типов глауконита, приводимых этим автором, следует, что они достаточно близки. Так, например, "серовато-зеленые зерна и обломки" (обломочный глауконит) "состоят из гидрослюды 1 Md и смешаннослойной фазы гидрослюда-монтмориллонит с 30-50% разбухающих слоев" [Логвиненко, 1976, с. 182]. Относительно аутигенного глауконита читаем, что "это гидрослюда политипа 1 Md и смещаннослойная фаза гидрослюда-монтмориллонит с 50-60% разбухающих слоев" (там же, с. 183). Таким образом, представители двух генетических типов глауконита различаются в меньшей степени, чем члены ряда аутигенных глауконитов, описанного нами в настоящей главе. Есть еще одна возможность сопоставить аутигенные и обломочные глаукониты по химическому составу. Обращаясь к данным табл. З и 7 [Логвиненко, 1976], убеждаемся, что они несопоставимы, поскольку приведенные в них анализы относятся к различным и достаточно удаленным друг от друга областям океана. В итоге приходится констатировать, что критерии для выделения аутигенных и обломочных глауконитов нечеткие, а поэтому заключение о доминирующей роли обломочных является произвольным.

Необходимо остановиться также на приводимых этим автором результатах определений абсолютного возраста глауконитов, который составляет 2-20 млн. лет. Определений всего пять и они, вероятно, не могут служить основанием для того, чтобы считать главную массу океанических глауконитов древними, вымытыми из палеоген-неогеновых глауконитсодержащих пород, как пишет Н.В. Логвиненко. Но поскольку три из пяти определений возраста выполнены для описанных нами типичных диагенетических глауконитов в четвертичных илах (ст. 6161 на западе, ст. 662 и 670 на востоке), приходится рассмотреть вопрос подробнее.

Известно, что К-Аг метод определения абсолютного возраста основан на том, что в илах океана сохраняется Аг/К отношение исходных пород - источников сноса [Крылов и др., 1961]. Так, например, согласно определениям, выполненным в Радиевом институте, возраст прибрежных и гемипелагических илов у берегов Японии во всех колонках колеблется от 70 до 155 млн. лет (ст. 6158, 6159, 6160, 6161, 6162, 6163). Это означает, что прибрежные илы являются продуктами переотложения юрских - меловых пород Японии. В тех пачках разреза, которые обогашены глауконитом, значения возраста понижаются до 50-20 млн. лет. Это понижение является результатом привноса калия в процессе глауконитизации осадка. В глауконите, очищенном от вмещающего ила, Ar/K отношение, а следовательно, и значения вычисленного по нему возраста были бы еще ниже. Однако вряд ли можно надеяться на получение истинного возраста диагенетического глауконита, поскольку его глобулы формируются в толще отложившегося осадка и в значительной мере за счет слагающего материала, для которого К-Аг метод дает юрский - меловой возраст. Иными словами, вычисленный по Ar/K отношению возраст аутигенного глауконита, как правило, не отвечает времени его образования. Он является более древним за счет примеси материала вмещающего осадка и не может служить аргументом в пользу или против аутигенности глауконита.

Необходимо отметить, что определения возраста глауконита даны Н.В. Логвиненко в отрыве от вмещающего осадка, что неверно, особенно в случае применения К-Аг метода. Данные о возрасте выделенного им II типа аутигенного глауконита, необходимые для сравнения, отсутствуют. И еще: обращает на себя внимание отсутствие четкого соответствия по возрасту обломочных глауконитов (по Н.В. Логвиненко, широко распространенных в осадках) и древних глауконитовых пород, не менее широко развитых "на берегах и дне океана" (Логвиненко, 1976, с. 188]. Таким образом, данные, приведенные этим автором, вряд ли могут служить надежным доказательством выдвинутой им точки эрения. Сульфиды

Восстановленные осадки, содержащие сульфидную минерализацию, развиты в западной (ст. 6158–6163) и восточной (ст. 668–672) частях профиля в пределах сравнительно узкой полосы шельфа, континентального склона и в Японском желобе (фит. 24). Кроме того, значительная сульфидная минерализация отмечена в сильно редуцированных осадках Калифорнийского залива (ст. 663– 667) и незначительная – в восстановленных пригавайских осадках (ст. 637, 681).

Предыдущими исследованиями было показано, что в осадках всех перечисленных станций источником серы сульфидных минералов был метаболический сероводород, образующийся in situ в результате микробиоло-



Фиг. 24. Распределение $S_{пир}$ и $S_{сульф}$ в осадках на трансокеанском профиле (*a*) и в Калифорнийском заливе (*б*) [по данным И.И.Волкова и др., 1972, 1976]

I – прибрежные вулкано- и биогенно-терригенные осадки; II – гемипелагические глинистые, слабокремнистые и слабоизвестковистые осадки [по Н.А.Лисицыной, Г.Ю.Бутузовой, 1976]; I – S_{ПИР} (в % на сухой вес); 2 – отношение S_{СУЛЬФ}/S_{ПИР}(средние значения по разрезу осадков) гической редукции сульфата иловых вод [Чеботарев, Иванов, 1976; //еин и др., 1976].

Самым распространенным (80-90% от ΣH₂S) и устойчивым сульфидным минералом осадков является пирит, представляющий собой конечную форму преобразования сероводорода.

Наряду с пиритной серой практически во всех горизонтах изученных осадков аналитически определяется некоторое количество сульфидной (или моносульфидной) серы, разлагающейся в 2N HCl [Волков и др., 1972, 1976]. Присутствие кислоторастворимых сульфидов железа в осадках можно наблюдать макроскопически в виде черных примазок, штрихов или прослоев.

Распространение пирита и других сульфидных минералов

Особенности распространения серы, пирита и сульфидов на трансокеанском профиле отмечены в работах И.И. Волкова с соавторами (1972 и 1976) и показаны на фиг. 24. Среднее содержание серы пирита по колонкам осадков прибрежной и гемипелагической зон постепенно увеличивается от грубозернистых осадков (ст. 6158 и 668) к более однородным глинисто-алевритовым и алеврито-глинистым осадкам (ст. 6160 и 669) и снова уменьшается в осадках Японского желоба (ст. 6162, 6163), а также и в осадках, переходных к пелагиали (ст. 6164-6166 и 670-672).

В среднем содержание серы пирита в осадках восточной части профиля выше, чем в западной (см. фиг. 24). Напротив, количество сульфидной серы в осадках западной части океана составляет в среднем по разрезу 0,03, а в восточной – всего 0,007%. Максимальное содержание сульфидной серы в осадках профиля отмечено на ст. 6163 (0,113% в осадках горизонта 310-330 мм), расположенной на восточном борту Японского желоба.

Визуальное присутствие сульфидных минералов в виде "черных примазок гидротроилита" [Волков и др., 1972, 1976] отмечается в осадках станций, расположенных на переходе к пелагиали (ст. 670) и на борту Японского желоба (ст. 6162), где отсутствует свободный сероводород, а среднее содержание серы пирита по разрезу осадков не превышает 0,4%.

В осадках Калифорнийского залива содержание пиритной серы такое же высокое, как в наиболее продуктивных осадках ст. 6160 и 669 на профиле, а количество сульфидной серы мало и колеблется от 0,004 до 0,009% [Волков и др., 1976].

Наименьшее содержание пиритной серы (0,360%) отмечается в самых глубоководных осадках ст. 665, расположенной в углублении впадины Фараллон. При этом среднее содержание сульфидной серы в них увеличивается до 0,017% (см. фиг. 24).

Наибольшее количество пиритной серы (0,961%) зафиксировано в осадках ст. 666, в которых процессы сульфатредукции, а следовательно, и пиритообразования неоднократно возобновлялись [Леин и др., 1975].

Особенно высокие содержания сульфидной серы (0,243-0,484%) на фоне почти полного отсутствия пиритной серы (0,020 и 0,02%) удалось наблюдать в двух горизонтах черных илов ст. 681 в Гавайской зоне.

Морфология и структура пирита и других сульфидных минералов

Пирит. При визуальном описании осадков пирит отмечается очень редко изза малых размеров его выделений. Обычно макроскопически бывают заметны лишь единичные псевдоморфозы пирита по остаткам растений и морских организмов, достигающие размеров 0,5-1,5 мм, редкие включения "песчинок" пирита и волосяные прожилки (фиг. 25, см. вклейку).

Наблюдения под бинокуляром и в иммерсионных препаратах под микроскопом, при увеличениях в 32-312 раз позволили установить, что основная фор-

иза
·e-
ря-
сила
ipo—
овой
си-
:ИВ—
ий по
кале

Результаты рентгенографического анализа сульфидов

Аналитик Г.А. Сидоренко (ВИМС).

ма нахождения пирита в изученных осадках – это агрегаты сферический образований. В отраженном свете агрегаты пирита имеют характерный латунножелтый цвет, сильный металлический блеск и не притягиваются намагниченной иглой. Результаты рентгенографического анализа мономинеральных фракций пирита приведены в табл. 11.

Сферические образования пирита (фиг. 26, см. вклейку) получили название фрамбоидов [Rust, 1935]. Агрегаты фрамбоидов могут иметь различные размеры и форму. Неправильные агрегаты небольших фрамбоидов (см. фиг. 26, *a*) мы, вслед за Лавом [Love, 1971], будем называть полифрамбоидами.

В изученных осадках мы выделили несколько основных типов образований пирита (по степени распространенности): І – агрегаты фрамбоидов пирита, т.е. полифрамбоиды, агрегаты фрамбоидов неправильной формы (см. фиг. 26,6) и псевдоморфозы агрегатов фрамбоидов по остаткам растений и морских организмов (см. фиг. 26,6-3); II – смешанные агрегаты пирита; III – кристаллы пирита (см. фиг. 26,*a*).

Размеры морфологических разновидностей пирита даны в табл. 12.

Тонкое строение агрегатов фрамбоидов и собственно фрамбоидов прекрасно выявляется с помощью сканирующего электронного микроскопа. На фиг. 26, изображен типичный полифрамбоид, состоящий из однородных фрамбоидов, плотно прилегающих друг к другу.

Агрегаты фрамбоидов неправильной формы образованы неоднородными по размерам фрамбоидами, также плотно прилегающими друг к другу (см. фит.26, б). Размеры агрегатов фрамбоидов могут сильно варьировать, но редко выходят за пределы класса крупностью 0,1 мм (см. табл. 12).

В осадках, особенно в японской части профиля, широко распространены агрегаты фрамбоидов пирита внутри панцирей диатомей. Фрамбоиды могут точно вписываться в створки панциря, а могут "разрывать" створки, образуя "отростки" на агрегатах пирита за пределами панцирей (см. фиг. 26,6). Члще всего фрамбоиды имеют близкие размеры.

Размеры морфологических разновидностей сульфидных минералов, мм (классы крупности 0,045-0,063 мм и более)

I. Агрегаты фрамбоидов пирита							
			Псевдоморфозы				
Агрегаты непра- вильной формы	Полифрамбонды	по днатомеям	по фораминиферам	по прочим остат- кам, в том чис- ле растениям		Кристаллы во фрамбоидах	
0 <u>,01-0,12</u> * 0,025	0,010-0,10 0,02	0,012-0,100 0,015	0,04-0,175 0,05	0,05-0,15 0,065	<u>0,0005-0,05</u> 0,002	<u>0,0001–0,001</u> 0,00075	

II. Смешанные агрегаты пирита (0,063-0,17 мм)

III. Кристаллы пирита

Фрамбонды	Кристаллы основной массы		Knuorezzu po	A		Вкрапления оли-
	агрегированные	неагрегирован- ные	фрамбоидах	Агрегаты в по- лостях	Псевдоморфозы	ночные
0,01-0,015	0,001-0,0046	0,001-0,0025	0,0001-0,001	0,0025	0,0005-0,001	0,0005

.

IV. Смешанные агрегаты сульфидных минералов (0,01-0,05 мм)

Фрамбоиды	Кристаллы во	"Аморфные" гло-	Кристаллы основной
	фрамбоидах	булы	массы
<u>0,001-0,007</u>	<u>0,0001-0,004</u>	<u>0,001-0,004</u>	0,0001-0,001
0,005	0,001	0,003	0,005

*В числителе - пределы колебаний размеров, в знаменателе - наиболее часто встречающиеся размеры.

Панцири диатомей, заключающие агрегаты пирита, могут иметь хорошую сохранность, частично разрушены или полностью уничтожены. Тогда об их присутствии в осадках напоминают лишь сохранившиеся дисковидные формы агрегатов фрамбоидов пирита.

В осадках мелководных станций западной части профиля более распространены агрегаты фрамбондов пирита внутри раковин фораминифер.

Встречаются также пиритизированные остатки других морских организмов, агрегаты фрамбоидов пирита в форме "веточек", диаметром до 0,03 мм и длиной до 0,15 мм (ст. 6162, горизонт 90-100 см), и другие пиритизированные остатки.

Детали строения фрамбоидов показаны на фиг. 26, d-s. Фрамбоиды состоят из кристалликов пентагон-додекаэдрического и октаэдрического габитусов. Кристаллики не прорастают друг друга. Не обнаружено также никаких минеральных частиц, связывающих отдельные кристаллы во фрамбоиды, а фрамбоиды в агрегаты. В одних случаях наблюдается плотная упаковка кристаллов, в других – свободная (см. фиг. 26, x, s).

Фрамбоидам, формирующимся внутри панцирей, более свойственна плотная упаковка. Свободная упаковка кристаллов чаще встречается в более поэдних фрамбоидах, нарастающих на агрегаты пирита за пределами панцирей, или в агрегатах фрамбоидов неправильной формы, которые, скорее всего, образовывались вне связи с отмершими морскими организмами. Форма фрамбоидов с плотной упаковкой иногда напоминает форму индивидуального кристалла (см. фит. 26, x). Размеры кристаллов, слагающих фрамбоиды, обычно однородны. Крупные фрамбоиды состоят из кристаллов размером до 1 микрона. Мелкие фрамбоиды слагаются кристаллами размером в доли микрона (см. табл. 12).

Внутреннее строение фрамбоидов (в разрезе) нам не удалось изучить, как и внутреннее строение агрегатов фрамбоидов. Тем не менее мы получили косвенные доказательства того, что нарастание агрегатов фрамбоидов происходит от центра к периферии. Крупные агрегаты фрамбоидов из класса более 0,063 мм содержат больше легкого изотопа ³²S, чем мелкие агрегаты и отдельные фрамбоиды размером менее 0,063 мм (табл. 13). Этот факт доказывает, во-первых, что агрегаты фрамбоидов "растут" в осадке и, во-вторых, что наиболее "старые" и крупные фрамбоиды образовывались на первых стадиях процесса сульфатредукции, а мелкие и "молодые" формировались позднее из сероводорода, продуцируемого из уже утяжеленного сульфата иловых вод.

Не обнаружено видимой зависимости размеров фрамбоидов пирита и их агрегатов ни от расстояния от поверхности воды, ни от глубины залегания вмешающего осадка, ни от интенсивности процесса восстановления в осадках. Самые крупные агрегаты фрамбоидов пирита наблюдались в псевдоморфных агрегатах внутри крупных створок или раковин в биогенно-терригенных осадках. Самые мелкие фрамбоиды и агрегаты фрамбоидов характерны для терригенных осадков более мористых станций, с меньшим содержанием биогенных компонентов. Например, в осадках ст. 669 фрамбоиды и их агрегаты концентрируются в классах крупностью 0,045-0,063 мм и менее 0,045 мм. По форме и однородности размеров фрамбоиды напоминают охотничью дробь.

В осадках ст. 666 были встречены многочисленные остатки древесины. Бо́льшая часть из них пиритизирована, но пирит здесь образует агрегаты кристаллов, а не агрегаты фрамбоидов (фиг. 27, *a*, см. вклейку). Кристаллы пирита в форме пентагон-додеказдров отмечены в полостях на поверхности карбонатных конкреций, встречающихся в осадках ст. 666 (см. фиг. 27, *b*).

В осадках глубоководных станций (ст. 665, 672, 6163), где отсутствует свободный сероводород, наблюдаются смешанные агрегаты, состоящие из фрамбоидов, погруженных в массу кристаллов пирита (см. фиг. 27, *в*). Кристаллы – простые октаэдры совершенной формы. Фрамбоиды не всегда имеют четкие границы с нефрамбоидальной массой, внутри которой кристаллы пирита с близкими размерами также агрегируются, напоминая незавершенные фрамбоиды. Во всех этих случаях незавершенные фрамбоиды и кристаллы пирита образовывались позднее фрамбоидов.

Изотопни	ый состав	серы	фрамбоидального	пирита	в	агрегатах
разного	размера.	(ст. 6	162)			

	δ ³⁴ S,%						
Горизонт, см	Класс крупно ции уд. веса	Общая фрак- ция уд. ве-					
	-0,063 мм	+0,063мм	Ca +3,33 F/CM				
90-100 170-190 310-320 415-430 550-560	Не опр. -19,0 -16,0 -7,0 +4,7	He onp. -21,6 -21,5 -16,4 +2,4	-26,8 -21,0 -17,6 -15,7 He onp.				

Таблица 14

Результаты рентгенографического анализа сульфидных минералов магнитных фракций

Станция	Горизонт, см	Минерал	Условия анализа
681	228-233	Т Мельниковит+гематит	Камера 57,3 мм; сила тока 10 мА
655	85-305	То же	Камера 57,3 мм;
6 7 2	375-400	Пирит+мельниковит	Камера 57,3 мм; сила тока 10 мА
672	490-510	Пирит+маккинавит	Камера РКД, сила тока = 12 мА
	Станция 681 655 672 672	Станция Горизонт, см 681 228–233 655 85–305 672 375–400 672 490–510	Станция Горизонт, см Минерал 681 228–233 Мельниковит+гематит 655 85–305 То же 672 375–400 Пирит+мельниковит 672 490–510 Пирит+маккинавит

В илах глубоководных станций псевдоморфозы пирита по органическим остаткам встречаются в заметно меньших количествах, чем в осадках мелководных станций.

Сульфидные минералы (магнитные, кислоторастворимые, переменного состава). Присутствие этих минералов в свежем влажном осадке визуально может быть отмечено только качественно по характерному черному цвету.

При лабораторном выделении и концентрировании сульфидных минералов из осадков ст. 681 и 665 были получены магнитные фракции, состоящие из темно-серых мажущихся неплотных комочков, легко агрегирующих, с тусклым матовым или слабым металлическим блеском в отраженном свете. Черта – черная. Удельный вес минералов магнитных фракций из осадков ст. 681 (горизонт 228-233 см), замеренный методом погружения в тяжелую жидкость, равен 4,11 г/см³.

Результаты рентгенографического анализа сульфидных минералов магнитных фракций приведены в табл. 14. В двух фракциях магнитных сульфидов были обнаружены мельниковит и гематит (см. табл. 14).

Поскольку гематит при изучении в отраженном свете под микроскопом и бинокуляром не виден, мы предполагаем, что он находится внутри агрегатов сульфидных минералов и является первичным по отношению к ним. Мельниковит из тихоокеанских осадков имеет кубическую сингонию, структуру типа шпинели и по дифракционной картине подобен мельниковиту, описанному А.П.Полушкиной и А.Г.Сидоренко [1963] из олигоценовых глин Мангышлака и черноморских конкреций. Бернер [Berner, 1974], изучавший те же черноморские сульфидные конкреции, называет минерал состава Fe₃S₄ не мельниковитом, а грейгитом. Последний термин более распространен в современной литературе, хотя, видимо, речь идет об одном и том же минерале.

На фиг. 27,1 приведена микрофотография типичного агрегата сульфидных минералов - серого "комочка" из магнитной фракции, состояшего из мельниковита и гематита (см. табл. 14, анализ 2). Для агрегатов характерны неровная поверхность и "аморфная" структура. При увеличении в 3000-5000 раз удается различить неоднородное строение магнитных агрегатов: одни их участки действительно аморфны и имеют характерную "всхолмленную" поверхность (см. фиг. 27, 0), другие - кристаллические (см. фиг. 27, е). Последние состоят из фрамбоидов совершенной формы и отдельных связующих кристаллов. Фрамбоиды очень напоминают фрамбоиды пирита, описанные выше (см. фиг. 26,0, 27,6 и др.).

"Всхолмленная" поверхность представляет собой агрегат округлых аморфных стяжений, которые можно рассматривать как "зародыши" будуших фрамбоидов. Размеры морфологических разнсвидностей сульфидных минералов даны в табл. 12.

Из осадков ст. 672 (горизонт 375-400 см) были выделены глотные агрегаты серого цвета, с неровной поверхностью (фиг. 28, *a*, см. вклейку) и металлическим блеском. Агрегаты обладали магнитностью, но более слабой, чем типичные хрупкие "комочки", описанные выше. В составе этих агрегатов рентгенографическим анализом определен пирит+мельниковит (см. табл. 14, анализ 3). Агрегаты состоят из однородноразмерных кристалликов (см. фиг. 28, δ). Форма кристалликов выражена неотчетливо, и только в отдельных случаях удается наблюдать простой октаздр (см. фиг. 28, δ). Агрегирование кристалликов во фрамбоиды лишь слегка намечается, но фрамбоиды не имеют четких границ друг с другом, как в агрегатах фрамбоидов пирита.

Следует подчеркнуть, что описываемые так называемые агрегаты "пирит+ +мельниковит" представлены совершенно одногодным материалом. Двух минералов - отдельно пирита и отдельно мельниковита - увидеть не удалось. Видимо, агрегат состоит из минерала, переходного от мельниковита к пириту.

На фиг. 28, *i*-*e* приведены микрофотографии очень слабомагнитных агрегатов состава пирит+маккинавит (см. табл. 14, анализ 4). Как видно на фотографиях, отдельные фрамбоиды погружены в кристаллическую массу пирита (см. фиг. 28, *i*) и не всегда имеют четкке границы с этой вмешающей массой (см. фиг. 28, *d*). Поверхность обломков при малом увеличении несколько напоминает аморфную "всхолмленность" (ср. фиг. 28, *i* и фиг. 27, *d*). При больших увеличениях видно, что основная часть вмешающей массы и фрамбоиды состоят из октаэдрических кристаллов пирита с "наростами" на отдельных гранях удлиненных мелких кристалликов. Но имеются участки, состоящие как бы из аморфной "растрескавшейся" массы (см. фиг. 28, *d*). левый верхний угол).

Таким образом, в слабомагнитной фракции пирит+маккинавит обнаружены две морфологические разновидности пирита: кристаллический пирит фрамбоидов и пирит связующей основной массы, а также три морфологические разновидности маккинавита: редкие фрамбоиды игольчатых кристаллов, участки с колломорфной структурой в основной кристаллической массе пирита и "наросты" кристаллов на поверхности кристаллов цирита.

Следует отметить, что среди агрегатов фрамбоидов, образующих псевдоморфозы по остаткам растений и морских срганизмов, дважды были встречены фрамбоиды, состоящие из необычных для пирита вытянутых, уплощенных кристаллов, напоминающих фрамбоид маккинавита (см. фиг. 28).

В обонх случаях материал был отобран из осадков глубоководной ст. 6162 (80-100 см), где отмечались признаки "гидротроилита".

Особенности формирования сульфидов

Известно, что при восстановлении сульфатов может образоваться пять сульфидных минералов: маккинавит, пирротин, грейгит (или мельниковит), пирит и марказит [Richard, 1969; Sweeney, Kaplan, 1973; и др.]. Три из этих минералов: маккинавит, мельниковит и пирит (см. табл. 11 и 14) были обнаружены в современных осадках Тихого океана. Все эти сульфидные минералы имеют микробиологическое происхождение, поскольку в их образовании принимает участие метаболический сероводород, продуцируемый в процессе бактериальной редукции сульфатов иловых вод, что доказано прямыми микробиологическими данными [Чеботарев, Иванов, 1976] и анализом стабильных изотопов серы [Леин и др., 1976]. В изученных осадках наблюдаются закономерные различия в распределении пирита и магнитных сульфидных минералов в осадках прибрежной и гемипелагической зон. Пирит в максимальных количествах присутствует в тонких осадках переходной зоны от шельфа к континентальному склону (см. фиг. 25), для которых характерны наиболее интенсивные процессы сульфатредукции и присутствие свободного сероводорода.

В этих осадках пирит представлен практически только фрамбоидальными разностями и агрегатами фрамбоидов. Другие сульфидные минералы в них либо отсутствуют, либо аморфны, легко гидролизуются водой и поэтому не могли быть выделены из осадков примененной нами методикой. Кристаллические разности магнитных минералов в этих осадках скорее всего не образуются изза высокой скорости перехода всех восстановленных форм серы в пирит [Иванов и др., 1976].

Максимальное содержание магнитных сульфидов – маккинавита и мельниковита (грейгита) – обнаружено в осадках глубоководных станций на переходе к пелагиали (ст. 672), в осадках Ялонского желоба (ст. 6162, 6163), в самой глубокой части Калифорнийского залива (ст. 665) и в осадках ст. 681 в пригавайском районе. Для этих осадков, в отличие от прибрежных биогеннотерригенных илов, характерны менее восстановительные условия, отсутствие свободного сероводорода и низкое содержание пирита (см. фиг. 25). Достаточно сказать, что в этих илах обнаружены минералы гидроокисного и окисного железа, в частности гематит в ассоциации с магнитными сульфидными минералами (см. табл. 14).

Магнитные сульфидные минералы и пирит выделяются из осадков глубоководных станций в виде полиминеральных магнитных агрегатов состава: пирит+ +маккинавит, пирит+мельниковит (грейгит) и мельниковит (грейгит)+гематит (см. табл. 14).

Для агрегатов состава пирит+маккинавит может быть представлен последовательный ряд структур от коллоидных (см. фиг. 28, d) до кристаллических (см. фиг. 29, e). Но во всех случаях агрегаты сульфидных минералов имеют сферическое строение. При раскристаллизации несовершенных глобул с аморфной поверхностью могут образоваться круглые стяжения с растрескавшейся поверхностью, как при усыхании коллоидов. Конечной стадией раскристаллизации магнитных сульфидов являются округлые стяжения, состоящие из кристаллов несовершенной формы или таблитчатых, игольчатых кристаллов с неровной поверхностью за счет нарастания мелких, более поздних кристаллов.

Агрегаты состава пирит+мельниковит (см. фиг. 28, *a*-*b*) представляются состоящими из одного минерала, переходного от мельниковита (грейгита) к пириту и недосыщенного по сере до дисульфида, т.е. образовавшегося в условиях дефицита восстановленной серы.

Мономинеральные агрегаты пирита в глубоководных осадках (см. табл. 11) представлены фрамбоидами октаэдрического пирита, погруженными в нефрамбоидальную кристаллическую массу (см. фиг. 27,6). Такие смешанные агрегаты пирита часто обладают слабыми магнитными свойствами, видимо, за счет примеси магнитных сульфидных минералов.

Выше уже отмечалось, что в наиболее восстановленных осадках со свободным сероводородом, т.е. в условиях избыточного содержания восстановленной серы, практически единственной морфологической разновидностью пирита является фрамбоидальный пирит. Фрамбоиды состоят из совершенных кристаллов с ровными гранями, октаэдрического и пентагон-додекаэдрического габитусов. Фрамбоиды не содержат никаких видимых (при использованных увеличениях) минеральных включений; это означает, что они формировались или в пустотах, или на участках разлагающегося органического вещества. Последнее предположение подтверждается широким распространением в биогенно-терригенных осадках псевдоморфных выполнений внутренних участков раковин и панцирей морских организмов.

В осадках происходит рост агрегатов фрамбоидов от центра к периферии агрегатов, что доказывается, в частности, обогащением изотопом 34S наиболее мелких агрегатов фрамбоидов, формировавшихся из утяжеленного сероводорода поздних этапов процесса сульфатредукции (см. табл. 13).

Фрамбоиды состоят из кристаллов близких размеров (фиг. 26, *e*, *s*). Агрегаты фрамбоидов формируются также из фрамбоидов близких размеров, но поверхность агрегатов часто сложена разноразмерными фрамбоидами (см. фиг. 26, *б*, *i*).

Обычно можно установить, что во фрамбоидальных агрегатах фрамбоиды, состоящие из плотно упакованных кристаллов, "старше" фрамбоидов со свободной упаковкой кристаллов. Возможно, справедливо предположение, что при "старении" фрамбоидов уплотнение слагающих их кристаллов приводит к образованию единого кристалла (см. фиг. 26, *).

На некоторых фрамбоидах с плотной упаковкой заблюдалась прозрачная оболочка, легко разрушающаяся при обработке агрегатов пирита 3%-ной HCl. Нам не удалось зафиксировать оболочку на микрофотографиях, но в работе Свинея и Каплана [Sweeney, Kaplan, 1973] она сфотографирована. На существование оболочек ("membrane") на фрамбоидах впервые обратил внимание Фаранд [Farrand, 1970]. Оболочка не воспроизводится при низкотемпературном синтезе фрамбоидов пирита [Sweeney, Kaplan, 1973]. Остаются пока неясными состав и происхождение оболочек. Учитывая, что они особенно характерны для фрамбоидов, заключенных внутри створок, и очень редко присутствуют на более поздних фрамбоидах за пределами створок, а также в неправильных и в смешанных агрегатах, мы полагаем, что оболочки представляют собой остатки вещества внутренних частей раковин и свойственны только фрамбоидам, образованным при пиритизации органических остатков морских животных. В этом случае оболочки, естественно, не могли быть воспроизведены в экспериментах Свинея и Каплана, получавших фрамбоиды из растворов.

Получение фрамбоидов при низкотемпературном синтезе пирита из абиогенного сероводорода в лабораторных условиях [Berner, 1969; Farrand, 1970; Sunagawa e.a., 1971; Sweeney, Kaplan, 1973] положило конец длительной дискуссии о том, что фрамбоиды пирита есть минерализованные колонии сульфатредуширующих микроорганизмов и могут образовываться только в биологически активных осадках [Love, 1965; Ehlers e.a., 1965; Скрипченко, 1969; и др.].

Таким образом, выпадение и кристаллизация сульфидных минералов это физико-химический процесс, а не биологический. Поэтому и морфология сульфидных минералов отражает в первую очередь особенности среды минералообразования.

Еще одна морфологическая разновидность пирита обнаружена в прибрежных осадках ст. 666, где наряду с фрамбоидальным пиритом присутствует пирит в виде вкраплений отдельных пентагон-додекаэдров и их агрегатов (см. фиг. 27, *a*, *b*). Гидродинамический режим и условия осадконакопления в районе ст. 666 способствовали неоднократной смене окислительной и восстановительной обстановок [Леин и др., 1975]. Пирит формировался по выделениям и подтекам гидроокисного железа, метасоматически его замещая.

Подводя итог всему сказанному выше, отметим, что в восстановленных осадках Тихого океана, в районе трансокеанского профиля, удалось наблюдать последовательные стадии образования сульфидных минералов. Морфология, строение и состав магнитных сульфидных минералов и пирита, а также наличие полиминеральных агрегатов пирита с маккинавитом и мельниковитом (грейгитом) подтверждают предполагавшийся большинством исследователей механизм образования пирита в биологически активных осадках через малосернистые сульфиды.

Недостаток восстановленной серы в осадке приводит к "замораживанию" процесса сульфуризации сульфидов железа на любой стадии. Так образуются в слабо восстановленных осадках маккинавит и мельниковит (грейгит) со своеобразными структурами от колломорфных до несовершенных кристаллов.

Соотношения глауконита и пирита в зоне восстановленных осадков

Выше было показано, что в восстановленных осадках западной части профиля глауконит и пирит по характеру распределения являются антиподами в том смысле, что участки максимальных концентраций глауконита, локализованные в прослоях и пачках грубых осадков, характеризуются пониженными содержаниями пирита. И наоборот, более тонкие глинистые илы в пределах той же зоны почти не содержат глауконита, но обогашены пиритом (см. фиг. 25). В них наблюдаются также максимальные концентрации С_{орг}, который распределяется в осадках аналогично пириту [Лисицына и др., 1974]. Схему распределения глауконита, С_{орг} и пирита в западной части профиля мы здесь воспроизводим (фиг. 29, см. вкладку).

В восточной части профиля у берегов Мексики сохраняется та же схема пространственной локализации глауконита и пирита¹ и ее зависимость от распределения C_{opr} . Почти лишенные примеси глауконита, но богатые C_{opr} (2,7-4,2%) карбонатно-глинистые осадки обогашены пиритом (см. фиг. 25), содержания которого достигают здесь 1,5-2,1% и сохраняются по всей толше колонок. Обогашение глауконитом песчано-алевритовых осадков ст. 670 (до 40%) сочетается с заметным падением содержаний пирита (до 0,7-1,0%). В пелагическом направлении с уменьшением количества C_{opr} и ростом Eh содержание обоих диагенетических образований убывает. За пределами редуцированной зоны они практически отсутствуют. Такие же соотношения в распределении глауконита и C_{opr} видны на картах, составленных Ван Анделем для Калифорнийского залива [Van Andel, 1964].

В восточной части профиля присутствие глауконита и пирита в одной и той же колонке (см. 670) дает возможность определить последовательность их формирования. Под микроскопом видно, что пирит, присутствующий в цементирующей массе осадка, оконтуривает стяжения глауконита и заполняет промежутки между ними, т.е. по времени образования является более поздним (см. фиг. 22, 6).

Из рассмотрения данных по профилю следует, что глауконит и сульфиды железа, являющиеся характерными аутигенно-диагенетическими минералами редуцированной зоны, в ее пределах тяготеют к разным типам осадков. Формирование глауконита предпочтительно происходит в песчано- и алевритисто-глинистых илах, относительно обедненных С_{орг}, но обладающих повышенной проницаемостью для иловых растворов. Процессы сульфатредукции здесь менее активны, чем в тонких илах, вместе с тем в них можно предполагать более активное разложение силикатного материала, продукты которого поставляют необходимые компоненты для образования глауконита. Это связано с относительно повышенным водообменом, что является необходимым условием для интенсивного протекания процессов разложения минералов. Одним из агентов, усиливающих этот процесс, по-видимому, являются ионы CO_3^2 - и HCO_3 , повышенные концентрации которых характерны для иловых вод редуцированной зоны.

¹Скема распределения пирита в осадках составлена по данным А.Г. Розанова и др. [1976].

В богатых С_{орг} тонких илах интенсивная сульфатредукция приводит к образованию сульфидов. Формирование глауконита происходит в менее восстановленной среде и несколько опережает по времени образование пирита. Новые данные по восточной части профиля дают основание считать, что глауконит, по сравнению с пиритом, как правило, является более ранним образованием; это несколько меняет ранее изложенную точку эрения [Лисицына и др., 1974].

Родохрозит

По термодинамическим данным карбонат марганца устойчив в широком диапазоне условий изменения величин pH и Eh [Гаррелс, Крайст, 1968]. В восстановительных условиях современных морских осадков и иловых вод карбонат марганца представляет собой, по-видимому, наиболее устойчивое соединение двухвалентного марганца. Однако, несмотря на это, находки родохрозита в современных морских и океанических осадках представляют большую редкость; еще более редки находки значительных по величине конкреций карбоната марганца – родохрозита [Горшкова, 1963; Мангейм, 1965; Штеренберг и др., 1968; Zen E-an, 1959; Lynn, Bonatti, 1965; Логвиненко и др., 1972].

В осадках изученного профиля хорошо сформированные крупные конкреции родохрозита (фиг. 30) были обнаружены в северо-западной части Тихого океана на ст. 6171 (33°49,4' с.ш., 151°22,0' в.д., глубина 6000 м), в области распространения пелагических глин переходного типа. Конкреции залегают в толще восстановленного серого глинистого ила на глубине 220-225 см от поверхности дна.

Вмещающие осадки представляют собой тонкодисперсный глинистый ил плотной консистенции. В его составе преобладают гидрослюда и монтмориллонит, в небольшом количестве присутствуют хлорит и смешаннослойный минерал типа гидрослюда-монтмориллонит, а также тонкодисперсный кварц (см. табл. 16).

По данным полевых наблюдений, в горизонте, содержащем конкреции, pH – 7,19, шелочность иловых вод – 3,7 мг-экв/л, содержание аммонийного азота – 2,45, P – 0,48, Si – 17,5 мг/л. Ниже и выше горизонта конкреций pH 6,84 – 7,19. Несколько выше конкреций (горизонт 210 см) осадки содержат редкие и мелкие примазки гидротроилита.

По внешнему виду (см. фиг. 30) конкреции напоминают куски веток дерева серого цвета, диаметром 7-12 мм, длиной – 4-8 см. В разрезе видно, что они состоят из ряда плотных изогнутых стержней более темного цвета, сложенных почти чистым родохрозитом (ядро) и менее плотной более светлой массы из родохрозита с примесью глинистых частиц, заполняющей промежутки между стержнями и образующей внешнюю оболочку конкреций.

Химический состав общей пробы двух конкреций, отдельных фаз и вмещаюшего конкреции осадка приведены в табл. 15. Данные этой таблицы показывают сравнительно однородный состав как разных конкреций, так и отдельных их частей. Наиболее существенной является разница в содержании глинистой части в отдельных фазах конкреции (см. табл. 15, обр. 3 и 4). Светлая фаза, заполняющая промежутки между стержнями и образующая внешнюю оболочку, имеет большую примесь глинистого материала и соответственно повышенное содержание SiO_2 и Al_2O_3 . Содержание $MnCO_3$ в сухом веществе конкреций изменяется от 70% в светлой фазе до 75% в темной фазе и общей пробе конкреций.

На основании химического состава после пересчета карбонатных компонентов на 100%-ный карбонат формула карбонатного минерала также изменяется незначительно и колеблется в зависимости от содержания Mn от $(Mn_{0,79}Ca_{0,16} Mg_{0,04}Fe_{0,003})CO_3$ до $(Mn_{0,83}Ca_{0,23}Mg_{0,03}Fe)CO_3$.

Данные рентгеноструктурного анализа (табл. 16) при сравнении их с эталонной рентгенограммой показывают наличие родохрозита - рефлекс 2,85Å





Фиг. 30. Конкреции родохрозита

а – внешний вид конкреций родохрозита; б – конкреции в разломе; в – мик рофотография родохрозита из конкреций (ст. 6171, 220-225 см), СЭМ, ISM-U3, × 1000; ε – то же, кристалл родохрозита призматического габитуса, тяже лая фракция удельного веса 3,33 г/см³, суспензионный препарат, × 5000

с интенсивностью 10 и рефлекс 1,763 Å с интенсивностью 9 и др. По величине рефлекса от (3030), равного 1,379-1,381 Å по диаграмме Кригера [Kriger, 1930], содержание MnCO₃ в исследуемом родохрозите определяется в 75-77%, что отвечает химическому составу.

Термический фазовый анализ (фиг. 31) показал типичную для родохрозита кривую нагревания с глубоким эндотермическим эффектом в интервале 650–750°С. Кривая потери веса дает основание к заключению, что в ядре конкреции содержится более 80% родохрозита, а во внешней зоне – около 70%.

Обј	p .1	Обр. 2 а б		Обр	. 3	Обр. 4	Обр. 5
A	б			A	б	a	a
6,03	-	6,36	-	6,50	-	11,60	57,84
2,33*	-	1,59	-	1,80	-	4,00*	16,02
0,15	0,17	0,17	0,19	0,17	0,19	-	-
0,75	-	0,89	-	0,79		1,66**	6,67**
0,08	-	0,08	-	0,08	-	0,14	0,70
7,33	8,20	6,45	7,28	6,88	7,75	5,45	1,45
1,41	1,58	1,14	1,29	1,31	1,48	0,97	3,06
45,80	51,29	46,06	52,03	45,68	51,50	42,83	0,13
-	-	0,57	-	0,58	-	-	0,12
34,61	38,76	34,72	39,21	34,66	39,08	-	Не обн.
0,34	-	0,50	-	0,32	-	-	0,38
98,83	100,00	98,53	100,00	98,77	100,00	-	
	Ofi 6,03 2,33* 0,15 0,75 0,08 7,33 1,41 45,80 - 34,61 0,34 98,83	O6p.1 a 6 6,03 - 2,33* - 0,15 0,17 0,75 - 0,08 - 7,33 8,20 1,41 1,58 45,80 51,29 - - 34,61 38,76 0,34 - 98,83 100,00	$O6p.1$ $O6q$ a 6 a $6,03$ - $6,36$ $2,33^*$ - $1,59$ $0,15$ $0,17$ $0,17$ $0,75$ - $0,89$ $0,08$ - $0,08$ $7,33$ $8,20$ $6,45$ $1,41$ $1,58$ $1,14$ $45,80$ $51,29$ $46,06$ $0,57$ $34,61$ $38,76$ $34,72$ $0,34$ - $0,50$ $98,83$ $100,00$ $98,53$	$O6p.1$ $O6p.2$ a6a6 $6,03$ - $6,36$ - $2,33^*$ - $1,59$ - $0,15$ $0,17$ $0,17$ $0,19$ $0,75$ - $0,89$ - $0,08$ - $0,08$ - $7,33$ $8,20$ $6,45$ $7,28$ $1,41$ $1,58$ $1,14$ $1,29$ $45,80$ $51,29$ $46,06$ $52,03$ $0,57$ - $34,61$ $38,76$ $34,72$ $39,21$ $0,34$ - $0,50$ - $98,83$ $100,00$ $98,53$ $100,00$	$O6p.1$ $O6p.2$ $O6p$ afafafa $6,03$ - $6,36$ - $2,33^*$ - $1,59$ - $2,33^*$ - $1,59$ - $0,15$ $0,17$ $0,17$ $0,19$ $0,15$ $0,17$ $0,17$ $0,19$ $0,75$ - $0,89$ - $0,79$ $0,08$ - $0,08$ - $0,08$ $7,33$ $8,20$ $6,45$ $7,28$ $6,88$ $1,41$ $1,58$ $1,14$ $1,29$ $1,31$ $45,80$ $51,29$ $46,06$ $52,03$ $45,68$ $0,57$ - $0,58$ $34,61$ $38,76$ $34,72$ $39,21$ $34,66$ $0,34$ - $0,50$ - $0,32$ $98,83$ $100,00$ $98,53$ $100,00$ $98,77$	O6p. 1 $O6p. 2$ $O6p. 3$ a6a66,03- $6,36$ - $6,50$ 2,33*- $1,59$ - $1,80$ 0,15 $0,17$ $0,17$ $0,19$ $0,17$ $0,19$ $0,75$ - $0,89$ - $0,79$ -0,08- $0,08$ - $0,08$ -7,33 $8,20$ $6,45$ $7,28$ $6,88$ $7,75$ 1,41 $1,58$ $1,14$ $1,29$ $1,31$ $1,48$ 45,80 $51,29$ $46,06$ $52,03$ $45,68$ $51,50$ $0,57$ - $0,58$ -34,61 $38,76$ $34,72$ $39,21$ $34,66$ $39,08$ $0,34$ - $0,50$ - $0,32$ -98,83 $100,00$ $98,53$ $100,00$ $98,77$ $100,00$	$O6p. 1$ $O6p. 2$ $O6p. 3$ $O6p. 4$ a6a6a6a $6,03$ - $6,36$ - $6,50$ - $11,60$ $2,33^*$ - $1,59$ - $1,80$ - $4,00^*$ $0,15$ $0,17$ $0,17$ $0,19$ $0,17$ $0,19$ - $0,75$ - $0,89$ - $0,79$ - $1,66^{**}$ $0,08$ - $0,08$ - $0,08$ - $0,14$ $7,33$ $8,20$ $6,45$ $7,28$ $6,88$ $7,75$ $5,45$ $1,41$ $1,58$ $1,14$ $1,29$ $1,31$ $1,48$ $0,97$ $45,80$ $51,29$ $46,06$ $52,03$ $45,68$ $51,50$ $42,83$ $0,57$ - $0,58$ $34,61$ $38,76$ $34,72$ $39,21$ $34,66$ $39,08$ - $0,34$ - $0,50$ - $0,32$ $98,83$ $100,00$ $98,53$ $100,00$ $98,77$ $100,00$ -

Таблица 15.. Химический состав конкреций родохрозита

 $*Al_2O_3 + P_2O_5$. $**Fe_2O_3 + FeO_2$

Примечание. Обр. 1 - тонкая ветвь конкреции, общая проба; обр. 2 - толстая ветвь конкреции, общая проба (см. фиг. 30); обр. 3 - темная часть толстой ветви; обр. 4 - связывающая светлая часть толстой ветви; обр. 5 - вмещающий конкреции ил, горизонт 220-225 см; а - содержания в вес. %; б - пересчет карбонетных компонентов на 100%.

Ядро конкре- ции Эталон родо- хрозита [Ми- хеев, 1957] "		ро д о-			Вмещающий конкрецию ил							
		зона конкреции		исхо д ный		с гликолем		нагретый до 600 ⁰ С				
d	I	d	1	d	I	d	1	d	I	d	I	
3,63	7	3,65	7	1 ⊐ 3,64	8		-	17,2	5	- -	_	
2,85	10	2,85	10	2,85	10	14.8	4 ш	14.2	2	14,3	4	
2,37	4	2,38	4	2,37	з	10,4	5	10,8	3่	10,2	4 ш	
2,08	4	2,18	4	2,11	3	-	-	10,0	5 p	-	-	
1,994	7	1,992	5	1,992	6	-	-	8,8	Зp	-	-	
1,807	2	1,809	3	1,811	2 p	7,1	5	7,1	5	7,1	2 ш	
1,763	9	1,762	8	1,761	9	-	-	6,2	2 p	-	-	
1,539	3	1,540	4	1,542	4 p	· 5,0	3	4,9	4 ш	5,0	2 ш	
1,498	1 ш	-	-	1,500	Зр	4,7	2 p	-	-	4,7	3	
1,461	3	1,457	4	1,462	4	4,2	2	4,2	2 p	4,2	5	
1,381	5	1,378	3	1,379	4	3,56	4	3,55	4	3,55	2	
		1,309	1	-	-	3,34	10	3,3	10	3,33	10	
		1,258	2	-	-	3,19	2 p	3,18	2	3,18	4	
						1,542	3					
						1,500	7ш					

Таолина то, гезультаты рентгеноструктурного анализа конкреции родохрозита и н	Таблица 16.	Результаты	рентгеноструктурного	анализа	конкреции	родохрозита	И	иле
---	-------------	------------	----------------------	---------	-----------	-------------	---	-----

Приме чание. Пробы конкреций снимались в камере РКУ, Д = 114 мм, Fe-иэлучение 40 кв, 14 мА, 20 час, аппарат УРС-55А. Пробы вмещающего ила снимали на лифрактометре УРС-50, Си-излучение. Аналитик В.Н. Герасимов (ЛГУ).



Фиг. 31. Термограммы конкреций родохрозита и вмещающего осадка *а*, *б* – ядро (*a*) и внешняя часть (*б*) конкреции; *в* – вмещающий осадок *I* – потери веса (%), *2* – кривая нагревания

Фиг. 32. Распределение различных форм Fe, Mn и $C_{\text{орг}}$ по вертикали колонки ст. 6171

1 - общий Mn; 2 - общее Fe; 3 - Mn⁴⁺; 4 - реакционноспособное Fe; 5 - слой осадков с конкрециями MnCO₃; 6 - Сорг

Характер кривой потери веса свидетельствует об одноактном выделении двуокиси углерода с максимумом около 600°С, т.е. мы имеем дело с одним минеральным видом, а не с несколькими или с двойными солями. Небольшие деформации дифференциальной кривой нагревания в области низких темлератур (эндотермический эффект 100-200°С) связаны с глинистыми примесями, что подтверждается рефлексом от (060) 1,500 Å в рентгенограмме, и с органическим веществом (экзотермический эффект 300-400°С).

Кривая нагревания вмещающего ила из-за его полиминеральности невыразительна, однако основные термические эффекты гидрослюды и монтмориллонита проступают более или менее ясно.

Изучение шлифов и иммерсионных препаратов показало, что конкреции состоят почти целиком из пелитоморфного карбоната с частицами размером менее 0,005 мм и лишь изредка встречаются более крупные кристаллики. Показатели преломления карбонатного минерала определены иммерсионным способом: $No = 1,751 \pm 0,003$, $Ne = 1,587 \pm 0,002$. Для родохрозита с изоморфной примесью кальция, магния и железа в количествах, соответствующих исследованному нами образцу, указывается несколько более высокий показатель преломления – No = 1,785 [Kriger, 1930]. Это несоответствие объясняется трудностью правильного отделения карбонатной части от силикатной и невозможностью расчета точной формулы минерала. Если ориентироваться на рентгеновские данные, то содержание MnCO₃ в нашем образце 75-77%, и тогда оптические свойства соответствуют химическому составу.

Микрофотографии, полученные на сканирующем электронном микроскопе, показывают, что исходные конкреции сложены разнозернистой массой родохрозита с единичными обломками панцирей диатомей (см. фиг. 30, *s*, *i*). Хорошо образованные кристаллы родохрозита встречаются очень редко. Один такой кристалл показан на фиг. 30, *i*. Он выделен из тяжелой фракции конкреций, имеет призматический габитус. На фигуре видны налипшие на поверхность кристалла более мелкие карбонатные частицы.

Таким образом, химический анализ, данные рентгеноструктурного, термического исследования и изучение под микроскопом свидетельствуют о том, что конкреции состоят из родохрозита сложного состава – поликомпонентной изоморфной смеси карбонатов марганца и кальция, с небольшой примесью магния и железа. Карбонаты марганца аналогичного состава были обнаружены ранее в осадках Тихого океана у берегов Перу и Чили [Zen E-an, 1959] и в донных илах Балтийского моря [Горшкова, 1963; Мангейм, 1965; Штеренберг и др., 1968]. Кальциевый родохрозит, содержащий 50-80% MnCO₃, из осадков Тихого океана был описан Линном и Бонатти [Lynn, Bonatti, 1965].

Описываемые нами родохрозитовые конкреции образовались в раннем диагенезе осадков в тонкодисперсных илах, содержащих 0,26-0,74% Сорг. (фиг. 32). Изучение распределения различных форм железа, марганца и серы по вертикали колонки показывает, что окислительно-восстановительные продессы в осадках сопровождаются интенсивным диагенетическим перераспределением железа и марганца и локализованным накоплением их на различных горизонтах колонки. Верхний слой осадков до горизонта 50 см представлен окисленным илом, содержащим реакционноспособное железо только в виде Fe³⁺, а марганец в основном в форме Mn^{4+} . В подстилающем горизонте (60-65 см) Mn^{4+} исчезает полностью, а в составе легкоподвижного железа появляется небольшое количество Fe²⁺. Ниже по колонке марганец представлен только в форме Mn^{2+} , а реакционноспособное железо включает Fe^{2+} и Fe^{3+} чаще всего с преобладанием первого. Бактериальный процесс восстановления сульфатов очень слаб, проявляется только в слое осадков 120-210 см, причем имеет точечное развитие и не захватывает осадка в целом. Содержание суммы восстановленных форм серы - производных H₂S составляет в указанном слое всего 0,02-0,04% S.

В распределении по колонке общего марганца наблюдается резко выраженный максимум в окисленной зоне на горизонте 40-45 см, здесь содержание MnO составляет 14,26%. Ниже концентрация Mn в осадках падает до 0,12-0,20% и снова немного повышается до 0,5% ниже горизонта залегания конкреций в интервале 240-308 см. Далее по колонке содержание MnO снова уменьшается до 0,12-0,17%. Слой осадков в интервале 220-225 см, включающий конкреции, содержит 0,13% MnO.

Распределение валового железа очень сходно с распределением марганца, с той разницей, что максимумы железа смещены относительно максимумов марганца и располагаются всегда ниже по колонке. Первый максимум железа расположен в пределах горизонта 60-65 см и содержит 8,85% Fe_2O_3 , второй – на глубине 305-308 см (восстановленная зона) и содержит 12,26% Fe в расчете на Fe_2O_3 . Очень важно для понимания происходящих процессов, что эти максимумы связаны с увеличением подвижного железа в составе валового. Как видно из фиг. 32, реакционноспособное железо (сумма Fe^{2+} и Fe^{3+}) образует максимумы на тех же горизонтах.

Происхождение максимумов Mn и Fe на контакте окисленной и восстановленной зон осадков объясняется перераспределением металлов в окислительновосстановительных процессах; механизм этого явления был изучен ранее. Железо и марганец, попадая в восстановленную зону осадков, восстанавливаются до двухвалентных, приобретают подвижность и мигрируют в форме бикарбонатов к контакту с окисленной зоной, где вновь окисляются и теряют подвижность. В результате такого перераспределения на контакте окисленной и восстановленной зон возникают прослои осадков, обогащенные Мп и Fe.

По-видимому, образование конкреций карбоната марганца связано с восстановительным процессом, приведшим к восстановлению Mn⁴⁺ и Fe³⁺. ранее сконцентрированных в слое осадков 305-340 см, аналогично тому, как в слое 40-65 см. Восстановительный процесс протекал медленно и под значительным слоем осадков. В результате не только железо, но и марганец не смогли в ходе миграции достигнуть контакта с окисленной зоной. Mn4+ восстановился до Mn^{2+} ранее железа, и в ходе миграции Mn^{2+} значительно опередил железо, которое сместилось очень немного вверх по колонке. Миграция Mn(HCO₃)₂ вверх к контакту с окисленной зоной проходила до тех пор. пока в результате уменьшения парциального давления СО, в иловой воде не наступило разложение Mn(HCO₃)₂ с выделением ядер кристаллизации MnCO₂ в слое осадков 220-225 см. В дальнейщем рост конкреций происходил благодаря стягиванию вещества в горизонтальной плоскости и подтягиванию новых порций растворенного марганца снизу. Следует отметить, что отдельные мелкие зерна родохрозита наблюдаются под микроскопом в осадках выше и ниже слоя залегания конкреций.

Все сказанное позволяет сделать вывод, что сравнительная редкость карбонатных конкреций марганца в осадках океана объясняется весьма специфическими условиями образования их в диагенезе.

Наиболее благоприятные физико-химические условия (режим pH - Fh) для образования MnCO₃ существуют в зоне восстановленных осадков - прибрежных и гемипелагических (зоны I и II). Здесь Mn представлен только двухвалентной формой, повышены концентрации CO₃²⁻ и HCO₃⁻ в иловых водах. Однако в этих условиях значительные по величине стяжения или конкреции MnCO₃ никогда не обнаруживались. Здесь они, по-видимому, действительно отсутствуют. Причиной этого является очень малое содержание Mn, свойственное этим осадкам, не превышающее O,1%, а, как правило, составляющее O,O3-O,O8%. Учитывая сравнительную крупность осадочного материала в этих зонах, большая часть марганца входит в состав обломочного материала, доля реакционноспособной подвижной в диагенезе части Mn очень невелика. На фоне таких низких концентраций реакционноспособного Mn могут образоваться только отдельные малочисленные микрозерна MnCO₃, которые будут рассеяны в массе осадка и не фиксируются даже при микроскопическом изучении.

В зонах IVA и IVБ, представленных полностью окисленными пелагическими глубоководными глинами, условия для образования M_nCO_3 отсутствуют. Несмотря на высокое содержание валового M_n , что характерно для осадков этих зон, он присутствует главным образом в виде M_n^{4+} в составе гидратированной двуокиси. Учитывая низкие концентрации карбонатных и бикарбонатных ионов и наличие кислорода в наддонной и иловой воде, в пелагических красных глинах равновесие в системе марганца сдвинуто в сторону окисления $M_n^{2+} \rightarrow M_n^{4+}$, и этот процесс является здесь определяющим. M_nCO_3 в этих условиях не образуются.

Только в области пелагических глин переходного типа (зона III) и в пелагической краевой части гемипелагических осадков (зона II) полностью реализуются условия для образования значительных (или заметных) скоплений родохрозита. Наличие восстановительных условий в толще отложений (хотя восстановительный процесс здесь и ослаблен из-за малого содержания органического вещества), приводящих к восстановлению Mn⁴⁺ до Mn²⁺, несколько повышенное содержание карбонатов в составе иловых вод и, наконец, решающее – повышенное содержание Mn в осадках, достигающее 0,4–0,5% (т.е. сравнимое с содержанием в пелагических красных глинах), создают условия для образования в толще отложений заметного количества рассеянного в массе осадка

90

MnCO₃. Фактически же образование рассеянных зерен родохрозита в пореходных осадках проходит на уровне более низких (0,1-0,2%) концентраций Mn, но уже бо́льшая часть которого представлена реакционноспособной формой. Остальная часть реакционноспособного Mn осадков сконцентрирована в диагенетически обогащенных прослоях, располагающихся на контакте окисленной и восстановленных зон осадков, где содержание Mn может достигать нескольких процентов (до 11% в расчете на Mn). Органическое вещество, при невысоких концентрациях его в зоне переходных осадков, не в состоянии быстро растворить и переместить в верхние слои осадков такие скопления Mn⁴⁺. Эти диагенетические прослои захороняются в толше отложений и медленно рассасываются при восстановлении Mn⁴⁺ до Mn²⁺. Именно они (прослои, обогащенные Mn) дают основную массу Mn²⁺ для образования хорошо сформированных макроконкреций родохрозита в толше восстановленных океанских осадков.

Упоминавшиеся выше находки родохрозита в тихоокеанских осадках встречаются в сходных условиях и связаны с переработкой диагенетически обогащенных марганцем прослоев [Zen E-an, 1959; Lynn, Bonatti, 1965]. Близки к описанным и условия образования скоплений родохрозита в осадках Балтийского моря. Здесь диагенетически обогащенный марганцем окисленный поверхностный слой осадков, находящихся в контакте с кислородсодержащей водой, практически мгновенно попадает в восстановительные условия при смене аэробных условий анаэробными в наддонной воде, периодически наблюдаемой в осадках Балтийского моря. При таком явлении происходит превращение окисных соединений Mn⁴⁺ в карбонат Mn²⁺.

Таким образом, для образования заметных скоплений, стяжений, конкреций карбоната марганца благоприятные условия создаются только в результате предварительного диагенетического перераспределения марганца и образования диагенетических прослоев, обогащенных Mn^{4+} , а также и последующей переработки их в восстановительной стадии диагенеза при захоронении в осадках с невысоким содержанием C_{ODT} .

Цеолиты

Аутигенные цеолиты являются типичными минералами пелагических осадков. Основным минеральным видом в миоценовых-современных отложениях является филлипсит, в более древних породах мела - эоцена широко развит клиноптиллолит. В пределах трансокеанского профиля главная масса аутигенного филлипсита связана с определенным литолого-фациальным типом осадков - с наиболее тонкими пелагическими красными глинами глубоководных котловин, покрывающими обширные площади океанического дна (фиг. 33). Эта область океана характеризуется самыми низкими скоростями осадконакопления (от 3 до менее 1 мм в тысячу лет). Максимальные содержания филлипсита (местами до 50% осадка) наблюдаются в центральных частях глубоководных впадин (зона IVБ). Помимо пелагических котловин, цеолиты развиты также в тонких глинистых илах во впадинах между подводными горами поднятия Маркус-Неккер (зона V)1. Для биогенно-терригенных илов Гавайского архипелага цеолиты не характерны. Они встречаются лишь в отдельных прослоях красных глин в толще осадка. За пределами пелагической зоны аутигенный филлипсит не встречается, он практически отсутствует также в глинах переходного типа.

Необходимо отметить, что распространение цеолитов в целом не зависит от локализации очагов подводного вулканизма или выходов палагонитизированных базальтов на дне. Оно значительно шире и выходит далеко за пределы этих областей. Отсутствует также связь цеолитов с составом глинистых минералов вмещающих осадков. На профиле приведены графики распределения в

¹Па фиг. ЗЗ осадки этой зоны показаны в виде широкой полосы, поскольку линия профиля проходит по простиранию гряды.





I – цеолиты; кривые, показывающие: 2 – скорости осадконакопления (мм в тысячу лет), 3 – содержание монтмориллонита, 4 – содержание гидрослюд (в % от суммы глинистых минералов)

поверхностном слое двух главных компонентов глинистого ила: гидрослюд и смектитов. Они показывают, что цеолиты в Северо-Западной котловине и подводных горах Маркус-Неккер приурочены к существенно гидрослюдистым илам, содержащим 50-60% гидрослюд от суммы глинистых минералов. В Северо-Восточной котловине на всем ее протяжении гидрослюды и смектиты присутствуют примерно в равных количествах (40-50%).

Те же особенности распространения филлипсита четко видны не только в поверхностном слое, но и во всей толще осадков, вскрытой колонками, т.е. они сохранялись в течение длительного времени (см. фиг. 33). Для пелагической зоны мы можем говорить примерно о 5 млн. лет, т.е. о периоде от позднего плиоцена до современности.

Формы нахождения филлипсита в осадках

Изучение форм нахождения филлипсита в пелагических осадках позволяет сгруппировать их следующим образом.

1. Скопления неправильной формы (см. фиг. 11, е), гнезда и линзы полупрозрачных кристаллов филлипсита (фиг. 34, а, см. вклейку; см. также фиг. 11, а), неравномерно распределенные кристаллы, местами пронизывающие массу глинистого ила и превращающие его в существенно цеолитовую глину с содержанием до 20-50% филлипсита (фиг. 34, б). Участки, обогащенные филлипситом, по форме сходны со скоплениями пирокластики в глинах с пепловым материалом (см. фиг. 10, е). Мощность пачек с содержанием цеолитов 20-50% колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м.

2. Инкрустации кристалликов филлипсита по стенкам микропустот и пор. Вместе с цеолитами в микропустотах часто присутствуют мелкоалевритовые кристаллы кварца, которые в равной степени могут быть аутигенными или принесенными эоловым путем.

3. Скопления кристаллов филлипсита, развивающихся по продуктам палагонитизации (см. фиг. 13, е, 34,д) и обломкам базальта, измененного подводным выветриванием. Скопления и инкрустации кристаллов филлипсита развиты массово и повсеместно на широких площадях пелагической зоны океанического дна. Филлипситы по палагонитизированным и выветрелым обломкам базальта встречаются локально в областях развития базальтовых лав (на профиле – подводные горы Маркус-Неккер). Филлипсит встречается в виде от-



дельных кристаллов размером от 0,01-0,1 мм максимально до 0,2 мм (см. фиг. 34, θ), а также в виде двойников и сростков (см. фиг. 34, i). Как правило, кристаллы полупроэрачны, замутнены тонкой глинистой примесью, захваченной в процессе роста, иногда зональны. В жеодах кристаллы бесцветные, проэрачные. Показатель преломления 1,483-1,500.

Особенности химического состава и кристаллическая структура филлипситов

Особенности химического состава океанических филлипситов почти не изучены. Достаточно сказать, что в настоящее время опубликовано всего около 20 анализов мономинеральной цеолитовой фракции, выделенной из осадков Тихого и Индийского океанов [Петелин, Алексина, 1970; Murray, Renard, 1891; Goldberg, 1961; Rex, 1966; Sheppard e.a., 1970). Из них 12 анализов принадлежат авторам последней из цитированных работ. Ими были рассчитаны содержания главных элементов в элементарной ячейке и определены отношения Si/Al и (Na+K)/(Na+K+Ca+Mg+Ba). Эти параметры химического состава оказались достаточно характерными для океанических филлипситов, отличающими их от филлипситов из основных пород, а также из соленых озер и лагун.

Нами химически проанализированы шесть образцов филлипсита из осадков Северо-Западной котловины (ст. 6176, 6177), подводных гор Маркус-Неккер (ст. 612) и Северо-Восточной котловины (ст. 643). Химические анализы выполнены микрометодом (аналитик К.А. Степанова, ГИН). Исследовалась мономинеральная фракция цеолита, выделенная из алевритовой фракции центрифугированием в жидкости удельного веса 2,2 и 2,3 г/см³ (смесь бромоформа с этиловым спиртом). Химический состав цеолитов показан в табл. 17. Анализы пересчитаны за вычетом FeO, Fe₂O₃ и TiO₂, которые обычно не входят в структуру минерала. Из табл. 17 (пересчитанные данные) видно, что в составе филлипситов относительно постоянны только содержания Al_2O_3 (15,5-17,7%), SiO₂ (51-57%), H₂O (14,5-20,5%). Содержания ocнований колеблются весьма значительно (в %): Na₂O = 0,3-9,3; K₂O = 2,2-12,3; CaO-0,5-5,5; MgO = 0,3-3,8. Необходимо отметить, что при сильно меняющихся соотношениях оснований K₂O всегда преобладает над Na₂O.

Чтобы получить сопоставимые данные с данными Шеппарда и др. [Sheppard e.a., 1970], был рассчитан состав элементарной ячейки, причем количество

Химический состав филлипситов из пелагических осадков профиля (%).

Мосто отбора образца	Станция; гори– зонт, см; фрак– ция, мм	SiO2	TiO ₂	Al ₂ O ₃ .	Fe ₂ O ₃	Fe0	Ca0	MgO	
									_
•	1000 * 0 F								
Северо-За-	4362*, 0-5		~ • •		0.45			0.00	
падная	0,1=0,05	49,76	0,44	17,35	0,45	1,48	1,26	0,33	
котловина	6176, 0-5				· · ·			.	
	0,1-0,05	47,01	0,94	13,87	9,98	Не обн.	1,99	3,41	
	0,05-0,01	48,74	0,82	15,40	6,96		2,72	3,12	
	6177, 0-5								
	0,1-0,01	54,73	0,39	15,25	3,52		3,43	2,41	
Горы Маркус-	612, 70-80								
Неккер	0,1-0,01	50,69	0,10	15,62	3,30		5,34	0,57	
Северо-Вос-	643,310-320	•	•						
TOUBAS KOT-	0.1-0.01	49.57	0.13	14.76	2.55		2.75	3.54	
ловина	1.2**	54.51	_	17.13	1.88	-	0.52	0.70	
	5**	54.75	_	16.69	1.56	_	1.43	0.65	
	21**0.1-0.01	53.38	_	16.59	4.15	-	0.95	1.23	
					-,		•		
	Пересчита	но за в	ычето	м FeO,	Fe ₂ 0 ₃ ,	TiO2			
Северо-За-	4362*. 0-5	50.76		17.70			1.29	0.34	
палная кот-	6176. 0-5						-•-	• -	
ловича	0.1-0.05	52.65		15.53			2.23	3.82	
nobhita	$0.05_{-}0.01$	52 64		16 63			2 94	3.37	
	6177 0 5	02,01		10,00			_ ,• .	-	
	0177,0-0	56 92		15.86			3 56	2.51	
Cont. Man	612 70 90	00,02		10,00			0,00	2,01	
торы мар-	012, 70=00	50 70		16.05			5 5 5	0 59	
кус-пеккер	642 210 200	52,12		10,20			0,00	0,00	
северо-вос-	043, 310-320	E1 00		15 00			0 0 0	2 65	
точная кот-	U, I=U, UI	21 0 0		15,20			∠,00 0 E2	0.70	
ловина	1,2**	55,57		17,48			0,53	0,12	
	5""	55,60		16,95			1,46	0,67	
	21**, 0,1-0,01	55,72		17,33			0,99	1,28	

* По В.П. Петелину, И.А. Алексиной [1970].

**По R.A. Sheppard e.a. [1970].

атомов кислорода приравнивалось к 32. Затем получены Si/Al и (Na+K)/(Na+ + K+Ca+Mg+Ba) (см. табл. 17). Выяснилось, что значения Si/Al в наших образцах изменяются от 2,44 до 2,87 и даже до 3,04 (в одном случае). Они примерно укладываются в пределы, определенные Шеппардом для океанических филлипситов (2,44 - 2,79), заметно отличаются от соответствующего отношения филлипситов изверженных пород и в меньшей степени - от филлипситов щелочных озер. Что касается соотношений катионов, то они изменяются в широких пределах: от 0,21 - 0,46 до 0,91. Однако во всех случаях калий преобладает над натрием, что действительно характерно для океанических филлипситов.

Рентгенометрическая характеристика трех мономинеральных образцов филелипситов приведена в табл. 18. Из нее следует, что цеолит из осадков Северо-Западной котловины (ст. 6176) – типичный филлипсита, у которого все основные рефлексы совпадают с рефлексами филлипсита, по Диру, Хауи и Зусману [1966] (см. табл. 18), В.И. Михееву [1957] и др.; цеолит из более восточной ст. 612 дает сходную рентгеновскую картину, но, помимо характерных отражений филлипсита, имеет также отражения 8,11 и 7,15 Å, свойственные гармотому, и ряд рефлексов, общих для обоих минералов. Близкие пара-
MnO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ 0 ₅	H ₂ O+	H ₂ 0 ⁻	Сумма	Si/Al	(Na + K)/ /(Na + K+Ca +Mg+Ba)
 	 								r
0,06	-	0,98	12,05	-		15,42	98,88		
0,04 0,11	Не обн.	0, 55 0,43	3,72 3,72	О ,1 6 Не обн.	8,32 8,03	9,98 9,61	99,97 99,70		
0,12		0,38	4,28	0,45	8,85	5,81	99,89		
0 ,06	4,60	0,36	3,97	0,14	9,66	5,86	100,27		
0,08 - -	9,36 0,08 0,11 0,70	0,28 4,16 2,91 2,02	2,10 6,83 6,61 5,93	0,03 - -	9,35 12, 13, 13,	5,63 79 30 17	100,23 98,60 98,01 98,12		
	•	Пе	ресчит	аноза	вычето	м FeO.Fe	,0, Ti0,		
0,06	-	1,00	12,29	-	15,	73	100,00	2,44	0,76
0,04 0,12	Не обн. Г	0,62 0,46	4,17 4,02	Не обн.	9,32 8,67	11,18 10,38	100 100	2,87 2,69	0,45 0,42
0,12	7	0,40	4,45	0,47	9,20	6,04	100	3,04	0,46
0,06	4,78	0,37	4,13	0,15	10,05	6,09	100	2,75	0,41
0,08	9,64 0,08 0,11 0,73	0,29 4,24 9,26 2,11	2,16 6,95 6,71 6,19	0,13 - -	9,63	5,80 14,42 15,54 15,65	100 100,00 100,00 100,73	2,85 2,70 2,79 2,73	0,21 0,91 0,85 0,80

метры имеет цеолит из Северо-Восточной котловины (ст. 643). Исследованные цеолиты относятся, таким образом, к филлипсит-гармотомовому ряду. Эти данные хорошо согласуются с особенностями химического состава изученных образцов: филлипсит из колонки ст. 6176 не содержит бария, в колонке ст. 612 присутствует 4,6% ВаО, в образце из колонки ст. 643 его содержание возрастает до 10%. Небольшая примесь ВаО наблюдается и в филлипситах, исследованных Шеппардом и другими (в обр. 21 она составляет 0,73%).

Необходимо отметить определенную тенденцию к увеличению количества ВаО в цеолитах в направлении с запада на восток. По-видимому, это закономерно; во всяком случае, имеются и другие признаки участия бария в аутигенном минералообразовании в осадках на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия. В частности, в глинистых илах ст. 655 обнаружен аутигенный барит, возникновение которого связано с воздействием эксгаляций на осадочную толщу [Бутузова и др., 1975]. Накопление бария в филлипситах в направлении с запада на восток, к районам с проявлениями эксгалятивной деятельности, позволяет рассматривать этот минерал как индикатор условий среды.

Табляца 18

	Ст	анция, го	ризонт, о	 CM		Филлипо	HT	Гармот	ом
6176	6, 0-5	612	70-80	643, 31	0_320	Дитр и	цар.[1966]	
d	1	d	1	d	1	d	1	d	1
		8,11	2	8,15	3	r - ·	1	8,24	с.
7,8	4					7,64	10		_
		7,15	8	7,20	8			7,17	•
7,0	8		_		•	6,91	10		-
6,3	2	6,38	5	6,38	6	6,34	2	6,26	-
5,3	5	5,36	2		9	5,24	Э		
4,99	1	5,02	2	5,05	3 1	4.01	F	4 0 4	C -
		1 19	05	4,95	T	4,91	2	4,84	Ср.
4.96	1	4,40	1.5	1 20	n	4,00	27	4.26	Cn
4,20	8	4,21	4	4,29	27	4.07	7	4 03	C.
3.91	05	4,00	T	3.89	0.5		•	3.87	Спсл.
3 66	0,0			0,00	0,0		_	0,01	0, 0,
б, сб, п.ш.	0,5	3,53	1	3,42	0,5	3,54	5		
3,48j									
3,34 кв.	0,5	~ ~ ~	-		•				
o		3,25	5	3,25	3	0.10	10	0.00	~
3,17	10	3,20	10	3,19	10	3,18	10	3,20	С,
0.04	-	0.00	•	3,13	3	0.04	F	3,00	· · · ·
2,94	5	2,93	2	3,09	2	2,94	3	2,00	ср сл.
2,71	10	2,10	5	2,14	3 0	2, 14	4	2,11	<i>.</i>
2,00	3	2,08	1	2,00	ະອ ົງ	2 52	5	2,02	Cn
2,04	1	2,00	05	2,02	2	2,02	5	2,01	Ср.
2,00	1	2,00	0,0	2,40	-	2,40	0	2,40	0. cn.
2.31	2	2.34	0.5	2.32	1			2.29	Cn.
2.23	2	2,01	0,0	2.24	1			2.23	ср. Сл.
2.14	1			2.15	0.5	2.16	2	2.13	Cp.
2.05	2			2.05	2	2.07	2	2.04	
1.96	3			1.95	0,5	1.97	5	1,94	с.
1.89	1					1,91	2	1,88	О. сл.
-•						•		1,82	
1,81	2			1,82	0,5	1,84	2	1,80	Сл.
1,77	4	1,77	1	1,77	2	1,78	5	1,75	Срсл.
								1,72	•
1,71	4	1,72	1	1,71	1	1,72	5	1,69	Cp.c.
1,68	2			1,67	1	1,67	5		
1,65	•						•		
1,63	3								
1,61									
1,59	0,5				• -	1,61	2		-
1,53 кв.	3			1,53 KE	0,5	1,55	2	1,52	Cp.
1,47	3			1,48	0,5	1,49	2	1,47	Сл.
1,45	•					1 00	-	1 0 0	
1,42	2					1,38	Э	1,36	-
-		-	_						

Рентгенометрическая характеристика филлипситов из пелагических осадков профиля

Примечание. П.ш. – полевой шпат, кв. – кварц. С. – сильная, ср. – средняя, сл. – слабая, о.сл. – очень слабая.

Условия формирования океанических филлипситов

Наибольшее распространение в настоящее время имеет гипотеза происхождения океанического филлипсита, развиваемая Аррениусом [Arthenius, 1963], Бонатти [Bonatti, 1963, 1965] и многими другими [Скорнякова, Петелин, 1967; Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Коссовская, 1975; Rex, 1966; и др.]. В ее основу положены представления о возникновении филлипсита за счет подводной палагонитизации базальтов и их туфов. По Бонатти, филлипситы образуются в областях подводного вулканизма в ассоциации с палагонитом, нонтронитом и смектитами. Количество их не зависит от скоростей осадконакопления.

Изучение филлипсита в осадках трансокеанского профиля показывает, что область его распространения в пелагической зоне океана выходит далеко за пределы районов проявления базальтового вулканизма. Филлипситы широко распространены в тонких илах глубоководных впадин с минимальными скоростями седиментации и не обнаруживают корреляции с составом глинистых минералов вмещающего осадка, что отмечал ранее Хей [Hay, 1966]. Отсутствие обязательной связи с подводной палагонитизацией вулканитов ставит вопрос об источнике реакционноспособного алюмосиликатного материала для образования цеолитов. Изучение осадков на профиле позволяет высказать предположение, что в центральных частях глубоководных котловин филлипситы образуются за счет разложения тонкодисперсной пирокластики риолито-дацитоандезитового ряда. Этот вывод вытекает, как нам кажется, из следующих фактов.

1. Глубоководные красные глины содержат крайне незначительную примесь алевритового материала, в сегда менее 10%, которая состоит из свежих, хорошо отсортированных эоловых зерен кварца и полевых шпатов, а также бесцветного и зеленого стекла. В цеолитовых глинах алевритовая фракция на 90-96% состоит из филлипсита, остальное - аутигенные Fe+Mn микроконкреции и костный фосфат. Поскольку бесцеолитовая часть этих осадков построена из очень тонкого материала, количественное содержание в них пирокластики методически трудно определимо. Тем не менее на рентгенодифрактограммах постоянно фиксируется рентгеноаморфная фаза, скорее всего отражающая присутствие тонкодисперсной пирокластики. Это естественно, поскольку известно, что по мере удаления от вулкана гранулометрический состав пеплов изменяется закономерно, и на расстоянии 1500 км и дальше выпадают частички менее 0,004 мм [Lisitzin, 1972]. Известно также, что при наземных извержениях три четверти выбрасываемых частиц приходится на пелит [Мархинин, 1966]. Именно этот тонкий пирокластический материал, преимущественно риолито-дацитового состава и может рассматриваться в качестве реакционноспособного алюмосиликатного материала для образования основной массы океанических цеолитов. В районах действия базальтового вулканизма (Гавайские острова, гряда Маркус-Неккер) при низких скоростях осадконакопления источником образования цеолитов может быть также стекло основного состава.

2. Формы нахождения цеолитов в массе ила имеют близкое сходство с формами нахождения стекла.

3. Глинистое вещество вмещающих илов не участвует в цеолитообразовании, поскольку состав глинистых минералов в цеолитсодержащих и промежуточных пачках одной и той же колонки практически одинаков.

Высокая степень измельчения пирокластики в пелагических осадках в сочетании с длительностью ее контакта с шелочными иловыми водами (в условиях минимальных скоростей осадконакопления) является главным фактором в формировании аутигенных филлипситов. Филлипситы формируются, таким образом, при диагенетическом преобразовании осадка.

Представляет интерес, хотя бы ориентировочно, рассчитать привносимые и выносимые количества элементов при формировании цеолитов в процессе диагенетического преобразования стекла. Эти расчеты для нескольких образ-

Станция, го-		Вын	IOCATCA	Привносятся			
ризонт, см	SiO2	CaO	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	BaO	H ₂ O
4362*. 0 - 5	_ 49	-66	_ 84	-27	+53		т +63
6176 и 6177, 0-5,	-39	-13	-91	+88	-20	-	+72
среднее из трех об-							
разцов							
5**	-41	-59	-49	+36	+18	+100	+65
21**	-15	-71	-64	+16	+16	+100	+63
643, 310 - 320	- 9	_ 77	- 56	-56	+91	+100	+96
*По В.П. Петелину, И	1.А.Але	ксиной (1970].				
**По R.A. Sheppard e.	a. [1970]].					

Вынос - привнос компонентов при формировании филлипсита (% от содержания в исходном материале)

цов, анализы которых приведены в табл. 19, выполнены методом элементасвидетеля, которым в данном процессе является малоподвижный алюминий. Ориентировочность расчетов усугубляется тем обстоятельством, что в ряде колонок, помимо кислой, присутствует примесь основной пирокластики и микрообломки гиалобазальта (ст. 612, 6176). При расчетах почти для всех цеолитов за исходный алюмосиликатный материал мы принимаем среднее из шести анализов стекол риолит-дацитового ряда (I) с очень близкими содержаниями всех компонентов. Для цеолита из колонки ст. 643 в качестве исходного принято основное стекло (II) (среднее из двух анализов), поскольку колонка пройдена в осадках, обогащенных основной пирокластикой с Гавайских островов:

	${ m SiO}_2$	T_iO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO
I	69,72	0,38	12,52	1,37	1,10	2,66
II	49,22	2,67	13,31	2,34	9,90	10,72
	MgO	MnO	Na_2O	K ₂ O	${\rm H_{2}0^{+}}$	H ₂ 0 ⁻
I	0,32	0,12	4,51	4,08	3,58	0,41
II	6,88	0,17	2,77	0,77	0,01	0,46

Результаты расчетов приведены в табл. 19. Эти данные показывают, что при разложении пирокластики и образовании филлипсита выносятся преимущественно SiO₂, CaO, Na₂O и привносятся K₂O, BaO, H₂O. Магний ведет себя менее определенно, что, по-видимому, связано с различиями в составе первичного материала. Существенные различия в соотношениях основных компонентов исходного стекла и новообразованных цеолитов, как и ранее отмеченное отсутствие четкой зависимости между отношениями Si/Al и (Na + K)/(Na + +K+Ca + Mg + Ba) в филлипситах, свидетельствуют, по всей вероятности, о ведущей роли растворения стекла и дальнейшей кристаллизации цеолитов из поровых растворов. Такое же мнение высказали Хей [Hay, 1966] и другие исследователи [Deffeyes, 1959]. Присутствие хорошо окристаллизованных, водянопрозрачных новообразований филлипсита в микропустотах глинистого ила также находится в соответствии с этим предположением (см. фиг, 11, d).

Соотношения цеолитов с Fe-Mn микроконкрециями показывают, что цеолитизация в массе глинистого ила предшествовала образованию конкреций, поскольку цеолиты часто оказываются запечатанными внутри микростяжений (см. фиг. 34, е). Эти наблюдения свидетельствуют о связи цеолитообразования с самой ранней стадией диагенеза.

Результаты изучения цеолитов на трансокеанском профиле показывают, таким образом, что массовое образование филлипсита на площадях пелагических котловин связано с диагенетической переработкой тонкодисперсной пирокластики в условиях минимальных скоростей седиментации. Вместе с тем необходимо отметить, что это не единственный путь формирования цеолитов в океанах. Так, в областях подводных поднятий с характерными для них проявлениями основного вулканизма (горы Маркус-Неккер, Гавайские острова и др.) филлипситы формируются в толще глин не только за счет преобразования тонкодисперсной пирокластики, но и при палагонитизации и разложении обломков базальта (см. фиг. 13, 34, d). Бонатти [Bonatti, 1963, 1965], основываясь на выводах Маршалла [Marshall, 1961] о крайне низкой скорости изменения сидеромелана при низких температурах, пришел к выводу, что филлипсит образуется по палагониту, возникшему при взеимодействии горячей базальтовой лавы с морской водой. Экспериментальные исследования последних лет и наблюдения природных объектов ставят под сомнение его представления о процессе палагонитизации, а следовательно, и связанного с ней цеолитообразования. Так, Фурнес [Furnes, 1975] и другие показали, что палагонитизация может быть быстрым процессом и при низких температурах в условиях обильного обводнения при удалении продуктов реакции.

Мур [Moore, 1966], изучая базальты подводной части вулканов о. Гавайи, определил длительность формирования палагонитовой корки методом ²³⁰Th в одном случае в 130-360 тыс. лет, в другом - в 2,3-56 тыс. лет. Сам процесс палагонитизации он связывает с подводным выветриванием основных вулканитов. Таким образом, формирование палагонитовой корки на обломках базальта и последующая кристаллизация цеолитов оказываются не связанными с горячими контактами базальтовой лавы и морской воды. Они образуются в результате длительных изменений базальта при температуре и давлении, обычных для океанического дна.

В изученных нами осадках поводных гор Маркус-Неккер филлипсит развивается по разложенным обломкам базальта. Цеолиты, связанные с продуктами базальтового вулканизма, известны и на других подводных поднятиях: гайот Сильвания, Маршалловы острова, подняти: островов Тубуаи-Кука (южная группа) [Скорнякова, Петелин, 1967; Скорыякова и др., 1971; Bonatti, 1963, 1965].

Таким образом, можно выделить две группы океанических филлипситов: глубоководных котловин и подводных поднятий. Первые распространены на широких площадях пелагической зоны, вторые развиты локально в областях проявления базальтового вулканизма.

В последние годы по данным глубоковолного бурения описан вторичный филлипсит, образующийся в продуктах изменения океанических базальтов при их взаимодействии с морской водой [Scarfe, 1977]. В отличие от диагенетического филлипсита, распространенного в толще донных осадков, он выполняет пустоты в базальте, образуя радиально-лучистые сростки кристаллов размером до 0,5 мм. На профиле филлипсит этого типа встречен в переотложенных обломках базальта в районе подводного поднятия Маркус-Неккер.

Широкое развитие филлипсита на площадя: с минимальными скоростями осадконакопления подтверждается данными глубоководного бурения [Initia] reports..., 1970–1973]. Анализ опубликованных материалов по 56 скважинам, пробуренным в V, VI, VII, XVI и XVII рейсах "Тломар Челленджера", позволяет составить схемы распространения цеолитов в зависимости от скоростей осадконакопления в послемиоценовых осадках (фиг. 35, *a*) и в более древних, преимущественно верхнемеловых породах (см. фиг. 35, *b*). Данные по скоростям осадконакопления в кайнозое и мезозое заимствованы из работы А.П.Лисицына [1974]. Преобладающим минералом в кайнозойских осадках вплоть до миоцена, а иногда и верхнего олигоцена является филлипсит. Область его







a – в кайнозое (миоцен-голоцен); *б* – в мезозое (преимущественно поздний мел); φ – филлипсит; к – клиноптилолит

Скорости осадконакопления (мм в тысячу лет): $1 - \langle 1; 2 - 1 - 3; 3 - 3 - 10; 4 - 10 - 30; 5 - 30 - 100; 6 - > 100$

распространения не выходит за пределы площадей со скоростями менее 10 мм в тысячу лет, причем на площадях, где скорости минимальны (<1-1-3 мм в тысячу лет), он является единственным аутигенным цеолитом.

При возрастании скоростей до 3-10 мм в тысячу лет наряду с филлипситом в донных отложениях появляется клиноптилолит, содержание которого там невелико: как правило, 1-5% осадка. Ближе к берегу в осадках со скоростями >10 мм в тысячу лет клиноптилолит является господствующим цеолитом. Содержание его возрастает до 10-20%. Клиноптилолит в поверхностном слое прибрежных осадков обнаружен и на нашем профиле (ст. 668), а также в илах Калифорнийского залива. Специально клиноптилолит не изучался, однако не исключена возможность, что здесь он переотложен из цеолитоносных третичных (палеоген-миоцен?) осадочных пород Калифорнии. В более древних, главным образом верхнемеловых породах филлипсит практически отсутствует, тогда как клиноптилолит получает широкое распространение. Важно отметить, что и в мелу клиноптилолит преимущественно развит в областях со скоростями седиментации более 3 мм в тысячу лет.

Материалы глубоководного бурения позволяют также наметить общие закономерности распределения разных цеолитов в связи с различными типами осадков и осадочных пород. Если для филлипсита характерна приуроченность к определенным типам пелагических илов (цеолитовые красные глины), то клиноптилолит встречается в более широком спектре осадков и пород от красных глин. глинисто-кремнистых и карбонатных илов до вулканокластических алевролитов, песчаников и брекчий. В целом для клиноптилолита характерна приуроченность к осадкам и породам, обогащенным SiO2. Разная территориальная и фациальная локализация филлипсита и клиноптилолита, проявляющаяся в масштабах Мирового океана, свидетельствует скорее о первичности формирования этих цеолитов на разных стратиграфических уровнях, чем о массовом преобразовании филлипсита в клиноптилолит в постдиагенетическую стадию изменения осадка. Дополнительным аргументом в пользу первичности формирования аутигенных цеолитов в мезозойских и кайнозойских осадках является постоянное и повсеместно наблюдаемое различие преобладающих размеров кристаллов филлипсита (0,01-0,1 мм) и клиноптилолита (0,001-0,005 мм). Окончательно вопрос о причинах вертикальной стратификации аутигенных цеолитов в осадках Мирового океана может быть решен путем дополнительных исследований.

ГЛАВА 4

ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЗМА НА ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ

Вопрос о влиянии вулканизма на океаническое осадконакопление является одним из наиболее дискуссионных и активно обсуждаемых в настоящее время в литературе.

Его значение для выявления общих закономерностей осадочного процесса неоднократно подчеркивалось Н.М. Страховым [1963, 19766]. Тем не менее в многочисленных работах, посвященных этой проблеме, оценка роли вулканизма меняется в очень широких пределах – от решающей до резко подчиненной.

Для выяснения истинной роли вулканогенного фактора в образовании океанических осадков на данном этапе исследования целесообразно рассмотрение конкретных признатов и форм проявления вулканизма в конкретных геологических обстановках.

В этой главе рассматриваются результаты изучения осадков на трансокеанском профиле с точки эрения воздействия на них разных типов вулканической деятельности.

Профиль является весьма подходящим объектом, для решения подобных задач, поскольку его осадки несут на себе следы влияния по крайней мере трех типов вулканизма. Это – андезитовый вулканизм островных дуг на западе и горных цепей Американского континента на востоке, базальтовый вулканизм Гавайского сводового поднятия и эксгалятивный вулканизм тектонически активной зоны на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Как показано в предыдущих главах, рассматриваемые осадки образовались под влиянием нормального хода биогенно-терригенной седиментации. Тем более важно выяснить формы и степень влияния разных типов вулканической деятельности на формирование минералогического состава и геохимию преимущественно терригенных осадков профиля.

ВЛИЯНИЕ ЭКСГАЛЯЦИЙ И ГИДРОТЕРМ

В качестве объективного критерия для оценки влияния эксгалятивной вулканической деятельности на химический состав океанических осадков Н.М. Страховым [1974] был предложен железо-марганцево-титановый модуль, т.е. отношение суммы Fe и Mn, содержащихся в осадке, к Ti. Модуль выше 25 свидетельствует о существенном привносе эндогенного материала.

Для выявления общей картины влияния эндогенного фактора на состав осадков трансокеанского профиля нами были рассчитаны величины железо-марганцево-титанового модуля во всех колонках. Расчеты представлены в виде графика (см. фиг. 3). Значения модуля в разных типах осадков, как правило, низкие и колеблются от 5 до 15. Это свидетельствует о том, что осадки профиля в целом не содержат эксгалятивного материала. Однако в восточной части профиля в пределах тектонически активной зоны на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия в осадках ст. 655 величина железомарганцево-титанового модуля возрастает. В среднем по колонке она составляет 26,7, а ниже 35 см достигает значений 29-39 (среднее 34). Минералогический и химический состав осадков этой станции, расположенной в переходной зоне (III), существенно отличен от соответствующего состава осадков соседних разрезов и не типичен для илин переходного типа.

Станция 655 расположена в 800 км от мексиканского побережья вблизи вулканических островов Ревилья-Хихедо. Толща осадков мощностью 235 см сложена глинистыми и алевритисто- глинистыми окисленными Eh (+500 -+600 мв) илами, окрашенными в темный красновато-коричневый цвет. Макроскопически эти илы не отличаются от типичных глубоководных красных

Осадок (ст. 655)		По даннь риканско теки (AS	им аме- й карто- ТМ)	Осадок (с	ст. 655)	По данным амери- канской картотеки (ASTM)	
d	1	d	1	d	I	d	1
4,43	Сл.	4,44	17	2,20	Сл.	2,21	27
4,32 3,89	Cp.	3,90	57	2,10		2,12 2,10	76
3,77	Сл.	3,77	12	2,04	•	2,05	23
3,30	С.	3,37	100			1,93	7
3,30		3,32	67	1,84	C.	1,85	16
3,09 2.82	Cp.	3,10 2,83	97 53	1,78	Cp.	$1,78 \\ 1.76$	3 9
_,		2,73	16	1,74	Сл.	1,75	9
2,72 2,53	C.	2,72 2,48	47 14			1,73 1.72	5 6
2,47	Сл.	2,44	2	1,68	•	1,68	7
2,32	•	2,32 2,30	15 6			$1,67 \\ 1.67$	14 10
2,28		2,28	-			_,	
Прим	ечание.	О.с оче	ень сил ь на	ая, с. – си	льная, ср	средня	н, сл. –

Рентгенометрическая характеристика барита (ст. 655, 35-45 см)

примечание. О.с. – очень сильная, с. – сильная, ср. – сред слабая.

глин, сменяющих их в пелагическом направлении. В сторону берега они постепенно переходят в серые и зеленовато-серые восстановленные карбонатнокремнисто-глинистые осадки гемипелагической зоны, а затем в биогенно-терригенные прибрежные илы. В фациальном профиле от берега к пелагиали осадки ст. 655 занимают, таким образом, промежуточное положение между гемипелагическими илами и типичными осадками пелагических областей. Начиная с глубины 35 см в осадках обнаружены аутигенные кристаллы барита и гипса, а также включения гидроокислов железа и марганца. Барит образует скопления идиоморфных удлиненных кристаллов призматической формы. Они имеют четкие кристаллографические очертания, преобладающий размер 0,1-0,05 мм по длине и 0,02-0,01 мм по ширине (фиг. 36, а, б, см. вклейку). Наиболее крупные достигают 0,2 мм в длину при ширине 0,07 мм. Минерал бесцветный, прозрачный, двуосный, положительный. Двупреломление низкое, Ng = = 1,647; Np = 1,636. Рентгенометрическая его характеристика по значениям d и интенсивностям рефлексов (данные Б.П.Градусова) практически полностью совпадает с эталоном барита из американской картотеки (табл. 20).

Формы нахождения барита в осадке, высокая степень окристаллизованности, отсутствие следов переотложения не оставляют сомнений в аутигенной природе минерала. В толще осадка кристаллы барита распределены крайне неравномерно. Они образуют скопления, часто заполняют поры или в виде единичных кристаллов рассеяны в массе глин (см. фиг. 36,6). Высокие концентрации Ва в осадках вулканически активных зон, в частности на Восточно-Тихоокеанском поднятии, отмечались рядом исследователей [Arrhenius, Bonatti, 1964; Boström e.a., 1973]. Источник Ва в осадках этих зон связывается ими с вулканической деятельностью, с поступлением элемента в составе эксгаляций и гидротерм; отмечается, что практически единственной минеральной фазой Ва в осадках активных хребтов является барит. Гипс обнаружен в осад-

· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·							
Глубина, см	Fe	Mn	Ti	Al	Ba	Mo	
	Пе	лагичес Лагичес	кие гли	ны Тихс	ro okea	на [По	
	5,87	0,75	0,46	7,73	0,81	18	
			Глин	ы переж	одного 1	гипа [по	
	4,56	0,25	0,36	7,25	-	2,9	
						Осадки	
0-5	5,51	1.15	0.46	6.51	0.73	4.6	
5 - 10	5.36	1.12	0.44		0.98	7.1	
10-20	5.11	1.10	0.41	-	0,88	11.3	
20-22	5.64	1.24	0.45	7,64	1,06	12,5	
22-28	5,44		_	-	1,15	11,3	
Среднее	5,41	1,15	0,44	7,07	0,96	9,36	
28-35	5,77	1,42	0,42	-	1,65	16,7	
35-45	7,22	2,69	0,35	7,08	1,91	27,1	
50-56	8,21	2,43	0,35	6,20	1,23	27,1	
58-60	8,49	2,62	0,34	-	1,46	34,6	
60-70	9,10	2,87	0,33	5,83	1,42	37,0	
90-100	8,77	2,76	0,33	-	1,15	37,0	
130-140	10,03	1,91	0,33	-	0,88	29,2	
170-180	9,76 [.]	3,03	0,33	-	1,04	39,6	
220-230	9,90	1,94	0,33	5,47	1,43	20,8	
Среднее	8,58	2,41	0,35	6,15	1,39	29,9	

Сравнение содержаний химических элементов в осадках ст. 655, глинах

Примечание. Содержание Ва в красных глинах дано по Гольдбергу, Аррениусу [Goldberg, Arrhenius, 1958].

ках в интервале 90-100 см. Он образует характерные сферолиты, радиальнолучистые и лапчатые агрегаты волокнистого строения в массе глинистого ила (см. фиг. 36). Цвет их серый и желтовато-серый, размер 0,2-0,5 мм в диаметре, N_{CD} 1,540-1,550. Некоторое повышение показателя преломления по сравнению с эталонным гипсом объясняется, по-видимому, частичным его переходом в полутидрат кальция, образующийся из гипса при нагревании в процессе изготовления шлифов. Гипс, как и барит, распределен в осадже неравномерно и встречается в виде скоплений и единичных сферолитов. В литературе очень мало указаний на присутствие гипса в осадках Тихого океана. Обнаруженные Аррениусом [Arrhenius, 1963] кристаллы аутигенного гипса в ряде пелагических илов, богатых С_{ОДГ}, нельзя с уверенностью считать природными образованиями. Вполне вероятно, что они образовались при окислении сульфидов в процессе хранения проб. Такой возможности не отрицает и сам автор. В нашем случае такой путь образования гипса абсолютно исключен, поскольку шлифы были изготовлены практически сразу после отбора и высушивания колонок. Кроме того, осадки ст. 655 отличаются низкими содержаниями Сорг (не более 0,5%) и полным отсутствием сульфидов железа. Окислы железа и марганца образуют микростяжения и сгустки размером от тысячных долей миллиметра до 0,01–0,05 мм (см. фиг. 36,6). Более крупные микростяжения диаметром до 0,3 мм имеют концентрическое строение. В толще осадка ниже 35 см они встречаются повсеместно, образуя густую вкрапленность и

переходного типа и пелагических глинах Тихого океана

-								
	Ni	As	Рь	Zn	Cu	Cr	Ge	Zr
	Н.М. Стра	ахову ид	p., 1973;	Н.М. Стр	ахову, 19	766]	•	
	211	.14	50	200	323	78	2,0	251
	И.И. Волк	ову и др.,	1974; H.	М . Страхо	вуидр.,	1973]		
	73	· 6,5	21	80	126	59	1,7	235
	ст. 655							
	233	12,7	36	181	286	48	1,0	292
	141	11,4	32	135	193	33	1.0	
	194	12.2	50	171	215	43	-	-
	194	10,2	38	171	322	37	1.4	209
	148	11.2	48	245	245	52	_, _	
	182	11,5	41	181	252	43	1,1	250
	443	12,1	49	262	601	23	-	-
	562	16,4	76	269	600	22	1, 0	225
	388	23,1	64	221	373	24	1,2	209
	371	25,4	52	257	362	9	-	-
	430	28,2	64	235	388	26	0,9	227
	279	25,6	5 9	276	-	13	0,9	_
	-	53,2	68	-	312	24	1,2	-
	359	78,2	87	385	502	23	-	-
	168	46,5	63	220	319	30	1,2	198
	375	34,3	65	266	432	22	1,1	215

пятна расплывчатых очертаний; наблюдаются также дендритовидные выделения окислов Mn (см. фиг. 36,1).

Интересны соотношения различных аутигенных образований во времени. Наблюдения под микроскопом показывают, что кристаллизация барита опережала образование микростяжений окислов Fe и Mn; отдельные кристаллы барита "запечатаны" внутри стяжений или частично погружены в бурую массу гидроокислов. С меньшей наглядностью такие же соотношения наблюдаются и для гипса.

В осадках ст. 655 количество монтмориллонита заметно выше, чем в окружающих илах. Если обычное его содержание в осадках этого района 60-65%, то на ст. 655 оно повышается до 75-80%. Рентгеноструктурные исследования показали, что здесь присутствует железистый монтмориллонит, аналогичный тому, который недавно описан японскими исследователями Аоки, Кохиямо и Судо [Aoki e.a., 1974] еще в одной точке Северо-Восточной котловины и который они связывают с гидротермальным синтезом. Более подробная характеристика этого минерала дана в гл. 3.

Необычный для терригенных океанических илов парагенез аутигенных минералов в разрезе ст. 655 сочетается с повышенным содержанием в осадках целого ряда химических элементов.

Химический состав осадков ст. 655 изучался методами атомно-абсорбционным, мокрой химии и количественного спектрального анализа. По всей колон-

ке было изучено распределение Fe, Mn, Ti и ряда микроэлементов. Результаты приведены в табл. 21. Для сравнения в нее включены цифры средних содержаний элементов в осадках того же литолого-фациального типа, но лишенных признаков влияния эксгаляций (Страхов и др., 1973; Волков и др., 1974). а также средние содержания элементов в глубоководных пелагических красных глинах [Страхов и др., 1973; Страхов, 19766]. В таблице отчетливо видны повышенные содержания Fe и Mn в осадках ст. 655. особенно резко проявляющиеся с глубины 35 см и сохраняющиеся до основания колонки. Средние содержания Fe здесь в 2 раза, а Mn в 10 раз выше средних содержаний этих элементов в литологически сходных осадках. Выше было показано, что баритообразование проявляется также с глубины 35 см. Начиная с 28-35, см имеет место максимальное концентрирование целого ряда микроэлементов. Так, содержание Mo повышается в 10 раз, Ni и As – в 5 раз, Cu. Zn – в 3,5, Pb – в 3 раза. Такие элементы, как Ті, Сг, Ge, Zr и Al, обнаруживают близкие или пониженные содержания в исследованных осадках по сравнению с однотипными осадками северо-западной части океана.

Сравнение с глубоководными пелагическими красными глинами, где, как известно, содержания большинства элементов максимальны, также указывает на значительное обогащение нижней пачки осадков ст. 655 рядом элементов. Так, концентрация в них железа в 1,5 раза, Mn в 3,5, As в 2,5, Ni, Ba и Мо примерно в 2 раза выше средних содержаний этих элементов в красных глинах. Отчетливая обогащенность этих осадков Fe, Mn и микроэлементами, а также высокие величины железо-марганцевого модуля в совокупности с развитием в них такого характерного для вулканически активных зон минерала, как барит, присутствием вулканогенного монтмориллонита и гипса убедительно свидетельствуют об активном влиянии в этом районе эксгалятивного источника. Распределение Fe, Mn, Ti и железо-марганцево-титанового модуля в осадках. дано на фиг. 37. Несмотря на некоторое обогащение теми же элементами верхней пачки осадков, величина модуля в них ниже 25 и составляет 14-15, из чего следует, что эксгелятивный компонент, если и присутствует в верхней пачке осадков, то в ничтожном количестве. Это дает нам возможность сравнить средние содержания элементов в нижней, обогащенной, пачке осадков и в верхней. Такое сравнение дает ориентировочное представление о масштабах проявления эксгалятивного процесса и его геохимической специфике. Результаты сравнения представлены в табл. 22. Разница средних содержаний элементов в осадках нижней части разреза (б) и в верхней (а), отнесенная к средним содержаниям в верхней пачке (б-а)/а, характеризует степень обогащения осадков нижней пачки и является коэффициентом концентрирования эксгалятивной фазы.

Предположительное присутствие эксгалятивной составляющей ряда элементов в осадках верхней части разреза несколько снижает значение их коэффициента концентрирования. Из данных табл. 22 следует, что эксгалятивная составляющая присутствует у большинства изученных элементов, за исключением Al, Ti, Cr, Zr, Ge. Однако величина ее у разных элементов неодинакова. По степени концентрирования эксгалятивной фазы они образуют следующий ряд: Mo>As>Mn>Ni>Cu>Pb>Fe>Zn>Ba. Сушественные различия в химическом и минералогическом составе осадков верхней и нижней пачек. колонки, проявляющиеся в значительном обогащении последней Fe. Mn и рядом микроэлементов, а также в развитии аутигенных барита, гипса и ферримонтмориллонита позволяют предполагать резкое уменьшение эксгалятивной активности во времени до ее полного прекращения либо разгрузку поступающих снизу рудоносных гидротерм в толще осадка. Мы не располагаем данными для того, чтобы решить вопрос, завершился ли эксгалятивный процесс к настоящему времени. Однако имеются факты, свидетельствующие об осаждении глубинного материала в самой толще осадка ст. 655, а не на его поверхности. Это прежде всего формы нахождения и облик аутигенных кристаллов барита и гипса, исключающие возможность их образования на поверхности осадка, тем более перефиг. 37. Распределение Fe, Mn, Ti и железо-маргенцево-титанового модуля в толще осадков ст. 655

1 - глинистый ил; 2 - барит; 3 гипс; 4 - Fe-Mn микростяжения

мыв, а также локальность эксгалятивных проявлений. Кроме того, по имеющимся в литературе данным [Лисицын, Гордеев, 1974], в местах проявлений активной эксгалятивной деятельности (Восточно-Тихоокеанского поднятия и др.) не наблюдается возрастания концентраций Fe, Mn и микроэлементов как в придонной воде, так и во взвесях.

Необходимо отметить, что анализы, выполненные в химической лаборатории Института океанологии АН СССР, показывают постоянство физико-химических параметров (Eh, pH) и солевого состава иловых вод в колонке ст. 655. По этим данным можно было бы предположить, что разгрузка гидротерм происходила в наддонной воде, однако скорее всего рудные элементы осаждались в толще осадка, тогда как выравнивание физико-химических параметров связано с выносом растворенных солей в наддонную воду.



Отметим еще одну особенность геохимии рассматриваемых отложений. Обратившись к табл. 22, нетрудно видеть, что обогащение разными элементами отдельных горизонтов нижней пачки колонки происходит неравномерно. Так, например, в интервале 28-45 см несколько повышены содержания Ba, Cu и Ni, горизонт 130-140 см относительно обогащен Fe, горизонт 170-180 см -Mn, As, Mo, Pb и Zn. Неравномерное распределение элементов (так же как и аутигенных минералов) по разрезу, вероятно, свидетельствует об изменчивости химического состава эксгаляций и гидротерм.

Нами подробно рассмотрены особенности минералогического и химического состава ссадков ст. 655, поскольку именно в ней наиболее ярко проявляется воздайствие эндогенного источника. Необходимо отметить, однако, что эта станция не является единственной "горячей" точкой в рассматриваемом районе, где зафиксированы повышенные содержания многих элементов в осадках. Так, обогащение осадков Fe, Mn, Mo, Ni наблюдается в разных горизонтах соседних колонок ст. 670 и 675. В колонках ст. 653 и 675 зафиксированы повышенные содержания в колонке ст. 675 - Z_n.

Имеются также литературные данные, согласно которым в районе банки Шимода, примерно в 700 км к юго-западу от ст. 655, осадки обогащены такими элементами, как Fe, Mn, Cu, Ni, Zn [Лисицын и др., 1976].

О возрасте эксгаляций рассматриваемого района Тихого океана можно предположительно судить по данным Ричардса и Бриана [Richards, 1964; Bryan, 1967], изучавших геологию и происхождение вулканических островов Ревилья-Хихедо, находящихся на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия и не более чем в 100 км от изученных нами осадков. Интенсивные проявления вулканизма закончились там в конце плиоцена – начале плейстоцена. Постав-

Элемент	Среднее со- держание в верхней час- ти колонки а	Среднее со- держание в нижней час- ти колонки б	Эксгалятив- ная часть элементов б-а	Коэффициент концентриро- вания (б-а)/а
Мо	9,36	29,9	20,54	2.2
As	11,5	37,1	25,6	2,2
Mn	1,15	2,41	1,26	1,1
Ni	182	: 375	193	1,1
Cu	252	434	180	0,7
Рь	41	67	26	0,6
Fe	5,41	8,58	3,17	0,6
Zn	181	266	85	0,5
Ba	0,96	1,31	0,35	0,4
Al	7,07	6,15	Нет	-
Ti	0,44	0,34	•	-
Cr	60	48		-
Zr	250	215	•	
Ge	1,1	1,1		-

Содержание эксгалятивной составляющей элементов в осадках ст. 655 (Fe, Mn, Al, Ti, Ba в %, остальные – в 10⁻⁴%)

ка рудных компонентов, возможно, связана с фумарольной стадией поствулканической деятельности.

В итоге следует подчеркнуть, что влияние эксгалятивного источника на состав осадков трансокеанского профиля проявляется локально и приурочено к его восточной части, находящейся на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия. Вклад эксгалятивного компонента в общем балансе вещества имеет сугубо подчиненное значение.

ВЛИЯНИЕ БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

Влияние базальтового вулканизма наиболее ярко выражено в районе Гавайского сводового поднятия, занимающего центральное положение на профиле и являющегося мощным очагом вулканической деятельности в пелагической зоне океана. Гавайский вулканизм является типичным примером вулканизма крупных сводовых поднятий в пределах коры океанического типа и проявляется в излиянии толеитовых и щелочных базальтов и их дифференциатов. Характер извержений этого типа резко отличается от эксплозивного вулканизма андезитовой зоны, излияния лав спокойные, объем пирокластического материала невелик и не превышает 3-7% общего объема лавы. Осадки в районе Гавайского архипелага подробно описаны в гл. 2. Они образуют ряд. в котором прибрежные обломочно-карбонатные илы сменяются глинисто-карбонатными и кремнисто-глинистыми осадками, постепенно переходящими в типичные глубоководные красные глины. Все разновидности пригавайских осадков заметно обогащены вулкано-терригенным и пепловым материалом. В составе вулканотерригенных обломков присутствуют свежие и в разной степени выветрелые базальты, а также отдельные слагающие их компоненты, среди которых определены оливин и иддингсит, пироксен (авгит), магнетит - свежий и окисленный, ильменит, палагонит. Граница распространения вулканитов максимально удалена от Гавайев на 700-800 км.

Средние содержания химических элементов в осадках Гавайской зоны и базальтах Гавайского сводового поднятия (Al, Ti, Mn, Fe в %, остальные – в 10⁻⁴%)

Элемент	Базальты Гавай- ского сводового поднятия	Осадки Гчвай- ских островов	Красные глины прилегающих пелагических областей	Элемент	Базальты Гавай- ского сводового поднятия	Осадки Гавай- ских островов	Красные глины прилегающих пелагических областей
Al Ti Mn Fe Cr V	7,25 1,42 0,13 9,60 200 250	7,20 1,78 0,22 9,33 124 156	7,80 0,72 0,62 6,07 78 105	Ni Со Си Мо Среднее	167 46 148 1,40 Из 10 образцов	107 35 169 1,80 Из 20 образцов	184 83 292 4,40 Из 10 образиов

В составе пирокластического материала выделены три разновидности вулканических стекол. Наиболее распространены остроугольные частицы зеленого и светло-зеленого цвета, прозрачные, неизмененные, с показателем преломления 1,585-1,600. Содержание их составляет 10-20% алевритовой фракции и в некоторых образцах достигает 80%. В отдельных колонках (ст. 641, 686) частицы зеленого стекла алевритовой размерности слагают главную массу осадка. Бурые и бесцветные стекла распространены примерно в равных количествах, но содержание их невелико по сравнению с частицами зеленого стекла. Бурое стекло имеет показатель преломления 1,542-1,552, содержит, как правило, большое количество газовых включений. Бесцветные стекла имеют показатель преломления 1,485-1,490. Область повышенного содержания пеплов еще меньше, чем зона обогащения осадков вулкано-терригенными обломками. Она составляет 300-400 км вокруг Гавайских островов. Далее всего пеплы разносятся в юго-восточном направлении, что некоторые авторы [Fan, Grunwald, 1971] объясняют влиянием господствующих ветров.

Необходимо отметить, что широко распространенный в осадках пирокластический материал, как правило, свежий и не несет каких-либо следов изменений.

Из рассмотрения вещественного состава осадков Гавайского архипелага следует, что влияние вулканизма на их минералогию выражается в обогашении осадков вулкано-терригенным и пепловым материалом, которое проявляется, как было показано, в непосредственной близости от вулканического очага.

Присутствие в осадках заметных количеств основной вулкано- и пирокластики (обломки свежих и выветрелых гиалобазальтов и слагающих их компонентов) отмечено в районе подводного поднятия Маркус-Неккер.

Для выяснения влияния гавайского вулканизма на геохимию донных отложений было изучено распределение Fe, Mn, Ti, Al и ряда микроэлементов в поверхностном слое осадков пригавайской зоны. В табл. 23 эти данные сопоставляются со средними содержаниями элементов в окружающих красных глинах, а также в базальтах Гавайского сводового поднятия. Из таблицы следует, что ряд элементов, таких, как Fe, Ti, Cr, V, W, в разной степени обогащают осадки в непосредственной близости от Гавайского архипелага. Концентрации их заметно уменьшаются в красных глинах сопредельных пелагических впадин. Так, среднее содержание Fe в красных глинах - 6,07%, в гавай-

109



Фиг. 38. Распределение Fe и Ti в поверхностном слое Гавайской зоны (%) Fe: $1 - \langle 6; 2 - 6 - 8; 3 - 8 - 10; 4 - \rangle 10; 5 - станция. Ti: <math>1 - \langle 1; 2 - 1 - 1, 5; 3 - 1, 5 - 2; 4 - \rangle 2; 5 - станция. Цифры у станций - конкретное содержание элемента$

ских осадках 9,33%, т.е. в 1,5 раза выше, чем в красных глинах. В такой же степени пригавайские осадки обогащены Сг и V. Обогащение Ті еще выше, содержание его в гавайских осадках 1,78% по сравнению с 0,72% в красных глинах, т.е. выше в 2,5 раза. Для других элементов - Mn, Ni, Co, Cu и Mo, напротив, характерно увеличение их концентраций в областях распространения пелагических илов. Так, содержание Mn в гавай-



Фиг. 39. Распределение Cr и V в повержностном слое осадков Гавайской зоны (10-4%)

Сг: $I = \langle 100; 2 = 100-200; 3 = 200-500; 4 = \rangle 500; 5 = станция. V:$ $<math>I = \langle 140; 2 = 140-200; 3 = \rangle 200; 4 = станция. Шифры у станций = кон$ кретное содержание элемента

ских осадках 0,22%, т.е. почти в 3 раза ниже, чем в красных глинах, где оно составляет 0,62%. Количество Мо и Со вблизи Гавайских островов в 2,5 раза, а Ni и Cu в 1,7 раза ниже по сравнению с окружающими красными глинами. Закономерности распределения данных элементов в осадках Гавайской зоны отчетливо видны на схемах (фиг. 38-41). Алюминий во всех типах осадков распределяется более или менее равномерно. Среднее его содержание в отложени-



Фиг. 40. Распределение Мп (%) и Мо (10⁻⁴%) в поверхностном слое осадков Гавайской зоны

Mn: $1 = \langle 0, 2; 2 = 0, 2 = 0, 6; 3 = \rangle 0, 6; 4 = станция. Мо: <math>1 = \langle 1; 2 = 1 = 2; 3 = \rangle 2; 4 = станция. Цифры у станций = конкретное содержание элемента$

ях Гавайского архипелага 7,2%, а в окружающих красных глинах - 7,8%. Локальное обогащение алюминием осадков в северной части Гавайской зоны до 8-8,8%, возможно, связано с развитием мошных, глубоко измененных элювиальных образований на базальтах северной группы островов типа Кауаи, Оаху [Abbot, 1958; Allen, Sherman, 1965; Лисицына, 1973]. Более низкие содержания Al к югу от Гавайских островов (5,5-6,5%), по-видимому, обусловлены присутствием значительной примеси вулканического пепла в поверхностных осадках этого района.

Фиг. 41. Распределение Со и Ni в поверхностном слое осадков Гавайской зоны (10-4%)

Со: $1 = \langle 50; 2 = 50 = 100; 3 = 100 = 200; 4 = \rangle 200; 5 = станции. Ni: <math>1 = \langle 100; 2 = 100 = 200; 3 = 200 = 500; 4 = 500; 5 = станции. Цифры у стан$ ций - конкретное содержание элемента



Чем же объясняются выявленные закономерности распределения химических элементов? Зависят ли они и в какой форме и степени от влияния вулканического очага, от поступления эндогенного материала? Чтобы проверить, присутствует ли в осадках эксгалятивный компонент, были подсчитаны величины железо-марганцево-титанового модуля. Средняя его величина для 30 образцов поверхностного слоя отложений Гавайской зоны, включая окружающие ее красные глины, - 7,5, а для собственно пригавайских осадков (карбонатнотерригенные, карбонатные и кремнисто-глинистые илы) - 5,2. Эти величины намного ниже того значения модуля, которое указывает на возможное присутствие эндогенного материала. Весьма наглядная картина, подтверждающая этот вывод, представлена на схеме распределения модулей в поверхностном слое илов (фиг. 42). Вблизи островов значения модуля достаточно низкие и колеблются от 4,6 до 5,9. В окружающих красных глинах они возрастают до 8-12.

Таким образом, сама по себе картина распределения элементов и Fe-Mn модуля в поверхностном слое пригавайских осадков свидетельствует о том, что их поступление в океанический бассейн контролируется терригенной седиментацией без каких-либо ощутимых признаков эксгалятивного привноса вешества или влияния гидротерм. В полном соответствии с этими данными находится отсутствие связи между Fe и Mn, которые обычно совместно поступают в осадки в тех местах, где интенсивный вынос этих элементов связан с воздействием активных источников вулканизма – эксгаляций и гидротерм, например в кальдере вулкана Санторин [Бутузова, 1969]. В осадках пригавайской зоны Fe и Mn обнаруживают в своем распределении не прямую, а обратную связь. Весьма примечателен и тот факт, что малые элементы в осадках Гавайского архипелага, в отличие от рудоносных осадков в областях проявлений вулканогенного рудного процесса, не следуют за главными элементами-носителями – Fe и Mn [Бутузова, 1969; Boström, Peterson, 1969].

Поскольку формирование пригавайских осадков происходило главным образом за счет сноса материала с островов, распределение в них химических элементов должно находиться в соответствии с их подвижностью в гипергенезе. Это соответствие и отражено на гистограммах (фиг. 43), которые позволяют сравнить средние содержания элементов в базальтах Гавайских островов, в поверхностном слое пригавайских осадков и в окружающих их пелагических красных глинах. Приведенные гистограммы четко разделяются на три группы, каждая из которых объединяет элементы разной степени подвижности: 1) наименее подвижные, т.е. устойчивые (Ti, Al, Fe), почти целиком накапливаются в корах выветривания; 2) малоподвижные (Cr, V) в значительной степени накапливаются в корах выветривания; 3) подвижные (Ni, Co, Mn, Mo, Cu) интенсивно выносятся при выветривании.

Содержания элементов первой группы почти соответствуют их средним содержаниям в базальтах, а для Ті даже заметно их превышают. Более того, для Fe и Ti, они намного выше, чем в пелагических красных глинах. Дело в том, что при размыве свежих и выветрелых базальтов происходит как бы естественное шлихование, обогащающее пригавайские осадки Fe и Ti, которые концентрируются в титаномагнетите, пироксенах и других компонентах свежей породы, а также в корах выветривания (в составе остаточного титаномагнетита). Элементы второй группы присутствуют в осадках Гавайской зоны в несколько меньших количествах, чем в исходных базальтах, поскольку они частично выносятся в процессе формирования элювия и накапливаются в пелагических илах в несколько большей стелени, чем элементы первой группы. Наконец, наиболее подвижные элементы третьей группы максимально обедняют пригавайские осадки и более других накапливаются в пелагиали. В итоге рассмотрения гистограмм мы можем констатировать, что характер распределения элементов в осадках Гавайской зоны и примыкающих к ним пелагических илах обусловлен их геохимической подвижностью в гипергенезе.

Изложенные здесь данные показывают, что влияние гавайского вулканизма на минералогический состав осадков выражается в их обогащении вулкано-тер-



Фиг. 42. Распределение железо-марганцево-титанового модуля в поверхностном слое осадков Гавайской зоны

1 - <5; *2* - 5-6; *3* - >6; *4* - станция. Шифры у станций - конкретные значения модуля



Фиг. 43. Сопоставление концентраций химических элементов в базальтах (1), пригавайских осадках (2) и пелагических красных глинах (3) (Al, Fe, Ti, Mn – в %, остальные – в 10⁻⁴%)

ригенным и пирокластическим материалом; влияние это локально и ограничивается сравнительно небольшими площадями, окружающими очаги вулканизма.

Что касается его влияния на геохимию осадков, то оно также локально и проявляется в обогащении прибрежной зоны малоподвижными в гипергенезе элементами за счет переотложения гавайских базальтов и продуктов их выветривания.

ВЛИЯНИЕ АНДЕЗИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

Влияние вулканизма андезитовой зоны проявляется прежде всего в широком распространении пирокластического материала на широких площадях океана, а также в присутствии в осадках прибрежной полосы переотложенных продуктов андезитовых пород. Область распространения грубого вулкано-терригенного материала имеет ширину до 900 км на западе, у берегов Японии, и порядка 300 км на востоке, близ побережья Мексики. В прибрежной зоне обломки вулканитов составляют до 80% осадка, в гемипелагической - 10-15%. В составе терригенного материала преобладают обломки андезитовых пород, а также слагающие их минералы - плагиоклазы, пироксены, магнетит. Пепловый материал в осадках профиля присутствует повсеместно и представлен стеклами риолито-дацитового ряда. Массовое распространение пепловых частиц не случайно, поскольку, по данным Е.К.Мархинина [1962], 94% вулканического материала андезитовой зоны выбрасывается в виде пеплов. Распределение этих пеплов на профиле в общем виде симметрично, т.е. в западной и восточной его частях характер распределения один и тот же.

В прибрежных и гемипелагических осадках пирокластика присутствует в виде примеси, в массе терригенного вещества; в глинах переходного типа она образует прослои мощностью 1-25 см, а также обогащенные горизонты. Среднее содержание пирокластических частии алевритовой размерности в этих прослоях и горизонтах, согласно подсчетам М.А.Репечки [1971], составляет 4,3%. Общее количество пирокластического материала, естественно, несколько выше, поскольку не учтено содержание рассеянной и тонкодисперсной пирокластики.

В пелагических красных глинах глубоководных котловин пепловые частицы более или менее равномерно рассеяны в толше ила и составляют 20-50% алевритовой фракции, т.е. примерно несколько процентов в пересчете на осадок. Во внутренних частях котловин содержание алевритовой пирокластики сокращается до минимума и вулканическое стекло присутствует преимущественно в тонкодисперсной фазе, количественное содержание которой не подсчитано из-за методических трудностей. Необходимо также учитывать, что тонкодисперсный пирокластический материал является основным источником для диагенетического образования цеолитов, а также аутигенного монтмориллонита, широко представленных в осадках пелагической зоны [Лисицына, Бутузова, 1976]. Все это делает невозможным получение достоверных данных относительно количества исходной пирокластики в пелагических осадках глубоководных котловин. Основным источником пепловых частиц являются многочисленные вулканы Японии, Камчатки, Курильской гряды, Мексики, а основной формой переноса – ветры и воздушные массы.

Таким образом, влияние андезитового вулканизма на минералогический состав осадков профиля проявляется в обогащении прибрежных и в меньшей степени гемипелагических илов продуктами переотложения пород андезитовой зоны, в повсеместном распространении риолито-дацитовой пирокластики на широких площадях океанического дна, а также в массовом развитии аутигенных минералов (цеолиты, монтмориллонит) в областях минимальных скоростей осадконакопления пелагической зоны. Эта форма влияния не сказывается непосредственно на стадии седиментации, а связана с диагенетическим изменением осадка.

Влияние вулканизма андезитовой зоны на геохимию отчетливо проявляется лишь в прибрежных вулкано-терригенных осадках. Это влияние выражается в несколько повышенных концентрациях Fe, Ti, Cr и некоторых других малоподвижных элементов в грубых фракциях прибрежных илов. Распределение в них элементов крайне неравномерно и изменяется от разреза к разрезу в зависимости от содержания тяжелой фракции, что иллюстрируется данными табл. 24.

В целом для этой зоны характерны повышенные концентрации ряда элементов по сравнению с гемипелагическими осадками, а для отдельных колонок – и по сравнению с пелагическими красными глинами. Аналогичные концентрации, обогащенные элементами грубых прибрежных осадков, и большая пестрота их распределения отмечены также для прикурильского района Охотского моря [Петелин, Остроумов, 1961; Страхов, Нестерова, 1968].

Широкое и повсеместное развитие пирокластики практически не влияет на химический состав осадков. Если учесть, что содержание пепловых частиц в осадках невелико, то очевидно, что присутствие риолито-дацитового стекла не может существенно изменить средний химический состава вмещающих илов. Крайне слабое влияние андезитового вулканизма на геохимию осадков подтверждается данными А.П.Лисицына [1974], основанными на большом статистическом материале, согласно которым средний химический состав андезитов весьма близок к составу пелагических отложений.

		1	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·				
Тип осал	цков	Станция	. Fe	Ti	Cr	V	Ge
осадки	запад	6159 6 158 6160 6161	5,57 3,70 3,39 6,63	0,38 0,32 0,34 0,42	21 112 53 77	105 90 86 131	1,7 1,6 1,8 2,7
Прибрежные	BOCTOK	659 660 661 668 669 670	10,65 8,78 9,66 3,76 3,02 4,00	0,34 0,40 0,35 0,44 0,36 0,34	121 120 125 50 He onp. 82	78 62 62 73 37 54	Не опр. " "
Гемипела осадки (с	гические среднее)	-	4,45	0,36	58	111	1,7
Красные (среднее	глины)	-	5,57	0,47	69	108	2,2

Содержание элементов в поверхностном слое прибрежных осадков на профиле (Fe, Ti в %, остальные - в 10⁻⁴%)

Таким образом, влияние андезитового вулканизма на геохимию океанических осадков очень незначительно и сказывается в неравномерном обогащении прибрежных отложений некоторыми элементами, входящими в состав тяжелых минералов андезитовых пород. Влияние андезитового вулканизма на минералогию осадков более существенно. Оно проявляется в повсеместном присутствии риолито-дацитового стекла и обогащении прибрежных илов вулкано-терригенным материалом, а также в массовом распространении цеолитов и присутствии аутигенного монтмориллонита в пелагических отложениях.

В итоге еще раз подчеркнем, что различные типы вулканизма по-разному влияют на минералогический состав и геохимию осадков. Эксгалятивный вулканизм проявляется локально в создании относительно высоких концентраций ряда химических элементов и в характерном "вулканогенном" аутигенном минералообразовании. Базальтовый вулканизм заметно влияет как на химический, так и на минералогический состав осадков в областях, примыкающих к вулканическим очагам. Эти осадки обогащены вулкано-терригенным и основным пирокластическим материалом, а также химическими элементами, главным образом малоподвижными в гипергенезе. Влияние андезитового вулканизма проявляется на широких площадях океанического дна в виде обогащения донных отложений кислой пирокластикой, а в прибрежной зоне океана – переотложенным материалом андезитовых пород. Продукты андезитового вулканизма практически не меняют средний химический состав океанических осадков.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ

Программа изучения геохимии океанических осадков предусматривала комплексное литолого-геохимическое исследование процессов седиментации и ранних стадий диагенеза с привлечением микробиологических, биогеохимических, изотопных методов исследований осадков, конкреций, иловых вод. Исследование охватывает большой круг элементов и реакционноспособные формы некоторых из них. Всем этим вопросам посвящен целый ряд работ [Волков и др., 1972, 1973, 1974, 1975, 1976; Глаголева, 1972; Лисицына, Дворецкая, 1972; Розанов и др., 1972, 1976; Страхов, 1972; Лисицына и др., 1973, 1975, 1976; Страхов и др., 1973; Пушкина, 1974; Романкевич, 1974, 1976; Бутузова и др., 1975; Глаголева и др., 1975, 1976; Логвиненко и др., 1975; Лубченко, 1975; Шишкина, Павлова, 1976].

Первые результаты геохимического изучения донных осадков на профиле через Тихий океан изложены в работе Н.М. Страхова с соавторами [Страхов и др., 1973], где рассмотрены закономерности и механизм распределения ряда биогенных компонентов и химических элементов в осадках западной части профиля. По характеру распределения в донных отложениях были выделены три группы элементов:

- I. Элементы группы органического вещества (CaCO₃, SiO_{2 ам}, C_{орг}, S, Se).
- II. Элементы железо-марганцевой группы (Fe, Cr, V, Cu, As, Zn, Pb, Mn, Mo, Ni, Co).
- III. Элементы смешанного механизма распределения (P, TR).

В настоящем разделе рассматриваются закономерности распределения элементов этих трех групп на всем протяжении трансокеанского профиля.

Помимо процентного метода, широко применяемого в течение многих лет для геохимического изучения морских и океанических осадков, в качестве основного в настоящей работе принят метод абсолютных масс, предложенный H.M. Страховым [1947].

Преимущество этого метода по сравнению с процентным заключается в том, что он позволяет устранить разбавляющее действие разных компонентов и выявить реальный ход накопления осадка и слагающих его компонентов в определенном возрастном интервале.

Объектом геохимического изучения на трансокеанском профиле является верхний (J) синхроничный слой, примерно соответствующий интервалу времени в 100 тыс. лет. Мощность этого слоя различна в разных литолого-фациальных зонах профиля и зависит от скоростей осадконакопления, которые изменяются закономерно в направлении от берега к пелагиали. Поэтому для определения мощности [синхроничного слоя на всем протяжении профиля использовалась карта скоростей осадконакопления в Тихом океане [Лисицын, 1971, 1974] с привлечением данных абсолютной геохронологии и биостратиграфии, полученных для отдельных колонок профиля (см. гл. 2).

Абсолютные массы биогенных компонентов осадка и ряда химических элементов в любом разрезе рассчитаны путем умножения средневзвешенного процентного содержания элемента на абсолютную массу осадка синхроничного слоя и выражены в граммах или миллиграммах на квадратный сантиметр. Они показывают, какое количество элемента реально накапливается за период времени, необходимый для отложений верхнего (I) синхроничного слоя в разрезе, основание которого принято за 1 см². Средние абсолютные массы элементов в разных фациальных зонах позволяют вычислить абсолютную массу каждого элемента для синхроничного слоя по всему профилю и рассчитать, какая часть в процентах от этой массы накапливается в пределах каждой зоны. Величина ее в сильной степени зависит от ширины зоны. Схему расчетов мы здесь не приводим, поскольку она изложена в опубликованных работах [Страхов, 19766; Страхов и др., 1973].

Результаты расчетов удобно выражать в виде кривых абсолютных масс, а также в виде кривых абсолютных масс, приведенных к ширине зоны, с помощью которых наглядно выявляются закономерности распределения химических элементов на профиле.

· Материалом для исследования послужили колонки осадков с 48 станций, расположенных на профиле.

Определение $CaCO_3$, $SiO_{2 \text{ ам}}$, C_{OPF} , S, Se, Fe, Mn, V, Cr, Al, Ti, Mo, As проводилось известными химическими объемными и фотометрическими методами, определение Cu, Ni, Co – методом атомной абсорбции, определение Pb – количественным спектральным, определение Zn – методами полярографии и атомной абсорбции. Ga и Zr определены колориметрически, Nb и Ta – экстракционнофотометрическим методом. Весь объем аналитических работ выполнен в лабораториях Геологического института АН СССР под руководством Э.С. Залманзон и Института океанологии АН СССР под руководством И.И. Волкова и В.С. Соколова. Было проанализировано всего 660 проб, из них Fe и Mn – 660, на формы Fe и Mn – 520, на V и Cr – 440, на As – 450, на Cu, Ni, Co – 437, на Mo – 375, на Pb – 645, на Zn – 345, на подвижные формы Cu, Ni, Co, Zn – 50, на Ti – более 500, на Al – 400, Ga и Zr – около 300. Весь исходный аналитический материал приведен в приложении.

ГЛАВА 5

ЭЛЕМЕНТЫ ГРУППЫ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

В составе группы органического вещества рассматриваются главные биогенные компоненты: CaCO₃, SiO_{2 ам}, C_{орг}, поступление которых в осадок осуществляется в процессе седиментогенеза, а также сульфидная сера и селен, накапливающиеся на стадии диагенеза.

БИОГЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ (CaCO3, SiO2..., Copr)

Изучение особенностей распространения на профиле биогенных компонентов, являющихся существенной составной частью осадка, имело целью выявить количественное их распределение в разных литолого-фациальных типах донных отложений, а также соотношения с терригенной частью осадка. Рассмотрение этого вопроса имеет двоякое значение: во-первых, для характеристики условий формирования осадочной толщи и, во-вторых, в связи с распределением в ней ряда химических элементов, которое во многом определяется влиянием биоса. Как было отмечено Н.М. Страховым [19766], количественная сторона этих вопросов пока еще разработана лишь в общем плане и требует более детального изучения на отдельных объектах.

Распределение биогенных компонентов в осадках трансокеанского профиля было изучено процентным методом, а также методом абсолютных масс. Процентные содержания и абсолютные массы $C_{\rm opr}$, $CaCO_3$ и $SiO_{2\,aM}$ были рассчитаны для верхнего (1) синхроничного слоя осадков. Результаты представлены в табл. 25 и на графиках фиг. 44-46.

Распределение процентных содержаний

CaCO3. В западной части профиля процентные содержания карбоната кальция в осадках прибрежной (I) и гемипелагической (II) зон колеблются от О до 16% и в среднем составляют 3,13% в прибрежной зоне и 0,50% в гемипелагической. В сторону пелагиали количество CaCO3 заметно убывает до 0,17% в переходной зоне, до 0,33% в зоне IVA и 0,20% в зоне IVБ. В восточной части профиля, как и в западной, СаСО3 максимально концентрируется в осадках прибрежной и гемипелагической зон. Средние его содержания соответственно равны в зоне I - 10,48%, в зоне II - 7,52%, т.е. в 3-15 раз выше, чем в осадках тех же эон на западе. СаСО3 присутствует в осадках этих зон практически повсеместно, его содержания не опускаются ниже десятых долей процента и достигают ЗО% в колонках зоны І. В переходной зоне карбонатность осадков резко уменьшается (среднее содержание CaCO₃ равно 0,38%) р пелагической зоне IVA оно составляет 0,85%, в зоне IVB - 0,49%. Необходимо отметить, что не вся пелагическая область океана в районе профиля является площадью экстремально низких содержаний СаСОз. На подводном поднятии Маркус-Неккер и вблизи Гавайских островов участки дна, находящиеся выше критической глубины карбонатонакопления, покрыты, как известно, карбонатными илами. Процентные содержания СаСО3 на этих участках дна изменяются от нулевых значений в красных глинах до 85% и более в кокколитофораминиферовых илах, покрывающих вершины гайотов гряды Маркус-Неккер (зона V), и в карбонатных осадках окружения Гавайских островов (зона V). Содержание CaCO3 в среднем по I синхроничному слою в зоне V составляет 13,3%, а в зоне VI достигает 30,7% западнее Гавайских островов и опускается до 0,28% к востоку от них. Оба пелагических максимума СаСО3 локальны и ограничены площадью, примыкающей к островам, и узкой полосой гряды Маркус-Неккер. На фиг. 44 протяженность обогащенной зоны преувеличена, поскольку профиль проходит по простиранию гряды.

Процентные содержания и абсолютные массы C_aCO_3 , SiO_{2aM} и C_{opr} в осадках 1 синхроничного слоя

Компонент	I	II	III	IVA	IVБ	V	IVБ пром.
			Процен	тные содеря	кания	1	1
CaCO ₃	$\frac{0-16,2}{3,13}$	0 -1 ,18 0,44(50)	0 - 0,64 0,16(0,17)	<u>0-0,54</u> 0,33	<u>0-0,77</u> 0,20	<u>0-53,34</u> 13,27	<u>0-0,32</u> 0,16
SiO _{2 ам}	<u>1,5–11,38</u> 6,25	<u>6,0–26,0</u> 11,2	<u>4,8–7,8</u> 6,3	<u>0,98-3,68</u> 2,0	$\frac{1,68-2,77}{2,26}$	$\frac{0,53-1,12}{0,96(1,11)}$	<u>1,05–1,88</u> 1,46
Сорг	0,08 - 1,95 1,02(1,12)	$\frac{0,24-1,96}{1,0(1,13)}$	0,17-0,97 0,56(0,60)	0,10-0,45 0,33	0,10-0,28 0,18	0,22-0,32 0,26(0,30)	<u>0-0,04</u> 0,02
			Абсолк	отные массы	, г/см2		
CaCO3	10,2	1,81	0,31	0,18	0,02	3,44	0,44
SiO _{2 ам}	20,7	34,2	12,62	1,32	0,18	0,25	4,02
Сорг	3,43	2,58	1,08	0,18	0,02	0,07	0,06
			Приведенни	ые абсолютн	ые массы, %		
CaCO3	25,6	9,8	1,5	1,9			
SiO _{2 ам}	15,1	54,0	18,4	4,2			
Сорг	16,2	26,2	10,2	3,7			

Примечание. В числителе – экстремальные содержания, в знаменателе – средние для литолого-фациальных зон; в скобках – содержания на бескарбонатное и бескремнистое вещество.

Коміонент	VI зал.	VI вост.	ĮVБ	IVA	III	II	I
I	5 đ		Проц	і ентные соде	ржания	1	I Contraction of the second se
CaCO3	0-84,56 30,7	0 -1 ,45 0,28	0,14-0,86 0,49	0,54 -1,1 4 0,85	<u>0-1,72</u> 0,38	0,64 - 11,53 7,52	4,00 _ 30,24 10,48
SiO _{2 ам}	0,73 - 4,27 2,04(2,94)	2,94-5,60 4,45	<u>1,29–1,89</u> 1,66	<u>1,29–3,28</u> 1,82	0,98 - 4,73 2,43	<u>0,84–3,53</u> 1,46(1,61)	<u>0,84–2,32</u> 1,44(1,69)
Сорг	0-0,75 0,22	0-0,46 0,15	0,19 - 0,53 0,31	<u>0-0,41</u> 0,33	<u>0-1,38</u> 0,53	<u>1,18–2,52</u> 1,51 (1,66)	<u>1,73-8,70</u> 4,35(4,94)
			Абсо	лютные масс	ы, г/см ²		
CaCO ₃	66,02	0,14	0,03	0,19	0,36	9,85	49,04
SiO _{2 am}	4,59	1,30	0,11	0,46	2,20	1,91	6,74
С _{орг}	0,50	0,04	0,02	0,06	0,48	1,98	20,39
			Приведен	ные абсолют	ные массы,	%	
CaCO3	1,5			0,8	1,5	16,4	40,9
SiO _{2 ам} С _{орг}	2,5 2,3			0,6 0,7	2,7 2,3	0,9 6,2	1,6 32,1

SiO_{2 ам}. В распределении процентных содержаний аморфного (биогенного) кремнезема, так же как и в распределении CaCO₃, намечается тенденция к накоплению в прибрежных областях и уменьшению его содержаний в пелагиали.

В западной части профиля SiO_{2ам} присутствует в прибрежной зоне в количестве 1,5-11,4% и составляет в среднем 6,25%. В глинистых и кремнистоглинистых илах гемипелагической зоны содержания его максимальны и составляют 6-26% (среднее 11%). В переходной зоне они заметно уменьшаются до 4,8-7,8% (среднее 6,3%). В зонах IVA и IVБ содержания SiO_{2aM} колеблются от 0,98 до 3,68% (среднее 2,0-2,26%). Самые низкие содержания в зоне V в среднем составляют 1,1%.

В восточной части профиля процентные содержания SiO_{2aM}, в отличие от CaCO₃, в прибрежной и гемипелагической зонах невелики и колеблются от 0,84 до 3,53% (среднее 1,61–1,69%). Они ненамного возрастают в переходной зоне и сохраняются на том же уровне, что и у берегов, в пелагических зонах IVA иIVB. Средние значения составляют здесь соответственно 1,66 и 1,82%, т.е. того же порядка, что и в западных областях пелагиали. Небольшая по плошади область обогащения SiO_{2aM} приурочена к окружению Гавайских островов (зона VI). Среднее его содержание составляет здесь 2,94–4,5%.

<u>Сорг.</u> Распределение процентных содержаний органического углерода в осадках I синхроничного слоя в общих чертах совпадает с распределением других биогенных компонентов осадка. В западной части профиля содержания С_{орг} в прибрежной (I) и гемипелагической (II) зонах максимальны и составляют в среднем 1,12-1,13% при весьма значительных колебаниях отдельных определений от сотых долей процента почти до 2%. В направлении пелагиали они постепенно уменьшаются и составляют в переходной зоне (III) в среднем 0,60%, в пелагических зонах IVA - 0,33% и IVB - 0,18%.

В восточной части і филя сохраняется та же тенденция. В прибрежной зоне содержания С_{Орг} наиболее высокие. Они значительно выше, чем в западной, и колеблются от 1,73 до 8,7%. Среднее значение достигает 4,94%. В гемипелагической зоне оно уменьшается до 1,66% и далее сначала резко, затем постепенно убывает в направлении к пелагиали. В осадках переходной зоны С_{орг} составляет в среднем 0,53%, в пелагических зонах IVA – 0,33% и IVБ – 0,31%. Минимальные значения определены в зоне IVБ промежуточной (среднее 0,02%). В областях поднятий пелагической области океана, где наряду с красными глинами, как правило, развиты биогенные осадки, процентные содержания С_{орг} несколько возрастают по сравнению с глинистыми илами глубоководных котловин. Так, на поднятии Маркус-Неккер (зона V) среднее содержание С_{орг} составляет 0,30%, в осадках вблизи Гавайского архипелага (зона VI) – 0,22%.

Распределение абсолютных масс

Реальная картина распределения абсолютных масс $CaCO_3$, SiO_{2aM} и C_{opr} (в r/cm^2) в верхнем синхроничном слое видна из графиков (фиг. 45), построенных по данным табл. 25. Там же приведен график распределения абсолютных масс осадка в целом. Абсолютные массы всех биогенных компонентов распределяются в осадках профиля по единому плану. Они максимальны в узкой прибрежной части профиля (зоны I и II) и минимальны в обширной пелагической области океана, где наблюдаются отдельные максимумы, приуроченные к поднятиям дна – подводным грядам и окружению архипелагов островов. Данные табл. 25 показывают, что в западной части профиля средняя абсолютная масса CaCO₃ в I зоне составляет 10,2 r/cm^2 , во II зоне она уменьшается до 1,81 r/cm^2 и резко убывает в зонах III (0,31 r/cm^2) и IVA (0,18 r/cm^2) до минимального значения (0,02 r/cm^2) в зоне IVE. В восточной части профиля средние абсолютные массы CaCO₃ в леиболютные массы CaCO₃ в леиболютные массы CaCO₃ в леиболютные сели профиля средние абсолютные массы CaCO₃ в леиболютные массы CaCO₃ в леиболютные сели сасолютные массы CaCO₃ в леиболютные и составляет 10,2 r/cm^2) в зоне IVA (0,18 r/cm^2) до минимального значения (0,02 r/cm^2) в зоне IVE. В восточной части профиля средние абсолютные массы CaCO₃ в леиболютные массы СасО₃ в леиболютные массы СасО₃ в леиболютное выше, чем на западе, и составляют в зоне I – 49,04 r/cm^2 , в зоне – II – 9,85 r/cm^2 . В зонах III–IVE средние абсолютные массы











Фиг. 46. Распределение приведенных абсолютных масс $CaCO_3$, SiO_{2aM} и C_{opr} в I синхроничном слое осадков (%). Кривая M – приведенные абсолютные массы осадка в целом. Влияние Гавайских островов исключено



 C_aCO_3 резко убывают до десятых и сотых долей процента. В областях поднятий океанического дна средняя абсолютная масса C_aCO_3 заметно возрастает до 3,44 г/см² в зоне V. Вблизи Гавайских островов она максимальна и составляет 66 г/см².

Средние абсолютные массы SiO_{2aM} изменяются следующим образом. На западе, в зонах 1 и II, они максимальны и соответственно равны 20,7 и 34,2 г/см²; в направлении к пелагиали постепенно уменьшаются: в зоне III до 12,62 г/см², в зоне IVA до 1,32, в зоне IVБ до 0,18 г/см² и составляют 0,25 г/см² в зоне V. На востоке абсолютные массы SiO_{2aM} значительно ниже. Максимальная для этой части профиля средняя абсолютная масса SiO_{2aM} составляет 6,74 г/см², в зонах II и III она уменьшается до 1,91-2,2 г/см², в зонах IVA и IVБ – до 0,46 и 0,11 г/см² соответственно. В пределах пелагической зоны небольшие увеличения абсолютных масс SiO_{2aM} наблюдаются только вблизи Гавайских островов (зона VI), где они в среднем равны 4-4,6 г/см².

Средние абсолютные массы С_{орг} в западной части профиля постепенно уменьшается в направлении к пелагиали от 3,43 г/см² в прибрежной зоне до 0,02 г/см² в пелагической зоне IVБ. В восточной части профиля абсолютные массы С_{орг} значительно выше. Они максимальны в прибрежной зоне и составляют 20,39 г/см², резко уменьшаются в гемипелагической до 1,98 г/см², в зоне III-до 0,48 г/см² и далее в пелагических зонах IVA и IVB измеряются сотыми долями грамма на сантиметр в квадрате. Локальное повышение абсолютных масс до 0,5 г/см² наблюдается вблизи Гавайских островов.

Сопоставление графиков фиг. 44 и 45 показывает, что процентные содержания биогенных компонентов и их абсолютные массы распределяются в направлении профиля по тому же закону, что и абсолютные массы осадка в целом. Причины этого выясняются из сопоставления кривых распределения биогенных компонентов, приведенных к ширине зоны, с приведенной кривой распределения осадка в целом. На фиг. 46 видно, что кривые, выражающие приведенные абсолютные массы CaCO3, SiO2aM и Copr, вблизи берегов лежат выше кривой М, а в пелагической зоне - заметно ниже. Это означает, что темпы накопления биогенных компонентов в прибрежной части профиля опережают темпы накопления осадка в целом. В пелагической зоне картина противоположная. Такие соотношения и являются причиной повышения процентных содержаний элементов в прибрежных областях и понижения - в пелагических, как было показано Н.М. Страховым для западной части профиля. Отсюда совпадение последовательного хода накопления абсолютных масс с изменением процентных содержаний является характерной чертой группы биогенных компонентов [Страхов и др., 1973.

Используя средние абсолютные массы биогенных компонентов в разных литолого-фациальных зонах, мы можем рассчитать, какое количество CaCO₃, SiO_{2aM} и C_{opr} в процентах от общего количества, присутствующего в осадках профиля, накапливается в каждой зоне. Иными словами, реальную картину распределения каждого из биогенных компонентов на профиле мы может воссоздать с помощью метода приведенных абсолютных масс [Страхов и др., 1973], суть которого изложена в предисловии ко второй части. Полученные данные представлены в табл. 25 и на графике фиг. 46. Чтобы исключить проявляющееся локально влияние внутриокеанического источника обломочного материала и питательных веществ биоса при построении кривых абсолютных масс, приведенных к ширине зон, данные по пригавайскому району и району гряды Маркус-Неккер не учитывались; пелагическая область океана (зоны III, IVA, IVB) рассматривалась как единое целое.

Максимальные количества всех компонентов, так же как и основная масса осадка, накапливаются в узкой прибрежной полосе, охватывающей зоны I и II. В этих зонах на западе содержится 35,4 CaCO₃, на востоке – 56,3%, в сумме 92,7%. На долю переходной зоны и пелагических зон IVA и IVБ приходится около 8% от общего количества CaCO₃, из них только 1,5% накапливается в осадках глубоководных котловин зоны IVE. Количество SiO_{2aM} в отложениях I и II эон составляет на западе 69,1%, на востоке всего 2,5%, в сумме 71,6%; в переходной зоне – 18,4% на западе и 2,7% на востоке. В пелагических зонах IVA и IVБ накапливается 7,3% общего количества SiO_{2aM}, при этом на зону IVБ приходится 2,5%.

Органический углерод также концентрируется в прибрежной полосе. В зонах и II западной части профиля накапливается 42,4% от общего количества С_{орг}, на востоке – 38,4%, в сумме 80,8%. Остальные 18,2% распределены в переходной зоне (12,5%) и зонах IVA и IVБ пелагической области океана (около 7%).

Использование абсолютных масс, приведенных к ширине зоны, позволяет, таким образом, оценить количественно соотношения биогенных компонентов, отложенных в разных литолого-фациальных зонах. Главная масса всех компонентов накапливается у берегов (зоны 1, 11), в осадки глубоководных котловин пелагической зоны попадает всего лишь 1,5-2,5% общего количества биогенного материала (см. фиг. 46).

Как уже отмечалось, при расчете приведенных абсолютных масс области поднятий пелагической зоны не учитывались. Чтобы воссоздать более сложную картину распределения биогенных компонентов, отвечающую конкретному профилю, который пересекает поднятия Маркус-Неккер и Гавайское, были выполнены расчеты приведенных абсолютных масс и для этих областей. При всей условности таких расчетов они позволяют ориентировочно оценить возможные масштабы накопления $CaCO_3$, SiO_{2aM} и C_{opr} в областях поднятий пелагической зоны. Особенно существенно учесть эти накопления для СаСО3, который обогащает осадки всюду, где глубины дна океана выше критической глубины кальцитообразования. Количество CaCO3 на поднятии Маркус-Неккер и вблизи Гавайских островов в сумме составляет около 60% от общей массы СаСОз на профиле. Количество SiO_{2aM} достигает 11,5% от общей массы, Сорг - 6%. Из этих данных видно, что в осадках поднятий пелагической зоны накапливается всего лишь небольшая часть SiO_{2aм} и C_{орг} по сравнению с осадками прибрежных областей. Что касается СаСО3, то именно поднятия пелагиали представляют собой районы океана, где концентрируется примерно половина карбонатного материала от общей его массы на профиле.

Для выяснения роли биоса в пелагической седиментации интересно оценить соотношение суммы биогенных компонентов и массы терригенного материала в разных зонах профиля. Расчеты, выполненные методом абсолютных масс, показывают, что в прибрежной и гемипелагической зонах биогенные компоненты составляют в сумме 10-14% на западе и 3,6-16% на востоке от массы осадка. В пелагическом направлении роль биогенного материала минимально сокрашается до 2-3% от абсолютной массы осадка в глубоководных котловинах (зоны IVA и IVB). На поднятиях, как правило локальных, соотношения биогенной и терригенной составляющих изменяются в сторону увеличения роли CaCO₃, SiO₂ и C_{орг}, которые составляют в сумме до 14% абсолютной массы осадка подводной гряды Маркус-Неккер (зона V) и до 32% к западу от Гавайских островов (зона VI). Вполне естественно предположить, что в процессе жизнедея тельности планктона, а также при переносе и отложении остатков отмерших организмов их взаимодействие с растворенными и взвешенными веществами морской воды играли существенную роль в создании геохимических особенностей донных осадков.

СЕРА И СЕЛЕН

По характеру распределения процентных содержаний и абсолютных масс в осадках трансокеанского профиля S и Se относятся к группе биогенных элементов, или группе органического вещества. В отличие от углерода органического вещества, азота и других элементов, попадающих в осадки и накапливаюшихся там вместе с отмершим органическим веществом в стадии седиментогенеза, накопление S и Se в осадках происходит в результате постседиментационных процессов, в стадии раннего диагенеза.

В современных осадках океана S присутствует в различных формах. В ходе осадкообразования захватывается и попадает в донные отложения некоторое количество сульфатов наддонной воды. Сульфаты присутствуют в донных отложениях в виде растворенных. сульфатов иловой воды, пропитывающей осадки, и некоторое количество их более или менее прочно связано с минеральной и биогенной составляющими твердой фазы осадков. При наличии достаточного количества органического вещества в результате процессов бактериальной сульфатредукции в осадках происходит накопление восстановленных форм соединений серы – производных $H_2S(\Sigma S_{H_2S})$. Количество возникающих в диаге-незе производных сероводорода в общем случае связано и определяется содержанием органического вещества (Сорг). Именно поэтому процентное содержание C_{opc} и ΣS_{HoS} изменяется в осадках профиля по тому же закону, что и абсолютные массы этих компонентов и осадка в целом. Они максимальны в прибрежных областях (зоны I и II), резко уменьшаются в области переходных осадков (зона III); в области пелагических глубоководных красных глин (зона IV) восстановленные соединения S отсутствуют, так как количество органического вещества в этих осадках не превышает 0,2-0,3% С_{орг} и сульфатредуцирующий процесс в этих условиях не протекает.

Таким образом, в зависимости от фациальных условий в пределах профиля существуют не только такие зоны, где соединения представлены и восстановленными соединениями, и сульфатами (зоны I-III), но и громадная по протяженности зона пелагических осадков (зона IV), где S присутствует только в виде сульфатов.

Селен, как и сера, существует в осадках в различных формах, что связано с физико-химическими условиями, реализующимися в различных зонах профиля. и окислительно-восстановительными свойствами системы селена. В наддонной воде, для которой характерны слабощелочная среда (рН = ~ 8) и окислительные условия (Eh = +400 мв). Se может присутствовать в виде селенат- и селенит-ионов (SeO₄²⁻, SeO₃²⁻) в сопоставимых количествах. В пелагических красных глинах океана, где величина окислительно-восстановительного потенциала от поверхности осадков и на всю исследованную толщу (~ 6 м) составляет (+500)-(+600) мв, селенат-ион становится преобладающей и практически единственной формей. Se. В зоне прибрежных терригенно-биогенных осадков, содержащих значительное количество органического вещества, в результате восстановительного процесса изменяются физико-химические условия и уже на поверхности осадков величина Eh уменьшается до (+150) - (-80)мв. В этих условиях соотношение между селенат- и селенит-ионами резко сдвигается в сторону преобладания селенита. Восстановительный процесс в системе Se продолжается и развивается в этих условиях в направлении восстановления селенита до элементного Se. Последний фиксируется в осадках, накапливается в них и при параллельно протекающем процессе сульфидообразования входит в состав диагенетических аутигенных сульфидов железа, главным образом пирита, изоморфно замещая серу.

Возможность участия микроорганизмов в процессах восстановления соединений Se изучена недостаточно. Можно предположить, что, как и в случае с S, существуют и функционируют в природных условиях специфические селенатредуцирующие микроорганизмы или, ввиду близости химических свойств S и Se, восстановление селената до селенита и последнего до элементного Se осуществляется сульфатредуцирующими организмами. Однако окислительно-восстановительная система Se мягче, чем система S, и восстановление селената до селенита и затем до элементного Se может осуществляться чисто химическим путем при изменении окислительно-восстановительных условий в осадках в результате разложения органического вещества.

Таким образом, в пределах существования восстановительных условий в осадках (зоны I-III) происходит концентрирование Se в виде элементного Se и малорастворимых селенитов. В то же время в полностью окисленных пелагических красных глинах, где Se существует в виде хорошо растворимого селената, условия для накопления Se отсутствуют. В соответствии со сказанным выше содержание и абсолютные массы S и Se, так же как и углерода органического вещества, максимальны в прибрежных терригенно-биогенных осадках профиля и минимальны в пелагической его части.

Сумма восстановленных форм серы – производных H₂S ($\sum S_{H_{2}S}$)

В результате бактериального сульфатредуцирующего процесса и последующих преврашений возникающего H_2S в толще отложений накапливаются следующие восстановленные соединения серы: сульфидная, элементная, пиритная и органическая. Сумма этих форм в осадках и составляет сумму производных сероводорода. Другие формы S, существующие при развитом процессе сульфатредукции в иловых водах (свободный H_2S , сульфиты и тиосульфаты), при подсчете суммы производных сероводорода из-за малого их содержания не учитываются.

Закономерности формирования ΣS_{H_0S} и соотношение между отдельными формами подробно описываются во второй части настоящей монографии, посвященной процессам диагенеза. Цифровой материал по содержанию ΣS_{H_2S} в осадках профиля приведен в приложении. Результаты изучения соединений S в осадках префиля описаны ранее [Розанов и др., 1971; Страхов и др., 1973; Волков, Соколов и др., 1974; Волков и др., 1972, 1976].

Распределение восстановленных форм $S(\Sigma S_{H_2S})$ в краевых частях трансокеанского профиля приведено на фиг. 47; средневзвешенные содержания ΣS_{H_2S} в осадках профиля по зонам приведены в табл. 26.

Ha фиг. 47 показано распределение ΣS_{HoS} в прибрежных осадках профиля, примыкающего к берегам Японии. Из фигуры видно, что максимальные концентрации восстановленной S приурочены к вулкано-терригенным осадкам (тип I). Следует заметить, что в осадках [зоны наблюдаются резкие колебания содержания восстановленной S. На ст. 6159 и 6161, осадки которых резко обогащены грубым обломочным материалом, содержания восстановленной S значительно понижены. По мере удаления от берегов, в гемипелагических осадках (зона II) и в глинах переходного типа (зона III), содержание восстановленной S убывает. Средневзвешенные концентрации восстановленной S приведены в табл. 26, максимальные концентрации S в типе I достигают 1,12%. В пелагической части восстановленных осадков содержание ΣS_{H_2S} уменьшается до 0,01-0,03%. Характерной особенностью осадков Японского профиля является присутствие восстановленной S даже в поверхностных горизонтах (0-1, 0-2 см) осадков. В пределах гемипелагических осадков и глин переходного типа начало восстановительного сульфатредуцирующего процесса постепенно заглубляется до 10-20 см на ст. 6164 и до 120 см на ст. 6171. В пределах восстановленных осадков (зона I, частично зона II) содержание. ΣSH_oS увеличивается с глубиной залегания осадков до 20-150 см и далее изменяется с незначительными колебаниями. Как правило, ниже указанных горизонтов в колонках осадков появляется свободный H₂S.

Начиная со ст. 6172, первой станции глубоководных пелагических красных глин, содержащих вулканический пепел (зона IVA), сульфатредуцирующий процесс и восстановленные соединения S в осадках отсутствуют.

В краевой части восточного окончания профиля, у берегов Мексики, максимальные содержания восстановленной S также наблюдаются в прибрежных биогенно-терригенных осадках (зона I). Как видно из фиг. 47, содержание ΣS_{H_2S} здесь достигает 1,22%S. В пределах I типа, где восстановленные соедйнения S также обнаруживаются уже в поверхностных горизонтах, происходит постепенное увеличение содержания восстановленной S с углублением в осадочную толщу. На горизонтах 20-50 см содержание ΣS_{H_2S} стабилизируется в связи с появлением свободного H₂S. С удалением от берега в гемипелагических осадках, содержание S постепенно уменьшается, а начало сульфатредуцирующего процесса постепенно заглубляется в толщу отложений. В

Компонент		I	II	Ш	IVA	IV6	v
Средне вэвешен ное со держание, %	S _{oбщ} ΣS _{H2} S	0,624 0,509	0,446 0,313	0,190 0,025	0,127	0,205 -	0,124
Абсолют- ная мас- са, г/см ²	Осадок Ѕ _{общ} ΣЅ _{НаЅ}	354 2,209 1,802	265 1,182 0,829	216 0,410 0,054	79 0,100 -	8 0,016 -	25,9 0,032 -
Приве- денные абсолют- ные мас- сы, %	Оседок ^S общ ΣS _{H2} S	12,7 22,4 33,1	20,6 26,0 33,6	15,4 8,32 1,9	12,3 4,39 -	0,6 0,38 -	7,8 2,71 -

Абсолютные массы осадка, S_{оби} в восстановленных соединений S в I синхроничном

краевой прибрежной части переходных глин (зона III) восстановленные соединения S обнаруживаются только в нижних горизонтах ст. 673, где ΣS_{H_2S} составляет около 0,05% S. На более удаленной от берега ст. 6174 и датов в пелагических красных глинах (зона IVA) сульфатредуцирующий процест сосадках отсутствует.

В остальных литолого-фациальных типах осадков центральной, пелагической части профиля и в осадках пригавайской вулканической эоны восстановленные соединения S отсутствуют. Следует заметить, что в этих осадках иногда наблюдается слабый сульфатредуцирующий процесс в толше отложений [Чеботарев, Иванов, 1976; Леин и др., 1976]. По нашим данным, на ст. 681 Гавайской зоны сульфатредуцирующий процесс начинается с горизонта 110 см, ΣS_{H_2S} составляет 0,05-0,08%S, поднимаясь на отдельных горизонтах до 0,3-0,7% S. Микробиологический характер восстановительного процесса доказывается микробиологический и изотопными исследованиями, упомянутыми выше. Спорадически в других станциях среди пригавайских осадков обнаруживаются восстановленные соединения S (ст. 627, 637, 641), представленные в основном S_{ПИР}. Бактериальный характер их не доказан. Возможно, что присутствие сульфидов на указанных станциях следует связывать с наличием в осадках слабовыветрелого базальтового материала.

Отметив общие черты в распределении восстановленной S в осадках профиля, следует отметить и различия. В первую очередь необходимо обратить внимание на разную ширину зон на восточном и западном окончаниях профиля. Зона восстановленных и охваченных процессами сульфатредукции осадков в западной части значительно (примерно вдвое) шире, чем в мексиканском районе. В то же время содержание органического вещества вблизи побережья Мексики намного выше (до 8% С ООГ), чем у берегов Японии (максимально около 2% Сорг). Это объясняется главным образом гидродинамикой океанских вод, а именно наличием на востоке Калифорнийского течения, препятствующего распространению органического детрита в пелагическую сторону океана. Следует отметить также более равномерное распределение по станциям биогенно-терригенных осадков восстановленных соединений S в примексиканском районе, чем у побережья Японии. Это объясняется более равномерным гранулометрическим составом осадков восточного окончания профиля. Именно за счет этого средневзвешенные концентрации ΣS_{HoS} в типе I восточной части профиля значительно выше, чем в западной (см. табл. 26).

Интенсивность процесса восстановления сульфатов и содержание суммы восстановленной S в осадках естественным образом связаны с неравномерным
VIВ пром.	VI зап.	VI вост.	УIБ	VIA	ш	ŢĹ	I
0,196 -	0,167 -	0,167 -	0,187	0,374	0,336 0,024	0,563 0,336	1,01 0,889
26,8 0,053	223 0,372	42,5 0,071	7,1 0,013	32,8 0,123 -	88,6 0,299 0,021	131 0,831 0,479	468 4,742 4,16
2,0 1,12	8,0 3,78	3,0 1,54 -	2 ,2 1,23	1,3 2,08 -	5,3 5,04 0,6	3,1 4,99 5,9	5,6 16,03 25,5

содержанием органического вещества. Поэтому в соответствии с изменением содержания Сорг изменяется концентрация производных сероводорода (фиг. 48). На фигуре показано изменение содержания С_{орг} и ΣS_{H2S} в осадках профиля у берегов Японии (фиг. 48,*a*) и Мексики (фиг. 48,*b*). За исходное содержание Сорг принято содержание его в поверхностном слое (условно считаем, что оно сложилось в ходе осадкообразования и если изменено в ходе диагенеза, то в незначительной степени). Средние величины ΣSH_{oS} приведены для горизонтов, где величина ΣSH_{2S} практически стабилизирована. Как видно на фиг. 48, между содержаниями C_{opr} и ΣSH_{2S} в каждом из профилей наблюдается хорошая зависимость. Однако стоит обратить внимание на замедление роста содержания ΣSHoS в осадках у берегов Мексики при экстремально высоких содержаниях органического вещества в зоне прибрежных биогенно-терригенных осадков. Это объясняется тем, что очень высокая интенсивность образования сероводорода при таких высоких содержаниях органического вещества (>3% Сорг) не обеспечивается возможностью этих осадков к связыванию образующегося H₂S (недостаток реакционноспособного железа). Эти осадки насыщены сероводородом, что подтверждается наличием сравнительно высоких концентраций свободного H₂S в этих осадках [Волков и др., 1976].

В соответствии с распределением процентных содержаний распространены и абсолютные массы восстановленной S (см. табл. 26). Максимальная величина абсолютных масс ΣS_{H_2S} наблюдается в прибрежных осадках (зона I) западного и восточного окончаний профиля. В соответствии с содержанием абсолютная масса ΣS_{H_2S} в осадках мексиканского побережья примерно вдвое выше (4,16 г/см²), чем у побережья Японии (1,80 г/см²). В гемипелагических осадках и глинах переходного типа абсолютные массы ΣS_{H_2S} резко уменьшаются, причем на востоке это убывание происходит намного быстрее.

Цифровые данные по распределению на профиле приведенных абсолютных масс производных H₂S показаны в табл. 26. Видно, что основное количество восстановленной S накапливается в пределах прибрежных вулкано-терригенных и терригенно-биогенных осадков (зона I). У мексиканского побережья величина приведенных масс восстановленной S очень быстро убывает, составляя в III зоне только 0,6%. Несколько иная картина наблюдается на западном окончании профиля у берегов Японии. Здесь величины приведенных абсолютных масс в зонах I и II практически равны. Это объясняется значительно большей шириной зоны гемипелагических осадков (зона II) в северо-западной части Тихого океана. В глинах переходного типа японской части профиля приведенная масса восстановленной S резко уменьшается, составляя лишь 1,9%. Та-





См Фиг. 47. Распределение суммы восстановленных форм серы – производных H_2S (ΣS_{H_2S}) в прибрежных осадках западной (*a*) и восточной (*b*) частей профиля

Содержание ΣS_{H_2S} (%): / – отсутствует; 2 – < 0,1; 3 – 0,1–0,5; 4 – 0,5–1,0; 5 – >1



Фиг. 48. Изменение содержания C_{opr} (1) в поверхностном слое и средневзвешенного содержания ΣS_{H_2S} (2) в осадках с удалением от берегов Японии (*a*) и Мексики (*б*)

ким образом, основными зонами накопления ΣSH_2S в осадках океана являются зоны I и II, где сконцентрировано более 97% всей восстановленной S. В этих зонах накопление соединений восстановленной серы, как и органического вещества (см. табл. 26 и фиг. 48), опережает накопление осадка в целом. С удалением от берегов, в зоне переходных глин, наблюдается обратное соотношение, здесь накопление осадка происходит значительно интенсивнее, чем соединений восстановленной серы.

Общая сера (Sобщ)

Сумма восстановленных соединений серы производных H₂S является только частью ее соединений, накапливающихся в осадках лишь в прибрежных районах океана. Другой частью соединений S, существующей в осадках морей и океанов повсеместно, являются сульфаты. Последние в океанических осадках присутствуют как в составе иловой воды, пропитывающей осадки, так и в твердой фазе [Волков, Остроумов, 1960; Остроумов, Волков, 1963; Волков и др., 1972]. В карбонатных осадках океана (глобигериновые, птероподовые, коралловые, раковинные) сульфаты присутствуют в виде CaSO₄ в составе карбонатного скелета. Их количество в этих осадках колеблется от 0,1 до 1,5% в расчете на $CaSO_A$. В глинистых осадках концентрация серы сульфатов в твердой фазе может изменяться, по имеющимся данным, от О до 0,17% в расчете на S. Форма нахождения сульфатов в твердой фазе глинистых осадков окончательно не установлена, можно предполагать их присутствие в форме сульфоалюминатов кальция, ассоциирующих с глинистым веществом, а также в форме не до конца гидролизованных основных сульфатов (основные сульфаты железа), присутствующих, возможно, в пелагических глубоководных красных глинах океана.

В твердой фазе осадков присутствуют также сульфаты в форме BaSO₄. Количество их переменно и определяется главным образом содержанием Ba в донных отложениях [Kalle, 1943; Arrhenius, 1963; Arrhènius, Bonatti, 1964].

При осадкообразовании захватывается также часть надонной воды (иловая вода). В соответствии с составом морской воды исходная концентрация сульфатов в исходной иловой воде равна 2,7 г/кг (или 0,09%). Содержание сульфатов в иловой воде пелагических (полностью окисленных) осадков практически не изменяется в пределах изученной толши донных отложений. При уплотнении осадков с глубиной некоторая часть иловой воды отдавливается и поэтому содержание растворенных сульфатов в расчете на осадок в целом соответственно уменьшается. Однако наиболее резкое уменьшение влажности в пелагических осадках происходит в нескольких верхних сантиметрах, ниже (в пределах нескольких метров) влажность существенно не изменяется, следовательно, не изменяется и содержание растворенных сульфатов в расчете на осадок в целом.

В зонах восстановленных осадков (зоны і и ІІ) при развитии сульфатредуцирующего процесса в их толще содержание растворенных сульфатов в иловой воде может уменьшаться от 0,09 до 0,002-0,003% и даже ниже. Известны случаи, когда и при развитом сульфатредуцирующем процессе содержание сульфатов в иловой воде не изменялось или лишь незначительно уменьшалось [Волков и др., 1976; Шишкина, Павлова, 1976].

Таким образом, общее содержание S в осадках океана складывается из содержания S сульфатов и содержания восстановленных форм S производных сероводорода. В прибрежных и гемипелагических осадках (зоны I и II), как правило, в составе общей S ΣS_{H_2S} преобладает над сульфатами. В глинах переходного типа преобладающими являются сульфаты. В пелагических осадках вся S представлена только сульфатами.

Именно S_{общ} дает возможность оценить геохимическое поведение этого элемента в ходе осадкообразования и диагенеза донных отложений океана.

Средневзвешенное содержание $S_{oбщ}$ в I синхроничном слое осадков профиля по зонам приведено в табл. 26. Из таблицы видно, что начиная с западного окончания профиля от берегов Японии содержание $S_{oбщ}$ уменьшается от зоны I к зоне IVA.В пелагических осадках и в осадках Гавайской вулканической зоны содержание $S_{oбщ}$ колеблется в сравнительно узких пределах – от 0,12 до 0,20%. С приближением к восточному окончанию профиля океана начиная с зоны IVA содержание $S_{oбщ}$ возрастает и достигает максимума в биогенно-терригенных осадках у побережья Мексики. Сравнительно высокое содержание $S_{oбщ}$ в зонах III и IVA восточной части профиля объясняется повышенным содержание в этих осадках BaSO₄ [Волков, Фомина, Ягодинская, 1976].

В соответствии с содержанием S_{obill} и мошностью I синхроничного слоя осадков изменяются по простиранию профиля и абсолютные массы общей серы. Максимальные величины абсолютных масс наблюдаются в первых зонах западной и восточной частей профиля, составляя соответственно 2,21 и 4,74 г/см² С удалением в пелагиаль абсолютные массы S_{obll} постепенно уменьшаются и достигают минимума в пелагических глубоководных красных глинах океана, включающих цеолиты (зона IVБ). Здесь абсолютные массы S_{obll} составляя. Таким образом, абсолютные массы S_{obll} в лелагических осадках западной части профиля. Таким осравнению с прибрежными осадками уменьшаются в 138 раз, а в восточной – в 365 раз. Увеличение абсолютных масс S_{obll} в осадках Гавайской вулканической зоны обусловлено не возрастанием содержания серы в этих осадках, а резким увеличением абсолютных масс осадочного материала в связи с возросшими мощностями осадков I синхроничного слоя.

Как видно из табл. 26, приведенные абсолютные массы S_{obut} на профиле в основном следуют за изменениями приведенных абсолютных масс осадка в целом. В западной части профиля эта закономерность сохраняется полностью, а в восточной его части имеются некоторые вполне объяснимые нарушения. Как и в распределении приведенных абсолютных масс ΣSH_2S , S_{obut} в I и II зонах опережает массы осадка. Далее в пелагиали накопление в осадках S_{obut} отстает от накопления осадка в целом, за исключеним зон III и IVA восточной части профиля. Если в зонах I и II обеих частей профиля преимущественное накопление S_{obut} по сравнению с осадком в целом происходит за счет суммы восстановленных соединений серы, то в зонах III и IVA восточной части профиля это объясняется более интенсивным выпадением в осадок серы сульфатов в виде $BaSO_4$ по сравнению с массами осадка.

Таким образом, S, как и C_{орг}, концентрируется в зонах прибрежных осадков, где ее накопление опережает накопление осадочного материала. Происходит это благодаря достаточно интенсивным процессам бактериальной редукции сульфатов, происходящих в толше осадков за счет органического вещества в стадии раннего диагенеза. Причем это характерно не только для осадков изучаемого профиля, но и для океана в целом. Именно механизмом накопления в осадках (диагенез вместо седиментогенеза) S коренным образом отличается от органического вещества.

Другие случаи опережающего накопления S по сравнению с осадкообразованием проявляются в океане локально, с разной степенью интенсивности. Они связаны с сульфатной серой, с повышенными концентрациями барита (BaSO₄) и объясняются большинством исследователей поступлением Ba в составе вулканических эксгаляций. На изучаемом профиле это проявление эксгаляций выражено нерезко и фиксируется только в зонах III и IVA восточной части профиля.

Представляет интерес оценка роли абсолютных масс восстановленной и сульфатной S в общем ее накоплении как элемента в о́садках океана по всему профилю. Проведенные расчеты показывают, что в общем накоплении S в I синхроничном слое 54% приходится на долю восстановленных ее форм – производных бактериального сероводорода, т.е. примерно половина. Вторая половина приходится на долю серы сульфатов, бо́льшая часть которой представлена захороненными в ходе осадкообразования сульфатами иловых вод.

Селен

В настоящее время мы располагаем данными по распределению Se в осадкак только западной части профиля (Японский профиль) [Страхов и др., 1973; Соколова, Пилипчук, 1973; Волков, Соколов и др., 1974].

Содержание Se в изученных осадках изменяется от 0,1 до 7.10-4%. Уже по диапазону изменения содержания можно видеть, что Se принадлежит к числу наиболее геохимически подвижных элементов. На фиг. 49 приведено распределение Se в осадках Японского профиля, сопоставленное с распределением C_{ODE} и суммы восстановленных форм серы – производных $H_2S(\Sigma S_{H_2S})$. На фигуре видно, что распределение Se сходно с распределением Copr M SSHaS. Восокие содержания Se на профиле приурочены к прибрежным вулкано-терригенным и гемипелагическим кремнисто-глинистым осадкам, обогащенным органическим веществом и имеющим ярко выраженный восстановленный дарактер. Отдельные прослои и пятна с высоким содержанием Se наблюдаются также в верхней части колонок переходных пелагических глин (ст. 6168-6171). В пелагических красных глинах содержание Se минимально и изменяется в узких пределах. Имеющиеся данные позволяют сделать заключение, что обломочный материал вулканического происхождения, как и пепловый, селеном не обогащен. В прибрежных вулкано-терригенных осадках повышенные концентрации Se наблюдаются в колонках ст. 6158 и 6160, в то время как вулканогенными компонентами резко обогащены осадки ст. 6159 и 6161. Также не обогащены селеном и алевритовые прослои, встречаемые в гемипелагических осадках: состав зерен алеврита здесь не отличается от прибрежных вулканотерригенных осадков и представлен продуктами размыва береговых пород, пемзой и пирокластикой. Эти прослои на общем фоне высоких содержаний Se даже несколько обеднены им.

На фиг. 49 хорошо видно, что накопление Se происходит в прибрежных восстановленных осадках, обогащенных органическим веществом. Сравнение данных по содержанию Se в поверхностном слое отложений и средневзвешенного содержания по колонкам (фиг. 50) показывает, что в пределах зоны восстановленных осадков ст. 6158-6166 средневзвешенное содержание Se практически всегда выше, чем на поверхности. Менее ярко эта закономерность прослеживается в области пелагических глин переходного типа, которые являются промежуточными и по окислительно-восстановительным условиям. В пелагических красных глинах содержание Se остается практически неизменным от поверхности до нижних горизонтов колонок. Такой характер его распреде-



4 = 0,6-1, 5 = 1-1,5, 6 = >1,5

ления по вертикали свидетельствует о механизме накопления Se в восстановленных осадках, аналогичном механизму накопления S. В то же время это свидетельствует против его биогенного накопления в осадках вместе с захороненным органическим веществом. Все элементы, попадающие в осадки в составе органического вещества (C, N P, I), имеют противоположный характер распределения по вертикали. Наибольшие их концентрации в колонках приурочены к поверхностному слою отложений, а средневзвешенные содержания в колонках всегда ниже.



Механизм накопления Se в прибрежных осадках профиля близок к таковому для S и объясняется окислительно-восстановительными свойствами системы Se. Поступление Se, как и S, в осадки прибрежных районов, имеющих сильно восстановленный характер, происходит в результате диффузии из надонной воды вследствие создающегося градиента концентраций между надонной и иловой водой. В восстановительной зоне поступающий в осадки селенат восстанавливается до селенита и затем до элементного селена и теряет подвижность, переходя в твердую фазу. Именно такой механизм объясняет более высокие содержания Se в толще восстановленных осадков по сравнению с поверхностными. Поскольку окислительно-восстановительная система Se "мягче", чем у S, восстановление и фиксация Se в твердой фазе начинается ранее и на первых порах опережает накопление восстановленных форм S в осадках. С появлением свободного H₂S, когда в осадках практически не остается Fe³⁺, преобладаю-



Фиг. 50. Распределение Se в осадках Японского профиля в поверхностном слое (1) и средневзвешенного содержания по колонкам (2) (10-4%)

шей и практически единственной формой селена становится Se⁰, который включается в состав аутигенных сульфидов железа. Таким образом, как и для S, окислительно-восстановительные процессы в осадках, протекающие с участием органического вещества, приводят к обогащению донных отложений Se. Подробно окислительно-восстановительные свойства системы селена применительно к осадкам рассмотрены ранее [Волков, Соколова, 1976].

Этот же механизм продолжает действовать и в переходных осадках, где восстановительный процесс начинается под слоем окисленного ила. Окислительная среда не приводит к фиксации Se в осадках и не препятствует его миграции. Связывание Se и вхождение в твердую фазу происходит на контакте окисленных и восстановленных осадков, где идет восстановление селената до селенита и связывание последнего гидроокисью Fe³⁺ с образованием труднорастворимых основных и нормальных селенитов железа. Однако в этом случае нижележащие восстановленные осадки обогащены селеном только в очень малой степени. Слабый восстановительный процесс, малое количество аутигенных сульфидов железа и отсутствие свободного H₂S не обеспечивает полного восстановления селенита в элементный селен, и поэтому зоной обогащения селена в таких осадках остается зона контакта, обогащения соединениями Fe³⁺.

Таким образом, накопление Se в осадках океана, как и накопление S, процесс сугубо диагенетический, связанный с окислительно-восстановительными процессами диагенеза и целиком обусловленный разложением в осадках захороненного органического вещества. Роль органического вещества при этом огромна: именно его содержанием определяется интенсивность этих процессов. Поэтому неудивительно пространственное совпадение максимумов Сорг, S и Se в осадках. Зоны повышенных концентраций всех трех элементов совпадают, однако зона накопления Se распространена несколько далее, в сторону пелагиали, чем S. Это объясняется более легким восстановлением селената до селенита и связыванием последнего соединениями Fe³⁺. Косвенно это указывает, что процессы восстановления Se⁶⁺ в селенате до четырехвалентного Se⁴⁺ (селенит) и элементного могут проходить независимо от микробиологического сульфатредуцирующего процесса, чисто химическим путем, при создании в осадках соответствующих окислительно-восстановительных условий. Именно поэтому, учитывая диффузионный механизм поступления Se в осадки из надонной воды, максимальные средневзвешенные его содержания наблюдаются в зоне II (гемипелагические осадки), в отличие от S, максимальные содержания которой наблюдаются в зоне [(табл, 27). Основной причиной здесь выступает уменьшение скоростей осадкообразования в зоне II при сохранении восстановительной обстановки, благоприятной для восстановления Se до элементного состояния.

Таблица 27

Содержание и абсолютные	массы Сорг,	Sofin	и Ѕе в	Ι	синхроничном	слое
осадков Японского профиля	(по зонай)	сощ .				

Kon	понент	1	II	III	IVA.	IVБ
Средне-	Сорг	0,87	0,89	0,54	0,30	0,27
взвешен-	S _{общ}	0,62	0,45	0,19	0,13	0,21
ное содер-	Se, 10^{-4} %	0,80	1,25	0,35	0,20	0,15
жание, %						
Абсолют-	Осадок	354	265	216	79	8
ные мас-	С _{орг} г/см ²	3,1	2,35	1,17	0,24	0,022
сы, г/см ²	S _{общ}	2,21	1,18	0,41	0,10	0,016
	Se, мг/см2	0,28	0,33	0,076	0,016	0,001
Приведен-	Осадок	20,6	33,4	25,1	19,9	1,0
ные аб-	Copr	26,7	43,8	20,1	9,0	0,4
солютные	S _{общ}	36,5	42,2	13,6	7,2	0,5
массы, %	Se	23,0	58,6	12,5	5,7	0,2

В полном соответствии со сказанным выше распределяются и абсолютные массы Se в I синхроничном слое осадков Японского профиля (см. табл. 27). В отличие от $C_{\rm OPF}$ и $S_{\rm obu}$ абсолютные массы Se имеют максимум не в I зоне прибрежных осадков, а в гемипелагических отложениях материкового склона и дна Японского желоба. С удалением в пелагиаль, к зоне IVE, абсолютные массы резко уменьшаются. Следует, видимо, отметить, что уменьшение абсолютных масс Se с удалением от берега в пелагиаль происходит более интенсивно, чем $C_{\rm OPF}$ и $S_{\rm obu}$, и еще быстрее, чем осадка в целом. Если абсолютные массы I синхроничного слоя осадка убывают от зоны I к зоне IVE в 45 раз, а абсолютные массы $C_{\rm OPF}$ и $S_{\rm obu}$ примерно в 140 раз, то абсолютные массы Se уменьшаются в зоне IVE по сравнению с I зоной в 280 раз. Эти цифры подчеркивают большую интенсивность накопления Se, по сравнению с S, в прибрежных восстановленных осадках океана.

По характеру распределения приведенных абсолютных масс в осадках профиля (см. табл. 27) Se ведет себя аналогично С_{ОРГ} и S_{ОбЩ}, в точности повторяя распределение абсолютных масс осадка в целом. В пределах прибрежных и гемипелагических осадков (зоны I и II) накопление Se опережает накопление осадочного материала, далее в направлении к пелагиали приведенные массы осадка в целом превышают массы Se.

Условный (идеальный) профиль осадков

При расчете приведенных абсолютных масс S_{общ} и Se в I синхроничном слое условного (идеального) профиля осадков океана содержания Se в отложениях восточной части профиля были приняты по содержаниям, характерным для западной части (см. табл. 27). Результаты, полученные для условного профиля, приведены в табл. 28 и выражены в виде гистограммы (фиг. 51). Для сравнения приведены данные по С_{орг}, взятые нами из табл. 25. Поскольку

Таблица 28

Компо	онент	I	11	Ш	Ινλ
Средневзвешен-	C [*]	1,02	1,0	0,56	0,33
ное содержание,	S _{обш}	0,624	0,446	0,190	0,127
%	Se, 10 ⁻⁴ %	0,8	1,25	0,35	0,20
Абсолютные	C [*] _{opr}	3,43	2,58	1,08	0,18
массы, г/см ²	Sofin	2,209	1,182	0,410	0,100
	Se, мг/см ²	0,28	0,33	0,076	0,016
Приведенные	Осадок	15,4	25,0	18,7	14,9
абсолютные	C [*]	16,2	26,2	10,2	3,7
массы, %	S _{oбщ}	24,1	28,0	9,0	4,7
	Se	18,3	46,7	9,9	4,5
*По данным та	бл. 25.				

Содержание и абсолютные массы S_{obm} , Se и C_{opr} в I синхроничном слое осадков условного профиля (по зонам)

Таблица 28 (окончание)

	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·				,	
Ком	понент	IVБ	ĮVA	III	ļΙ	· I
Средневзвешен-	С*	0,18	0,33	0,53	1,51	4,35
ное содержание,	S _{общ}	0,196	0,374	0,336	0,563	1,013
%	Se, 10 ⁻⁴ %	0,15	0,20	0,35	1,25	0,8
Абсолютные	C [*] _{opr}	0,02	0,06	0,48	1,98	20,39
массы, г/см ²	S _{общ}	0,015	0,123	0,298	0,831	4,471
	Se, mr/cm ²	0,001	0,004	0,032	0,16	0,37
Приведенные	Осадок	7,4	1,5	6,4	3,8	6,7
абсолютные	C [*]	2,3	0,7	2,3	.6,2	32,1
массы, %	S _{общ}	4,0	2,2	5,4	5,4	17,2
	Se	1,6	0,4	3,5	7,0	8,1

общая масса осадочного материала в I синхроничном слое условного врофиля уменьшилась по сравнению с реальным (исключено влияние Гавайского вулканического центра и поднятия Маркус-Неккер), приведенные массы осадка в целом возросли для всех литолого-фациальных типов (ср. данные табл. 28 и 26). Соответственно увеличились и приведенные абсолютные массы изученных компонентов. Однако общий характер распределения компонентов (S_{общ}, Se, C_{ODF}) в отложениях условного профиля остался прежним. Наибольшие масс-



Фиг. 51. Приведенные массы осадка, $S_{o \delta \mu}$, Se и $C_{o p \Gamma}$ в I синхроничном слое осадков (%)

сы изученных компонентов наблюдаются в осадках прибрежных и и зон. Особенно заметно это в западной части профиля. Следует отметить отчетливую асимметричность, которая наблюдается в распределении масс осадков и заключается в усиленном питании западной половины профиля осадочным материалом. Это связано с большими абсолютными массами осадков в прибрежной части западной половины профиля и с большей шириной зон распределения прибрежных, гемипелагических и переходных осадков на западе, чем на востоке.

Рассматривая в отдельности западную и восточную части профиля, можно видеть, что распределение С_{ОРГ}, S_{ОбЩ} и Se по характеру повторяет распределение осадка в целом. Однако, как уже отмечалось выше, в пределах прибрежных и гемипелагических зон накопление изучаемых компонентов опережает накопление осадка, а начиная с зоны III отстает от общего осадконакопления. Имеется только одно исключение, а именно: приведенная масса S_{ОбЩ} в зоне IVA восточной части профиля немного превышает массу осадка. В этом случае это обусловлено накоплением серы в виде сульфата бария в связи с эксгалятивным поступлением Ва в осадки. В краевых частях профиля преимущественное накопление S (и Se) связано с восстановительной обстановкой в осадках, создаваемой в результате аэробного, а затем анаэробного разложения, органического вещества, и объясняется высокими концентрациями в осадках восстановленных форм S и Se.

На фиг. 52 в виде гистограмм приведены результаты, полученные суммированием приведенных масс по одинаковым зонам для осадка в целом и изучаемых компонентов на условном профиле. Эта гистограмма наглядно показывает изменение приведенных масс в океане в целом. Фиг. 52 показывает, что бо-



Фиг. 52. Приведенные массы осадка, S_{общ}, Se и C_{орг} в I синхроничном слое осадков (%) (массы в зонах *I*, *II*, *III* и *IV* A запада и востока суммированы)

лее 80% Сорг накапливается в узкой полосе прибрежных и гемипелагических осадков, что составляет по длине профиля лишь 11%. В соответствии с распределением органического вещества в указанных зонах накапливается около 75% $S_{\rm obill}$ и около 80% Se.

Таким образом, для всего трансокеанского профиля полностью подтверждены данные, полученные ранее при изучении только западной части (Японский профиль) [Страхов и др., 1973].

ГЛАВА 6

ЭЛЕМЕНТЫ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОЙ ГРУППЫ

подгруппы железа, марганца и халькофильная

Зная особенности состава береговых пород, определяющие состав осадков японского и мексиканского побережья и пригавайских осадков, легче понять распределение на профиле элементов Fe-Mn группы, включающей подгруппу Fe (Fe, V, Cr), халькофильную (Cu, Zn, Pb, As), подгруппу Mn (Mn, Mo, Ni, Co).

Табл. 29, где приведены средние содержания элементов Fe-Mn группы в прибрежных осадках профиля и материнских береговых породах, демонстрирует

Таблица 29

Химический состав прибрежных осадков профиля и материнских береговых пород (Fe, Mn, Ti в %, остальные – в 10⁻⁴%)

Осадки и береговые породы	Fe	Mn	Ti	v	Cr	Ni
Осадки японского побережья (ст. 6158-6161)	4,8	0,07	0,35	103	74	50
Андезиты [А.П. Виноградов, 1962]	5,8	0,12	0,80	100	50	55
Прикурильские вулкано-тер- ригенные пески и алевриты андезитового состава [Стра- хов, Нестерова, 1968]	6,2	0,15	0,54	206	-	30
Пригавайские осадки (ст. 686-677)	8,1	0,29	1,31	112	.122	128
Базальты Гавайских островов [Macdonald, 1954]	8,5* 9,6	0,20 0,13	1,42	200	200	167
Осадки мексиканского побе- режья (ст. 668-670)	3,2	0,03	0,37	4 5	45	47
Кислые породы [А.П. Виног- редов, 1962]	2,7	0,06	0,23	40	25	8

Таблица 29 (продолжение)

Осадки и береговые породы	Co	Cu	Zn	РЪ	As	Mo
Осадки японского побережья (ст. 6158-6161)	12	66	76	9	6,2	1,5
Андезиты [А.П. Виноградов, 1962]	10	35	72	15	2,4	0,9
Прикурильские вулкано-тер- ригенные пески и алевриты андезитового состава [Стра- хов, Нестерова, 1968]	7	20	-	-	-	0,8
Пригавайские осадки (ст. 686-677)	52	159	96	16	4,7	0,7

Таблица 29 (окончание)

Осадки и береговые породы	Co	Cu	Zn	Рь	As	Мо
Базальты Гавайских островов	46	148	130*	8*	2.0	1.4
[Macdonald, 1954]	40	140			2,0	1,4
Осадки мексиканского побе- режья (ст. 668-670)	17	38	90	26	13,0	5,7
Кислые породы [А.П. Виног— радов, 1962]	5	20	60	20	1,5	1,0
*По А.П. Виноградову [1962].						

связь океанических осадков с континентальными и внутренними (Гавайский вулканический центр) источниками сноса. Некоторое расхождение в содержании отдельных элементов в береговых породах и прибрежных осадках профиля будет объяснено ниже.

Распределение в поверхностном слое

Как уже было показано ранее [Волков и др., 1974; Глаголева и др., 1975], содержания всех элементов Fe-Mn группы и в западной, и в восточной частях профиля растут от прибрежных (тип I) и гемипелагических (тип II) осадков к пелагическим красным глинам (тип IVБ), причем наиболее резко у подгруппы Mn (фиг. 53-63; табл. 30; см. также табл. 34). В пригавайских осадках (зона VI), обогащенных обломками базальтов, пирокластикой, с высоким содержанием Fe, V, Cr концентрации этих элементов резко возрастают даже по сравнению с красными глинами и достигают здесь максимальных на всем про-

Фиг. 53. Распределение Fe в осадках профиля (в % от осадка):

l - <4; 2 - 4-5; 3 - 5-6; 4 - 6-7; 5 - >7; на рис. 53 - 63: 6 - средние процентные содержания элементов в поверхностном слое по станциям; 7 - то же, среднее по зоне; 8 - средневзвешенное процентное содержание в l син-хроничном слое; 9 - то же, среднее по зоне; l u - нижняя граница l синхроничного слоя

Фиг. 54. Распределение Сг в осадках профиля (10⁻⁴%) *l* -<40; *2* - 40-60; *3* - 60-100; *4* - 100-150; *5* - >150. Остальные условные обозначения см. фиг. 53

Фиг. 55. Распределение V в осадках профиля (10-4%) 1 - <70; 2 - 70-90; 3 - 90-120; 4 - 120-150; 5 ->150. Остальные условные обозначения см. фиг. 53

Фиг. 56. Распределение Си в осадках профиля (10⁻⁴%) 1 - <100; 2 - 100-150; 3 - 150-200; 4 - 200-250; 5 - 250-300; 6 -> 300. Остальные условные обозначения см. фиг. 53

Фиг. 57. Распределение Zn в осадках профиля (10⁻⁴%) *I* - <70; 2 - 70-100; 3 - 100-120; 4 - 120-160; 5 - >160. Остальные условные обозначения см. фиг. 53

Фиг. 58. Распределение Рbв осадках профиля (10-4%). *I* - 10; *2* - 10-20; *3* - 20-30; *4* - 30-40; *5* ->40. Остальные условные обозначения см. фиг. 53



Таблица 29 (окончание)

Осадки и береговые породы	Co	Cu	Zn	РЬ	As	Mo
Базальты Гавайских островов [Macdonald, 1954]	46	148	130*	8*	2,0	1,4
Осадки мексиканского побе- режья (ст. 668-670)	17	38	90	26	13,0	5,7
Кислые породы [А.П. Виног- радов, 1962]	5	20	60	20	1,5	1,0
*По А.П. Виноградову [1962]						

связь океанических осадков с континентальными и внутренними (Гавайский вулканический центр) источниками сноса. Некоторое расхождение в содержании отдельных элементов в береговых породах и прибрежных осадках профиля будет объяснено ниже.

Распределение в поверхностном слое

Как уже было показано ранее [Волков и др., 1974; Глаголева и др., 1975], содержания всех элементов Fe-Mn группы и в западной, и в восточной частях профиля растут от прибрежных (тип I) и гемипелагических (тип II) осадков к пелагическим красным глинам (тип IVБ), причем наиболее резко у подгруппы Mn (фиг. 53-63; табл. 30; см. также табл. 34). В пригавайских осадках (зона VI), обогащенных обломками базальтов, пирокластикой, с высоким содержанием Fe, V, Cr концентрации этих элементов резко возрастают даже по сравнению с красными глинами и достигают здесь максимальных на всем про-

Фиг. 53. Распределение Fe в осадках профиля (в % от осадка):

 $1 - \langle 4; 2 - 4-5; 3 - 5-6; 4 - 6-7; 5 - \rangle 7;$ на рис. 53 - 63: 6 - средние процентные содержания элементов в поверхностном слое по станциям; 7 - то же, среднее по зоне; 8 - средневзвешенное процентное содержание в l синхроничном слое; 9 - то же, среднее по зоне; 10 - нижняя граница l синхроничного слоя

Фиг. 54. Распределение Сг в осадках профиля (10⁻⁴%) *I* -<40; 2 - 40-60; 3 - 60-100; 4 - 100-150; 5 - >150. Остальные условные обозначения см. фиг. 53

Фиг. 55. Распределение V в осадках профиля (10-4%) 1 - <70; 2 - 70-90; 3 - 90-120; 4 - 120-150; 5 - >150. Остальные условные обозначения см. фиг. 53

Фиг. 56. Распределение Си в осадках профиля (10⁻⁴%) 1 - <100; 2 - 100-150; 3 - 150-200; 4 - 200-250; 5 - 250-300; 6 -> 300. Остальные условные обозначения см. фиг. 53

Фиг. 57. Распределение Zn в осадках профиля (10⁻⁴%) *l* - <70; 2 - 70-100; 3 - 100-120; 4 - 120-160; 5 - >160. Остальные условные обозначения см. фиг. 53

Фиг. 58. Распределение Рb в осадках профиля (10-4%)⁶ *l* = 10; *2* = 10-20; *3* = 20-30; *4* = 30-40; *5* ->40. Остальные условные обозначения см. фиг. 53







1#1









Фиг. 58

S

филе значений. Концентрации элементов подгруппы Mn и халькофильной в пригавайских осадках, наоборот, реэко ладают, так как значительная примесь грубообломочного базальтового материала и пеплов с пониженным содержанием этих элементов, особенно Mn, Mo, Pb, As (см. табл. 29), разбавляет здесь высокие концентрации их, накопленные в красных глинах.

Коэффициенты накопления в красных глинах минимальны у подгруппы Fe и составляют на западе 1,1 для Fe и 1,3 для V и Cr; на востоке-1,1 для Cr, 1,6 для Fe, 1,8 для V. У элементов халькофильной группы коэффициенты накопления в зоне IVБ выше, чем у подгруппы Fe, и колеблются от 1,4 для Zn до 4,2 - для As. У марганцевой подгруппы они еще выше - от 4,8 для Mo до 7,8 для Co на западе и от 2,4 для Ni до 17 для Mn на востоке. Если величину этих коэффициентов принять за мерило геохимической подвижности элементов в седиментогенезе, то получается следующий ряд подвижности:

для западной части профиля:

для восточной части профиля:

$$0.8 = 0.9 = 1.0 = 1.1 = 1.6 = 1.9 = 2.3 = 2.4 = 5.1 = 5.5 = 17.$$

Zn Mo Pb Cr Fe V As Ni Cu Co Mn

При сравнении этих рядов видно, что в них места и степень накопления Mn, Мо и халькофильных элементов неодинаковы для западной и восточной частей профиля. При примерно равных содержаниях последних элементов в зонах IVБ запада и востока коэффициент накопления Mn в восточной части профиля в З раза выше, чем на западе, и определяется низким содержанием Mn в зоне І восточной части (что связано с составом береговых пород). Содержания у As, Mo (и в меньшей степени у Pb и Zn) в зоне I восточной части в 2-6 раз выше, чем в зоне I западной. Это связано с тем, что в восточных прибрежных осадках, содержащих больше Сорг (в среднем 6%) и поэтому восстановленных сильнее, процессы сульфидообразования происходят интенсивнее, чем в западных прибрежных осадках. Фиксация Мо и халькофильных элементов в сульфидах на востоке проявляется ярче, чем на западе, хотя и там она имеет место [Волков и др., 1974]. Как будет показано ниже, накопление сульфидов этих элементов, особенно As и Mo, в толще восстановленных осадков происходит еще интенсивнее, чем в поверхностном слое. Это хорошо увязывается с данными других исследователей об усилении процессов сульфидообразования вниз по разрезу восстановленных осадков [Розанов и др., 1972, 1976]. Но и в толще осадков этот процесс на востоке проявляется сильнее, чем на западе (табл. 31; см. также табл. 29, 30 и фиг. 59 и 62).

В восточной части профиля у элементов халькофильной и марганцевой подгрупп, а также у U постепенный рост концентраций от берега к пелагиали осложняется в гемипелагических и переходных осадках, где в верхнем слое содержания Cu, Ni, Co, Mo, Zn, As, Mn возрастают так резко, что становятся выше, чем в красных глинах (зона IVБ). Такие высокие концентрации элементов возникают в результате диагенетического перераспределения и накопления их в верхнем окисленном слое, причем наиболее ярко это проявляется у геохимически подвижных элементов, тесно связанных в диагенетических процессах с Mn и концентрирующихся вместе с ним, т.е. Mo, Cu, Ni, As и особенно Mn. Этй процессы протекают также в западной части профиля в осадках зон II и III, но здесь они выражены слабее, чем на востоке, где содержания Cu, Ni, Co, Mo, Zn, As в 2-4 раза, а содержания Mn в 5-10 раз выше, чем в аналогичных осадках западного профиля. Причина этого будет рассмотрена ниже.





Таблица 30

JIONORI		1			II			
	6159	6158	6160	6161	6162	6163	6164	6165
Fe V Cr Cu Zn Pb As Mn Mo	5,57 105 21 137 297 19 3,7 0,17 0,5	3,70 90 112 34 118 20 5,1 0,07 0,6	3,39 86 53 32 130 19 1,9 0,06 3.3	6,63 131 77 33 110 11 3,5 0,09 0.8	2,89 85 37 67 137 18 2,0 0,08 0,8	2,83 85 61 73 110 27 2,1 0,13 1 2	4,24 115 115 115 107 25 9,8 0,31 6 5	4,30 129 54 140 56 23 5,1 0,30
Ni Co	27 11	69 13	33 9	23 13	43 11	33 12	47 15	85 21

Содержание элементов в поверхностном слое осадков профиля по зонам и в %, остальные – в 10⁻⁴%)

Таблица ЗО (продолжение)

		V			IV пром.					
Элемент	611	612	613	615	616	617	619			
Fe	5.81	ı 5.56	4.99	۱ 6.32	'_ _	–	-			
v	94	61	82	74	100	110	116			
Cr	57	6 7	42	60	74	84	74			
Cu	180	203	280	244	280	29 3	268			
Zn	200	196	175	145	117	114	113			
Рь	51	4 6	26	31	-	-	-			
As	15,3	17,4	13,9	19,4	-	-	-			
Mn	0,60	0,61	0,56	0,49	-					
Мо	7,0	6,3	6,8	3,0	2,5	4,2	3,8			
Ni	180	203	202	133	201	194	113			
Co	103	88	74	60	62	61	56			

Таблица ЗО (окончание)

.

2-01-01			· • •	IVA			
	643	645	647	649	651	653	675
Fe	6,41	5,81	' 5,78	, 5,54	5,39	' 5,39	6,42
V	124	97	103	100	105	86	100
Cr	92	66	70	72	66	58	31
Cu	300	256	245	295	240	247	388
Zn	194	175	185	210	160	160	210
Рь	40	33	33	40	36	40	48
As	17,8	13,8	17,9	21,9	15,4	11,5	12,7
Mn	0,60	0,66	0,54	0,78	0,52	0,76	1,50
Мо	4,3	5,5	5,5	6,3	5,9	5,5	17,3
Ni	130	117	135	256	139	155	400
Со	8 9	90	93	123	97	109	103

	11	1		IVA			IVB		
6168	6169	6167	6171	6172	6173	6174	6175	6176	6177
4,42	4,35	4,4 2	4,51	4,42	4,72	5,44	5,33	5,45	4,79
128	.126	130	130	121	126	133	133	134	132
53	53	86	54	50	74	92	92	93	81
139	179	151	196	151	137	143	163	247	233
-	-	169	78	126	-	200	193	153	137
24	21	27	25	28	-	28	26	30	36
9,3	7,4	7,8	9,0	11,9	9,0	13,8	13,7	16,5	14,2
0.33	0,72	0,40	0,52	0,62	0,52	0,45	0,35	0,75	0,53
2.7	13.2	5,4	2,7	2,5	6,1	6,6	4,3	10,3	7,6
77	112	95	102	182	148	148	172	243	184
22	26	22	26	51	36	73	84	97	89

.

	VI	зап.				VI вост	•	
 626	627	628	629	686	685	641	678	677
 7,59 100 110 119 118 27 12,9 0,31 0,8 104	9,52 129 68 108 173 19 18,2 0,28 1,2 104	10,12 163 222 161 281 24 32,7 0,20 1,7 124	10,15 158 258 175 319 29 34,6 0,23 3,3 125	8,96 186 282 87 94 - 0,6 0,14 1,2 111	8,85 148 231 119 100 13 4,4 0,19 0,4 98	7,63 131 111 142 160 14 4,5 0,25 1,8 106	8,03 198 137 174 97 21 13,6 0,33 1,6 129	6,30 137 111 194 111 30 3,3 0,39 1,8 108

	III			11			Г		
 655	674	673	657	672	671	670	669	668	
5,81	5,52	5,08	5,42	5,36	5,25	+3,76	3,02	4,00	
92	118	130	149	109	106	72	37	53	
52	32	42	40	50	59	82	-	50	
240	327	395	225	132	114	70	57	24	
185	186	357	329	262	233	194	133	281	
37	40	40	37	36	36	27	29	46	
13,4	12,1	23,8	12,2	7,4	3,4	5,0	5,8	11,4	
10,20	1,72	4,04	5,00	1,55	0,14	0,04	0,03	0,04	
4,8	13,2	19,5	8,8	6,6	1,4	5,1	4,6	8,9	
194	311	60 7	301	156	110	86	82	34	
101	88	82	56	4 8	34	20	18	17	

Таблица 31

2		I			· II				
Элемент	6159	6158	6160	6161	6162	6163	6164	6166	
Fe ⁺	5,74	4,26	3,93	6,40	4,00	3,55	3,92	4,20	
V	111	101	103	120	103	100	129	131	
Cr	82	91	63	79	75	97	70	62	
Cu	151	40	44	43	61	95	87	96	
Zn	75	90	90	71	120	93	124	-	
Pb	9,3	10	7,4	8,9	14,7	16,2	18,8	20,2	
As	3,9	7,0	12,5	3,2	3,1	3,7	6,5	4,9	
Mn+	0,10	0,06	0,04	0,08	0,06	0,05	0,06	0,06	
Mo	0,5	1,7	3,6	0,8	0,7	3,6	4,3	3,8	
Ni	56	70	55	32	43	41	48	63	
Co	13	13,8	10,7	15,6	9,8	13,9	13,7	11,5	

Средневзвешенные содержания элементов в I синхроничном слое осадков по в %, остальные - в 10-4%)

Таблица 31 (продолжение)

2-01-01-0		v			IV Б пром.					
Элемент	611	612	613	615	616	617	619			
Fe ⁺	6,15	5,69	5,73	6, 33	_	-	- '			
V	102	65	99	90	99	123	115			
Cr	77	73	45	77	89	98	79			
Cu	163	160	166	196	192	199	199			
Zn	195	150	136	140	-	-	-			
Pb	43,5	41,2	40,0	38,8	-	-	-			
As	13,0	15,7	17,4	17,1	26,9	13,6	20,5			
Mn+	0,40	0,52	0,54	0,41	-	~	-			
Mo	6,3	6,2	6,9	4,0	3,1	4,1	5,1			
Ni	147	150	149	130	128	135	117			
Co	94	78	75	70	80	82	74			

Таблица 31 (окончание)

			IVБ			ľ	VA	
Элемент	643	645	647	649	651	653	675	
Fe ⁺	6,67	6,25	5,88	5,75	5,53	5,69	5,83	•
V	88	76	98	87	84	71	80	
Cr	89	70	61	53	55	50	45	
Cu	282	235	226	193	198	230	251	
Zn	194	175	185	190	160	160	110	
Pb	34,5	29,0	33,5	35,5	34,0	39,5	43,8	
As	13,5	15,6	16,3	12,6	12,8	13,7	11,3	
Mn ⁺	0,57	0,60	0,51	0,62	0,49	0,87	0,88	
Mo	3,5	6,1	5,5	10,0	10,2	11,9	13,7	
Ni	122	129	170	114	116	157	164	
Co	105	91	8 9	87	88	98	92	

	II	[IVA			IVE		-
 6168	6169	6167	6171	6172	6173	6174	6175	6176	6177	-
4,58 133 49 110 - 20 5,6 0,11 1,4 69	4,47 137 51 139 - 18,7 5,7 0,17 1,2 50	4,52 134 67 103 20,9 8,0 0,27 6,0 63	4,71 141 67 118 86 26,6 6,8 0,45 2,9 112	5,12 130 59 132 130 27,8 8,2 0,47 3,2 127	5,06 131 80 131 - 9,6 0,49 9,0 129	5,46 141 100 133 149 28,1 13,8 0,48 9,0 137	5,35 143 97 163 158 26 14,3 0,37 6,2 155 72	5,47 150 88 258 151 30 16,5 0,77 13,6 252	5,29 137 81 227 137 32 13,4 0,54 7,6 184	-

... зонам профиля (в пересчете на бескремнисто-бескарбонатное вещество) (Fe и Mn

	VI	зал.		VI BOCT.					
626	62 7	628	629	685	641	678	677		
8,06	9,35	9,86	11,79	8,32	7,85	8,31	6,41		
116	163	158	180	153	100	92	103		
106	136	187	204	204	54	136	79		
141	147	118	140	91	148	261	201		
105	69	155	190	-	94	97	111		
24,4	20,0	21,1	21,1	10,0	12,6	19,0	22,0		
116	5,2	7,0	12,4	2,6	4,9	10,6	4,2		
0,27	0,25	0,22	0,17	0,19	0,28	0,41	0,39		
0,9	1,8	2,2	3,0	0,2	0,6'	1,0	0,8		
122	121	89	62	130	107	131	103		
42	34	48	64	45	56	61	65		

•

	111			II		I		
 655	674	673	657	672	671	670	669	· 668
6,52	5,51	4,75	5,67	4,65	4,61	6,20	3,32	3,70
54	49	65	109	82	90	87	48	50
35	40	42	43	42	40	143	52	45
390	225	270	210	130	117	57	43	30
224	148	222	356	243	212	126	113	112
48,8	34,3	38,0	47,4	54,4	41,6	-	29,7	27,3
41,0	7,5	7,5	8,4	7,6	21,9	15,0	15,5	13,8
1,83	1,02	1,35	0,61	0,19	0,05	0,03	0,03	0,03
18,3	9,8	5,0	2,4	2,3	2,0	2,1	10,8	5,9
324	113	259	257	168	114	57	53	50
84	64	52	52	42	31	21	19	18

Таблица 31

Средневзвешенные	содержания	элементов	вΙ	синхроничном	слое	осадков по
в %, остальные -	в 10-4%)	•				

D		. 1			· II				
элемент	6159	6158	6160	6161	6162	6163	6164	6166	
Fe ⁺	5,74	4,26	3,93	6,40	4,00	3,55	3,92	4,20	
V	111	101	103	120	103	100	129	131	
Cr	82	91	63	79	75	97	70	62	
Cu	151	40	44	43	61	95	87	96	
Zn	75	90	90	71	120	93	124	-	
Pb	9,3	10	7,4	8,9	14,7	16,2	18,8	20,2	
As	3,9	7,0	12,5	3,2	3,1	3,7	6,5	4,9	
Mn+	0,10	0,06	0,04	0,08	0,06	0,05	0,06	0,06	
Mo	0,5	1,7	3,6	0,8	0,7	3,6	4,3	3,8	
Ni	56	70	55	32	43	41	48	63	
Co	13	13,8	10,7	15,6	9,8	13,9	13,7	11,5	

:

Таблица 31 (продолжение)

270.000		V			IV Б пром.					
STEMENT	611	612	613	615	616	617	619			
Fe ⁺	6,15	5,69	5,73	6, 33	_	· · ·	- ·	1		
v	102	65	99	90	99	123	115			
Cr	77	73	45	77	89	98	79			
Cu	163	160	166	196	192	199	199			
Zn	195	150	136	140	-	-	-			
Pb	43,5	41,2	40,0	38,8	-	-	-			
As	13,0	15,7	17,4	17,1	26,9	13,6	20,5			
Mn+	0,40	0,52	0,54	0,41	-	-	-			
Mo	6,3	6,2	6,9	4,0	3,1	4,1	5,1			
Ni	147	150	149	130	128	135	117			
Co	94	78	75	70	80	82	74			

Таблица 31 (окончание)

Элемент			I	IVA				
	643	645	647	649	651	653	675	
Fe ⁺	6.67	6,25	5.88	5.75	5,53	5,69	5,83	1
v	88	76	98	87	84	71	80	
Cr	89	-70	61	53	55	50	45	
Cu	282	235	226	193	198	230	251	
Zn	194	175	185	190	160	160	110	
Рь	34,5	29,0	33,5	35,5	34,0	39,5	43,8	
As	13,5	15,6	16,3	12,6	12,8	13,7	11,3	
Mn+	0,57	0,60	0,51	0,62	0,49	0,87	0,88	
Mo	3,5	6,1	5,5	10,0	10,2	11,9	13,7	
Ni	122	129	170	114	116	157	164	
Co	105	91	8 9	87	88	98	92	

	II	[[VA			IVБ		
6168	6169	6167	6171	6172	6173	6174	6175	6176	6177
4,58	4,47	4,52	4,71	5,12	5,06	5,46	5,35	5,47	5,29
133	137	134	141	130	131	141	143	150	137
49	51	67	67	59	80	100	97	88	81
110	139	137	118	132	131	133	163	258	227
-	-	103	86	130	-	149	158	151	137
20	18,7	20,9	26,6	27,8	-	28,1	26	30	32
5,6	5,7	8,0	6,8	8,2	9,6	13,8	14,3	16,5	13,4
0,11	0,17	0,27	0,45	0,47	0,49	0,48	0,37	0,77	0,54
1,4	1,2	6,0	2,9	3,2	9,0	9,0	6,2	13,6	7,6
69	50	63	112	127	129	137	155	252	184
19	19	30	20	37	38	62	73	115	82

зонам профиля (в пересчете на бескремнисто-бескарбонатное вещество) (Fe и Mn

	VI	зал.		VI BOCT.				
626	627	628	629	685	641	678	677	
 8.06	9.35	9,86	' 11.79	8,32	7.85	8,31	6,41	
116	163	158	180	153	100	92	103	
106	136	187	204	204	54	136	79	
141	147	118	140	91	148	261	201	
105	6 9	155	190	-	94	97	111	
24,4	20,0	21,1	21,1	10,0	12,6	19,0	22,0	
116	5,2	7,0	12,4	2,6	4,9	10,6	4,2	
0,27	0,25	0,22	0,17	0,19	0,28	0,41	0,39	
0,9	1,8	2,2	3,0	0,2	0,6 '	1,0	0,8	
122	121	89	62	130	107	131	103	
42	34	48	64	45	56	61	65	

 III			•	H		1		
 655	674	673	657	672	671	670	669	· 668
6,52 54 35 390 224 48,8 41,0 1,83 18,3 324	5,51 49 40 225 148 34,3 7,5 1,02 9,8 113	4,75 65 42 270 222 38,0 7,5 1,35 5,0 259	5,67 109 43 210 356 47,4 8,4 0,61 2,4 257	4,65 82 42 130 243 54,4 7,6 0,19 2,3 168	4,61 90 40 117 212 41,6 21,9 0,05 2,0 114	6,20 87 143 57 126 - 15,0 0,03 2,1 57	3,32 48 52 43 113 29,7 15,5 0,03 10,8 53	3,70 50 45 30 112 27,3 13,8 0,03 5,9 50
18,3 324 84	9,8 113 64	5,0 259 52	2,4 257 52	2,3 168 42	2,0 114 31	2,1 57 21		10,8 53 19









161

Распределение элементов в I синхроничном слое

На фиг. 53-63 показано распределение элементов по всей толще осадков профиля, вскрытой колонками. В толще выделены два синхроничных слоя примерно одинаковой мощности; I синхроничный слой на всех профилях отделен линией (изохроной) от нижележащей толщи осадков.

Средневзвешенные процентные содержания элементов на отдельных станциях и средние по типам осадков в I синхроничном слое профиля представлены в табл. 31 и 34.

Распределение элементов подгруппы Fe (Fe, Cr, V)

Фиг. 53-55 свидетельствуют о большой пестроте распределения и больших колебаниях содержаний Fe, в частности V и Cr в I синхроничном слое всех типов осадков (кроме красных глин), особенно в прибрежных и гемипелагических осадках западной части профиля. В зоне I этого района содержание Fe, V и Cr повышено для этого типа осадков за счет преобладания песчаной и алевритовой фракций (ст. 6159 и 6161). В зоне I востока резким пятном повышенных содержаний Fe и особенно V и Cr выделяется ст. 670, где с глубины 90 см и до низа колонки наблюдаются погрубение осадков и появление глауконитового песка. Но в целом, как показывают кривые в нижних частях фиг. 53-55, процентные содержания Fe, Cr, V растут от прибрежных зон к пелагическим зонам IVB. Этог рост в пелагиаль, хотя и осложняется небольшими понижениями содержаний в зонах II или III, выражен достаточно четко, о чем свидетельствуют коэффициенты накопления элементов в обеих зонах IVB; они невысоки и составляют 1,1 для Cr и 1,3 для V на западе, 1,3 для Fe и 1,4 для V на востоке.

Дальше по профилю содержания элементов несколько снижаются в зоне V и затем резко возрастают в пригавайских осадках.

Распределение элементов на поверхности и в I синхроничном слое профиля согласуется довольно хорошо, отдельные отклонения от единой схемы имеются в первых трех типах осадков. Это связано с неоднородностью минералогического и гранулометрического состава (в зоне I, отчасти в зоне II) и с диагенетическими процессами в зонах II и III, приводящими к обогашению Fe и особенно V поверхностного слоя (по сравнению с синхроничным) и ярче выраженными в восточной части.

Следует отметить, что вулкано-терригенные осадки японского побережья богаче осадков мексиканского побережья вулканогенно-обломочным материалом с высоким содержанием V, и это определяет более высокое содержание его во всех осадках западной части профиля как на поверхности, так и в толще осадков.

Фиг. 60. Распределение Ni в осадках профиля (10-4%) 1 - <40; 2 - 40-70; 3 - 70-100; 4 - 100-150; 5 - 150-200; 6 - 200-300; 7 -> 300. Остальные условные обозначения см. фиг. 53 Фиг. 61. Распределение Со в осадках профиля (10-4%) 1 - <20; 2 - 20-50; 3 - 50-70; 4 - 70-100; 5 - 100-160; 6 -> 160. Остальные условные обозначения см. фиг. 53 Фиг. 62. Распределение Мо в осадках профиля (10-4%) 1 - <2; 2 - 2-5; 3 - 5-10; 4 - 10-20; 5 - 20-30; 6 - > 30. Остальные условные обозначения см. фиг. 53

Фиг. 63. Распределение Мп в осадках профиля (%) l = < 0,1; 2 = 0,1=0,3; 3 = 0,3=0,6; 4 = 0,6=0,9; 5 = 0,9=1,4; 6 = >1,4.Остальные условные обозначения см. фиг. 53
На фиг. 56-63 видно, что у этих элементов, как и у подгруппы Fe, колебания содержаний в I синхроничном слое особенно велики в первых трех зонах, но выражены резче, чем у подгруппы Fe. Наибольшей пестротой распределения в этих зонах отличаются As и Zn из халькофильной группы, Mo Ni из группы Mn.

По всему I синхроничному слою в I-III зонах наблюдаются отдельные пятна и довольно большие участки повышенных или пониженных (по сравнению с окружающим фоном) содержаний этих элементов, причем это резче выражено в западной части профиля и связано, по-видимому, с неоднородностью вулкано-территенного обломочного материала этих зон. Распределение Mn, Co, Pb носит более упорядоченный характер.

Из анализа кривых распределения (см. фиг. 56-63) видно, что процентные содержания элементов подгруппы Mn и халькофильной растут от прибрежных зон к пелагическим зонам IVБ. Здесь содержания их резко повышаются по сравнению с прибрежными зонами I, но остаются ниже, чем в зонах II и []] восточной части профиля для всех элементов, кроме Со. Коэффициенты накопления в зоне IVB у элементов халькофильной группы составляют: на западе -1,8 для Zn, 2,2 для As, 3,3 для Pb, на востоке - 1,0 для As, 1,2 для Pb, 1,5 для Zn; у элементов группы Mn: на западе - 3,7 для Ni, 5,3 для Mo, 6,7 для Со, 8 для Mn, на востоке - 1,1 для Mo, 2,4 для Ni, 5,1 для Со, 19 для Mn. Ниэкие коэффициенты накопления As. Zn. Pb. Мо в кресных глинах особенно восточной части профиля связаны с повышенным содержанием их в восстановленных прибрежных осадках мексиканского побережья, где они концентрируются, по-видимому, в форме сульфидов. В пригавайских осадках содержания элементов хелькофильных и подгруппы Ма, в отличие от элементов подгруппы Fe, резко снижаются по сравнению с таковыми в красных глинах.

Распределение этих элементов на поверхности и в I синхроничном слое (см. фиг. 56-63) на большей части профиля сходно. На западе его содержания этих элементов постепенно и плавно растут от прибрежных (или гемилелагических) осадков к красным глинам, причем даже диагенетическое накопление их в верхнем окисленном слое осадков зон []'и !!! не нарушает этой картины; в восточной части профиля такая плавность роста к зоне [VБ и сотласованность между поверхностным и нерхним синхроничным слоями осадков наблюдаются только у Co, Содержания остальных элементов в зонах II и III. как в поверхностном, так и в I синхроничном слоях, гораздо выше, чем в аналогичных осадках западного профиля, и даже выше, чем в зоне IVB.Причем содержания элементов в поверхностном слое в зонах II и III выше, чем в I синхроничном, и имеют диагенетическое происхождение. В табл. 32 показано, как с переходом от осадков гемипелагических и переходных к красным глинам затухают диагенетические процессы, ведущие к накоплению элементов в поверхностном слое осадков. Об этом свидетельствуют коэффициенты обогащения верхнего горизонта (по сравнению со средневзвешенными содержаниями в [синхроничном .слое), самые высокие в гемипелагических и переходных осадках и приближающиеся к единице в красных глинах. Но, как видно из данных табл. 32, в восточной части профиля эта картина выражена значительно ярче. Причиной этого являются (юлее высокие на востоке исходные концентрации элементов и меньшие скорости осадкообразования. В совокупности это приводит к более полному и интенсивному перераспределению в диагенезе и более сильному накоплению элементов в верхних окисленных слоях.

На востоке в зонах II,III выделяются станции 657, 672, 673 с высоким содержанием элементов не только на поверхности, что связано с диагенезом, но и в толше осадков (ст. 672, 657, 673, 655, а по Мп и Мо ст. 675 и 653). Причем средневзвешенные содержания в верхнем синхроничном слое этих

Диагенетическое накопление элементов в поверхностном слое гемипелаги

	AUCOMOT-		Mn'	•		Мо				
Зона	ные массы осадка, г/см ²	повер х— ностный 1	синхро- ничный 2	1:2	поверх- ностный 1	синхро- ничный 2	1:2			
	1	2	1			1	1	1		
		Sana	дная ча	сть пр	офиля					
II	265	0,21	0,06	3,6	4,8	3,1	1,6			
III	215	0,49	0,25	2,0	6,0	2,9	2,1			
IVA	79	0,53	0,48	1,1	5,1	7,1	0,7			
		Вост	очная ча	асть пр	офиля					
II*	131	2.23	0.28	8.0	5.6	2,2	2,5			
III**	89	2,88	1,18	2,4	16,3	7,4	2,2			
IVA	22	1,13	0,88	1,3	11,6	12,7	0,9			

**Из зоны III исключена ст. 655 по всем элементам.

Таблица 32 (окончание)

	Абсолют-		Cu		Zn			
Зона	ные мас- сы осад- ка, г/см ²	поверх- ностный 1	синхро- ничный 2	синхро- ничный 1:2 2		синхро- ничный 2	1:2	
	1	Запа	I Алная ча	г сть про	и филя	I	1	I
		June	ignign id	012		_		
11	265	99	85	1,2	118	112	1,05	
III	215	166	126	1,3	124	95	1,30	
IVA	79	144	132	1,1	163	140	1,17	
		Bocı	гочная ч	асть про	офиля			
11+	131	157	153	1.0	275	270	1.0	
III **	89	361	247	1.5	271	185	1.5	
IVA	22	318	240	1,3	185	135	1,3	

станций намного выше, чем в красных глинах (типа IVB). Рассмотрим эти осадки. Резкое обогащение осадков ст. 655, особенно с глубины 35-40 см, Mn, Mo, Cu, Ni, As, Fe, Ba, Zn, Pb связано с эксгаляциями и подробно рассмотрено в отдельной работе [Бутузова и др., 1975] и в гл. 1 данной монографии.

Осадки других перечисленных станций содержат повышенное количество Ва, которое особенно велико на ст. 675 (1,43) и постепенно убывает по мере удаления от нее от 0,83% на ст. 653 и 0,73% на ст. 655 до 0,61% на ст. 651 и 0,63% на ст. 674. За пределами района этих станций лежат илы с кларковыми концентрациями Ва - 0,4-0,3%. Все они содержат, как уже отмечалось (см. табл. 31), резко повышенные количества Mn, Mo, Cu, Ni, Zn (Pb, As), причем максимум всех этих элементов и Fe наблюдается на

	Ni			Co			As	
 поверх- ностный 1	сяянхро- ничный 2 :	1:2	повер х– ностный 1	син х ро- ничный 2	1:2	повер х. ностный 1	синхро- ничный 2	1:2
 	1	Зала	адная ч	асть п	пофиля	a		
-					• • • • •			
52	49	1,1	15	12	1,25	4,7	4,6	1,0
96	73	1,3	24	22 ·	1,1	8,5	6,5	1,3
159	131	1,2	53	46	1,1	11,6	10,5	1,1
		Boca	гочная	часть	профил	я		
189	180	1.0	46	42	1,1	7,4	7,6	1,0
459	186	2.4	85	58	1.5	18.0	7.5	2.4
278	160	1.7	106	95	1.1	12.1	12.5	0.9
210	100	_ ,,	200		-,-	,-	2-10	0,0

ческих и переходных осадков профил	1я (Mn	в	%,	остальные -	в	10-4	ି%	,
------------------------------------	--------	---	----	-------------	---	------	----	---

	Pb			V				
поверх- ностный 1	синхро- ничны й 2	1:2	поверх- ностный 1	синхро- ничный 2	1:2			
1	3	ападная ч	і тасть профи	пя	1			
23	18	1,28	103	116	0,89			
24	22	1,09	128	136	0,94			
28	28	1,00	127	134	0,94			
	Во	осточная	часть профи	ля				
36	48	0,8	121	94	1.3			
40	36	1,1	124	57	2,2			
44	42	1,05	93	76	1,2			

ст. 655. За ее пределами содержание Fe резко падает, а содержания остальных элементов убывают постепенно по мере удаления от нее, причем по другим станциям они распределяются неравномерно.

Максимум M_0 наблюдается на ст. 675 (0,0014%); Cu – на ст. 675 (0,0251%) и 673 (0,0270%); Ni – на ст. 673 (0,0259%) и 657 (0,0257%); Mn – на ст. 673, 674, 675 (соответственно 1,35, 1,02, 0,88%); Z_n – на ст. 657, 672, 673 (соответственно 0,0356, 0,0243 и 0,022%); Pb – на ст. 657, 672, 675 (соответственно 0,0047, 0,0054, 0,0044%) и V – на ст. 657 (0,0109%).

Железо-марганцевый модуль (Fe+Mn)/Тів I синхроничном слое, достигая в осадках ст. 655 величины 34, резко падает за ее пределами, убывая до 15 на ст. 675 и 673.

Станция, зона	Титановый модуль элементов	Максимальный мо- дуль профиля	Минимальный модуль в осадках зоны "С" Восточ- но-Тихоокеанско- го поднятия
655, III 657, II	(Fe + Mn) / Ti	34,0 20,9	21,0
655, III	Ni/Ti	0,095	0,11
655, I II	Mo/Ti	0,0087	0,003
655, III	Cu/Ti	0,127	0,12
655, III 671, II	As/Ti	0,0114 0,0060	0,005
655, III 672, II	Zn/Ti	0,048 0,051	0,04
657, li		0,118	

Максимальные значения титановых модулей элементов в I синхроничном слое осадков профиля

Следует отметить, что здесь он, хотя и не достигает 25, все-таки несколько выше, чем в соседних красных глинах, где он равен 10-12; железо-марганцевый модуль в колонке ст. 657 составляет 20,9. К сказанному стоит добавить, что титановые модули элементов в осадках этих станций, самые высокие на профиле, равны, а у некоторых элементов даже превышают минимальные титановые модули элементов в осадках зоны "С" (табл. 33), которые лежат западнее главного хребта Восточно-Тихоокеанского поднятия и несут следы его эксгалятивной деятельности [Boström a.o., 1973]. При изучении осадков западной части профиля было показано, что в илах, сложенных только литогенным вешеством, существует обратная зависимость между реакционноспособными формами Fe и Mn [Глаголева, 1972]. В осадках рассматриваемого района данная закономерность выдерживается плохо, и это является косвенным доказательством того, что илы здесь сложены не только литогенным, но и эксгалятивным материалом. Все особенности описанных осадков свидетельствуют о том, что, находясь на северном окончании Восточно-Тихоокеанского под-НЯТИЯ, ОНИ ИСПЫТЫВАЛИ НЕКОТОРОЕ ВЛИЯНИЕ ЕГО ЭКСГАЛЯТИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСти на отдельных участках дна, в частности в районе ст. 655, а возможно, и в других точках, лежащих ближе к берегу, т.е. к районам ст. 673, 657, 672.

Как уже отмечалось, осадки ст. 675 обогащены рядом элементов по всей толще I синхроничного слоя, но еще резче это обогашение проявляется в верхних 5 см, где не только высоки содержания Ba, Mn, Mo, Cu, Ni, Zn, Pb, но значительно повышено содержание Fe и несколько меньше V (см. табл. 30 и 31; см. также фиг. 53, 55, 56, 58–63). Поскольку осадки этой станции представляют собой типичные красные глины, окисленные по всей толще, объяснить такое резкое обогащение верхнего 5-сантиметрового слоя диагенетическим перераспределением не представляется возможным. А самые высокие содержания Fe и Ba позволяют предполагать существование периодически возобновляемого очага эксгаляции, который в сравнительно позднее время (2540 тыс. лет назад) запечатлел себя обогащением верхнего слоя осадков. Сказанное, вероятно, можно отнести и к осадкам ст. 649, где верхний слой довольно сильно обогащен Mn, Cu, Ni, As, Co, Pb, Zn (см. табл. 30 и 31; см. также фиг. 56-63). Соеличения Mn по всей толще сильно недоокислены (87% Mn+4 в толще и 68% Mn⁺⁴ на поверхности), а сама станция расположена в области подводных гор вулканического происхождения, вблизи одного из крупнейших разломов (Кларион).

Подтверждением того, что существование горячих точек возможно не только в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия, но и в других районах, в частности в районе разлома Кларион, является сообщение Yundlach и др. (1976) о том, что в двух повторных рейсах "Valdivia" (один из них – в январе 1976 г.) вблизи разлома Кларион (14° с.ш., 153° з.д.) на глубине 5800 м были обнаружены придонные воды с t = 28° С, а другой раз с t = 9° С (при обычной температуре на этих глубинах 2-4°С). В осадках этого пункта найдены Fe-Mn корки с таким же содержанием и соотношением Fe, Mn, Cu, Ni, Co, что и в глубоководных Fe-Mn конкрециях.

Распределение элементов в более глубоких горизонтах

В нижнем (II) синхроничном слое респределение элементов как по отдельным станциям профиля, так и в целом по зонам в направлении от берега к пелагиали точно такое же, как в поверхностном и I синхроничном слоях. А сами концентрации элементов во II слое очень близки, а иногда равны содержаниям элементов в I синхроничном и поверхностном слоях. Следует отметить, что обогащенность осадков некоторыми элементами, связанная с эксгаляциями, во II синхроничном слое проявляется на тех же станциях и теми же элементами, что и в первом, причем во II синхроничном слое эта обогащенность осадков в отношении Fe и Cu даже ярче, чем в I (табл. 34).

Распределение элементов на вертикальном разрезе толщи осадков, лежащей ниже II синхроничного слоя и стратиграфически не расчлененной, свидетельствует о том, что содержания их с глубиной несколько изменяются. Заметнее это в пелагических красных глинах, где механическая дифференциация осадочного материала достигает предела и поэтому осадки очень однородны. В табл. 35 приведены средние содержания элементов в I синхроничном слое и в толще осадков ниже I синхроничного слоя для красных глин профиля (ст. 6172-6177 и 643-675). Из таблицы видно, что изменения содержаний элементов с глубиной носят довольно определенный характер: содержания Mn. Mo. Cu. Ni, Co растут по толще сверху вниз, а концентрации Ii, Fe, Cr, V падают, причем более ярко это проявляется в нижних горизонтах колонок. В красных глинах западной части профиля тенденция эта выражена слабее, особенно для Fe и Ti: некоторое понижение содержения V и Cr здесь отмечается только в самых нижних горизонтах наиболее пелагических ст. 6176 и 6177; повышение концентраций Cu. As и элементов группы Mn в нижних горизонтах ст. 6174-6176 проявляется довольно четко. Нарастание с глубиной содержаний подвижных элементов и понижение кластофильных имеет место, вероятно, по всему профилю (хотя более четко проявляется в красных глинах восточного профиля) и связано, возможно, с тем, что 700-800 тыс. лет назад (особенно около 1 млн. лет назад) скорости осадкообразования были ниже, и поэтому пелагические осадки были лучше отсортированы и тоньше. Подтверждением правильности этого предположения является то обстоятельство, что пелагические осадки профиля действительно с глубиной становятся тоньше (табл. 36).

У всех элементов (см. фиг. 56-63) в области красных глин восточной части профиля изолинии волнистой конфигурации (а в западной части – фрагменты изолиний) отделяют верхнюю толшу осадков от нижней, в которой больше геохимически подвижных Mn, Mo, Ni, Co, меньше кластофильных Ti, Fe, V, Cr и которая, вероятно, формировалась в условиях замедленного осадконакопления. О последовавшем затем ускорении осадконакопления говорит тот

Средние	(по зонам)	средневзвешенные	содержания	элементов	:B	И	11
в %, оста	льные – В	10-4%)		•			

Элемент	Слой	I	II	III	IVA	IVБ	v
Fe	Пов.	4,83	3,56	4,43	4,86	5,17	5,45
	I с.	5,08	3,92	4,56	5,21	5,37	5,86
	II с.	4,88	3,82	4,45	5,05	5,30	5,54
v	Пов.	103	103	128	127	133	79
	I с.	109	116	136	134	143	89
	II с.	103	109	128	140	160	73
Cr	Пов.	66	67	61	72	89	55
	I с.	79	76	59	80	89	65
	II с.	58	64	52	68	80	60
Cu	Пов.	59	99	166	144	214	221
	I с.	69	85	126	132	216	163
	II с.	71	65	150	153	218	177
Zn	Пов. I с. II с.	120 81 70	118 112 105	124 95	163 140 133	173 148 142	190 160
Рь	Пов. I с. II с.	17 9 8	23 18 -	24 22 -	28 28	31 30	41 42 -
As	Пов.	3,5	4,7	8,4	11,6	14,8	15,5
	Іс.	6,7	4,6	6,5	10,5	14,7	1 5,4
	ІІс.	7,2	4,1	6;5	9,8	15,0	11,0
Mn	Пов.	0,10	0,21	0,49	0,53	0,54	0,59
	I с.	0,07	0,06	0,25	0,48	0,56	0,49
	II с.	0,07	0,06	0,25	0,54	0,56	0,89
Мо	Пов.	1,3	4,8	6,0	5,1	7,4	6,7
	I с.	1,7	3,1	2,9	7,1	9,1	6,3
	II с.	1,8	3,0	3,3	9,5	13,5	1 3, 6
Ni	Пов.	38	52	96	159	200	195
	I с.	53	49	73	131	197	149
	II с.	51	44	63	1 57	190	200
Co	Пов.	11	15	24	53	90	88
	I с.	13	12	22	46	90	82
	II с.	14	11	19	45	105	94

факт, что в красных глинах в горизонтах, отвечающих изолиниям или очень близких к ним, найдены погребенные Fe-Mn конкреции или корки. Как показано H.M. Страховым [1974], захоронение конкреций происходит тогда, когда скорость осадконакопления возрастает и становится выше критической скорости образования конкреций. Следовательно, темпы седиментации в Тихом океане не оставались всегда постоянными, а несколько изменялись во време.

IVБ пром	. VI зап.	VI вост.	IVБ	IVA	III	II	I
6,32 6,33 6,73	9,35 9,72 8,60	7,70 7,72 7,60	5,79 6,01 6,03	5,90 5,76 5,50	5,34 5,59 6,40	5,34 4,98 4,48	5,59 4,41
100 107	137 154 -	160 112	106 87 81	93 76 73	114 56 63	121 94 90	54 62
73	197	174	73	45	42	50	66
86	158	118	66	47	39	42	48
-	-	-	60	49	33	40	-
244	141	143	267	318	321	157	50
196	138	175	227	240	295	153	43
-	-	-	221	230	371	133	-
145	223	123	185	185	243	275	225
140	130	101	181	135	198	270	117
-	-	-	134	92	153	187	-
31.	23	20	36	44	39	36	37
39	22	16	34	42	40	48	29
-	-	-	-	-	-	-	-
19,4	24,6	5,3	17,4	12,1	16,4	7,7	7,4
19,5	9,1	5,6	14,1	12,5	18,7	12,7	14,8
-	-	5,9	13,5	11,1	16,6	13,6	-
0,49	0,25	0,26	0,62	1,13	2,32	2,23	0,035
0,41	0,24	0,32	0,56	0,88	1,40	0,28	0,03
0,44	0,27	0,36	0,55	0,79	1,06	0,17	-
3,4 4,1 4,0	1,7 2,0 1,4	1,3 0,7 0,8	5,5 7,0 7,7	11,6 12,7 13,5	12,5 11,0	5,5 2,2 1,9	6,2 6,3 -
133 128 122 60	99 - 34	110 117 116 49	130 136 98	160 130	232 244	189 180 170 46	.53 -
77	47	57	92	95	67	42	19
72	-	65	87	83	55	38	-

ни. На современном этапе темпы осадкообразования несколько понизились, о чем свидетельствует увеличение концентраций Mn, Zn, Cu, Ni, Co (As, Mo) и уменьшение – Fe (Cr, Ti) в самом верхнем слое (О-2 см) красных глин по сравнению с нижележащим слоем, причем отмечается это по всей области пелагических красных глин как западной части профиля [Страхов и др., 1973], так и восточной [Глаголева и др., 1976].

Распределение средних содержаний элементов по вертикали в красных глинах профиля (тип IV) (Fe, Ti, Mn в %, остальные – в 10⁻⁴%)

•	Западная часть профиля (ст. 6172-6177)											
Fe	Ti	v	Cr	As	Ni	Co	Cu	Mo	Mn			
	1	1	Гси	нхрони	чный са	лой (1)	,	1	1			
5,03	0,50	135	87	12,7	142	72	159	6,7	0,50			
		Толц	ца ниже	І синл	кроничи	ного сл	оя (2)					
5,23	0,50	137	78	13,8	150	78	178	16,6	0,76			
				Отноше	ение 2 :	1						
1,03	1,00	1,00	0,9 0:	1,09	1,06	1,08	1,12	2,48	1,53			

Таблица 35 (окончание)

	Восточная часть профиля (ст. 643-675)											
Fe	Ti	v	Cr	As	Ni	Co	Cu	Mo	Mn			
	1		l c	инхрони	нчный с	лой (1)	1					
5,80	0,60	86	61	14,9	144	95	238	8,3	0,61			
		Тол	ща ниж	е I син	хроничи	HOPO CJ	юя (2)					
5,72	0,55	77	47	8,9	165	109	284	15,3	0,86			
				Отнош	ение 2	:1						
0,98	0,91	0,89	0,77	0,60	1,15	1,15	1,19	1,84	1,41			

Таблица 36

1

Содержание тонкой фракции в осадках отдельных станций профиля (%)

Станция, зона	Глу- бина, см	Фракция <0,001 мм	Сумма фрак- ции 0,01- 0,001 и <0,001 мм	Станция, зона	Глу- бина, см	Фракция <0,001 мм	Сумма фрак- цин 0,01- 0,001 н <0,001 мм
Запад	ная ча	асть проф	 RЛЯ	Βοςτα	! Эчная	I часть пр	рфиля
	До 3 00	Четыре па грануломе состава с	чки разного грического резкими ко-	641, VI	5 40 300	19,3 20,6 31.0	50,0 81,0 84.6
		лебаннямн фракций	содержаний	673, III	20 70	31,5 40,5	70,0 85,8
6167, III	300 400	30,0 57,0	~!+7 ~ 78		230 300 335	49,5 54,2 > 55.0	84,3 91,0 >95.0
6174, IVA	5 140 250 300 400 600 650	58,81 57,04 >59,0 > 60,0 > 60,0 58,72 71,00	96,31 91,46 >93,0 > 94,0 > 94,0 95,14 98,90	671, İİ	20 60 160 300	26,6 38,3 37,2 37,3	66,2 88,7 89,3 89,4

Распределение элементов в гранулометрическом спектре осадков

Литологическими исследованиями [Лисицына, Дворешкая, 1972: Лисицына, Бутузова, 1976] было показано, что гранулометрический состав осадков профиля последовательно изменяется от несортированных песков в прибрежных частях (особенно на Японском побережье) до тончайших однородных глинистых илов пелагиали, состоящих из частин пелитовой фракции. Какая же связь сушествует между концентрацией элементов и гранулометрическим составом осадков профиля? Данные табл. 37 [по Н.М. Страхову, 19766] говорят о том, что концентрации всех элементов (кроме Сг) растут от песков к пелитам. особенно тонким. А так как содержание пелитов возрастает в осадках профиля в пелагическом направлении, от зоны III к зоне IVE, то, следовательно, рост процентных содержаний элементов к пелагиали, происходящий на протяжении всего профиля параллельно с измельчением осадка, вызывается сменой гранулометрических типов осадков. т.е. постепенным вытеснением грубых фракций осадка пелитовой и субколлондной фракциями в пелагическом направлении. Из данных табл. 38 [по Н.М. Страхову, 1976] видно, что основная масса Ni, Co, Cu, Pb во всех типах осадков западного профиля сосредоточена в тонкопелитовой фракции, но доля этих элементов, приходящаяся на фракцию < 0, 001 мм, неодинакова в разных типах осалков. Она зависит от содержания в оседках семой фракции и растет по мере увеличения выхода фракции. Так, в осадках зоны I (ст. 6158) на пелитовую фракцию приходится 29-52% Со. Ni. Cu. Pb при выходе самой фракции 30%, а в красных глинах (ст. 6176) при выходе пелитовой фракции 68% на ее долю приходнуся уже 81-90% этих элементов. Даже у Cr. V. Fe. у которых в осадках зоны І основная масса их (80-83%) приходится на фракцию > 0.01 мм. досталочно четко проявляется рост концентраций в пелитовой фракции в пелагическом направлении. Так, в осадках зоны I на пелитовую фракцию приходится всего 9-10% Cr. V. Fe при выходе фракции 14-30%. В красных глинах при выходе пелитовой фракции 68% на ее долю приходится уже 82-89% этих элементов.

Данные И.Ю. Лубченко о распределении Pb по фракциям осадков восточной части профиля показывают, что описанное распределение элементов в гранулометрическом спектре осадков сохраняет силу для всего профиля.

Так как рост содержаний элементов к пелагиали происходит параллельно и в тесной связи с измельчением осадка, то связь распределения элементов с гранулометрическим составом осадка все усиливается в пелагическом направлении, а связь с минералогическим составом терригенных образований ослабевает или утрачивается совсем (в красных глинах). Последняя прослеживается только в прибрежных зонах осадков, где основная масса каждого элемента связана в кристаллической решетке минералов. За пределами прибрежных оседков, по мере их измельчения, в кристаллической решетке остается только часть общей массы элемента, а большая часть его находится в сорбционной пленке на поверхности терригенных зерен, которые становятся все мельче в пелагическом направлении. А так как пелагические осалки складываются из тончайших терригенных частиц (с сорбционной пленкой на нах) и хемогенных взвесей (как принесенных с водосборов и затем частично перерабатываемых биосом в растворы, так и возникающих в самом океане), то связь элементов с терригенной минералогией побережья в них уже почти не улавливается [Страхов, 1976а, б].

Таким образом, накопление элементов Fe-Mn группы в пелагических илах создается не только тонкой терригенной взвесью, сносимой с водосборов, но и усиленным осаждением из растворов гидроокислов Fe и Mn и сорбцией на них микроэлементов. И чем бо́льшую роль играют растворы в поступающих с водосборов массах элементов, тем сильнее накапливаются они как хемогенные осадки в пелагической зоне океана. Это обстоятельство является причиной известного накопления в пелагиали элементов Fe-Mn группы и других небиогенных элементов [Страхов и др., 1973].

Распределение элементов Fe-Mn группы по гранулометрическим типам осадков [Страхов, 19766] (Mn в %, остальные – в 10⁻⁴%)

Тип осадка	Зона	Cr	v	Рь	Cu	Mo	Ni	Co	Mn
Песок Алеврит Пелит гру- бый Пелит тон- кий	I I_111 I_111 IVA_IVB	79 77 59 58	101 80 90 105	8 12 16 26	27 23 36 125	1,8 3,4 6,0 11,1	17 29 31 103	9 16 9 60	0,08 0,08 0,11 0,45

Таблица 38

Распределение элементов в гранулометрическом спектре осадков западной части профиля [Страхов, 19766] (в % от валового содержания в осадках)

Станция, зона	Размерность фрак- ций, мм; их содер- жание,%	Cr	v	Fe	Ni	Co	Cu	Рь
6161, I	M _d =0,12 1,0-0,1; 49,9 0,1-0,01; 49,0 0,01-0,001; 13,4 <0,001; 13,9	60 22,9 7,5 10	65,9 18,3 6,5 9,2	64,0 16,2 5,6 9,4	- - -		- - -	- - - -
6158, I	M _d =0,0064 1,0=0,1;15,6 0,1=0,01;27,7 0,01=0,001;26,5 < 0,001;30,2	8,4 45 19 27	15,7 33,6 20,9 30	18,8 31,3 20,3 30,2	6,7 28,8 21,1 43,4	23,5 32,5 15,5 28,5	2 15,6 30 52,3	7 27 21,6 45
6163, II	M _d =0,0068 0,1-0,01;18 0,01-0,001;26 0,001;54,6	18,7 11,1 70,2	19,5 12,8 67,7		7,3 13,2 79,5	17 20 63	7,5 5,0 87,5	
6176, IVB	M _d =0,006 0,1-0,01;6,6 0,01-0,001;25,6 < 0,001;67,8	7 10,7 82,3	4,4 6,1 89,5	- - -	7,6 11,8 80,6	5,6 8,5 85,9	3,0 6,6 90,4	-

Итак, выше охарактеризовано распределение процентных содержаний элементов в поверхностном, I и II синхроничных слоях осадков профиля, а также сделана попытка хотя бы в самых общих чертах рассмотреть распределение элементов в толше красных глин профиля, лежащей ниже II синхроничного слоя. Были рассмотрены отдельные нарушения единой схемы распределения элементов (рост их содержаний от берега к пелагиали), наблюдаемые на некоторых участках профиля. Наиболее существенные из них следующие:

1) резко повышенные, по сравнению с окружающими осадками, содержания Fe, Ti, Cr, V в осадках японского побережья, вызванные их вулканогеннообломочным составом;

2) усиленное накопление халькофильных элементов и Мо по всей толще восстановленных осадков мексиканского побережья; в осадках японского побережья этот процесс также имеет место, но выражен слабее;

3) резко выраженное диагенетическое накопление элементов подгруппы Mn, халькофильных и V в поверхностном окисленном слое гемипелагических и переходных осадков восточной части профиля; 4) аномально высокие не только для эон II и III, но даже для зон IVБ концентрации As, Mo, Mn, Cu, Ni, Zn, Pb, Fe во всей толше переходных и гемипелагических илов восточной части профиля; возможно, что не только на ст. 655, но и в других точках это связано с эксгалятивно-гидротермальной деятельностью Восточно-Тихоокеанского поднятия или других очагов эксгаляции (ст. 675, 649 на востоке профиля):

5) резко повышенные концентрации Fe, Ti, Cr, V и пониженные – As, Mo, Mn, Co в пригавайских осадках, обогащенных вулканогенно-обломочным и пирокластическим материалом основного состава, поставляемым Гавайским вулканическим центром.

Но все эти отклонения проявляются локально, даже влияние гавайского вулканизма ограничивается полосой в 300-500 км вокруг островов, а влияние очагов эксгаляций – областью гемипелагических и переходных осадков. На всей же остальной линии профиля огромной протяженности, представляющей собой глубоководные пелагические тонкие илы, распределение процентам содержаний элементов и на поверхности, и в I синхроничном слое осадков довольно согласовано и говорит о постоянстве во времени факторов, контролирующих распределение элементов (во всяком случае за последние 100-200 тыс. лет). Об этом свидетельствует практически один и тот же (для па зерхностного, I и II синхроничного слоев) ряд подвижности элементов в седиментогенезе:

Западная часть профиля

			П	Іоверх	ностні	ый Сло	ОЙ			
Fe	Cr	V	Zn	Pb	Cu	As	Mo	Ni	Min	Co
1,1	1,3	1,3	1,4	1,8	3,6	4,2	4,8	5,3	5,4	7,8
			1	синх	ронич	ный с	лой			
Fe	Cr	V	Zn	As	Cu	Рb	Ni	Mo	Co	Mn
1,0	1,1	1,3	1,8	2,2	3,1	3,3	3,7	5,3	6,7	8,0
			П	синх	роничи	ный с	лой			
Fe	Cr	V	Zn	As	Cu	Ni	Mo	Co	Mn	
1,1	1,4	1,5	2,0	2,1	3,0	3,7	7,5	7,5	8,0	

Восточная часть профиля

			Г	Іоверх	ностн	ый сл	ой			
Zn	Mo	Рb	Cr	Fe	V	As	Ni	Cu	Co	Mn
0,8	0,9	1,0	1,1	1,6	1,8	2,3	2,4	5,3	5,5	17,0
			I	синх	роничи	ный с.	лой			
As	Pb	Zn	Mo	Cr	Fe	V	Ni	Co	Cu	Mn
1,0	1,2	1,5	1,1	1,3	1,3	1,4	2,4	5,1	5,3	19,0

Этот ряд – несколько разный для западной и восточной частей профиля, что связано с неодинаковым составом материнских береговых пород, а также с неидентичными фациальными условиями в прибрежных восстановленных осадках запада и востока. В наиболее пелагических осадках профиля – красных глинах, где описанные выше отклонения от единой во времени схемы распределения элементов уже не проявляются, содержания элементов становятся максимальными и практически одинаковыми и в западной, и в восточной частях профиля. А это значит, что основным фактором распределения процентных содержаний изученных элементов и на поверхности, и в голще осадков профиля является механическое фракционирование осадочного вещества, как поступающего с водосборов, так и образуемого в самом водоеме за счет перехода растворенных форм в твердую фазу, что было показано H.M. Страховым [1973, 1976] на примере западной части профиля.

Распределение абсолютных масс элементов в I синхроничном слое

При изучении распределения на профиле процентных содержаний элементов было установлено, что они возрастают от прибрежных грубозернистых осадков к глубоководным пелагическим глинам. Ниже рассматривается распределение абсолютных масс элементов. Величины абсолютных масс по каждой станции профиля и усредненные по зонам приведены в табл. 39 и на фиг. 64 (см. вкладку).

Абсолютные массы элементов подгруппы Fe, как и осадка в целом, максимальны в зонах I. где составляют для Fe- 17 г/см² на западе и востоке, для V 36,7 мг/см² на западе и 24,6 мг/см² на востоке; для Cr 26,3 $_{\rm MT/cM}^2$ на западе и 32,4 мт/см² на востоке. Как и абсолютные массы осалка, они убывают к зонам IV Б, где они минимальны и составляют: Fe - 0,4 г/см². для V - 1,1 мг/см² на западе и 0,6 мг/см² на востоке; для Сг -0.7 мг/см² на западе и 0.4 мг/см² на востоке. Дальше по профилю они снова начинают расти по мере приближения к Гавайям, осадки которых (как уже отмечалось) обогащены вулканогенно-обломочным базальтовым материалом с высоким содержанием Fe, Cr, V, Ti. В притавайской зоне, где велики абсолютные массы осадка (особенно в западных Гавайях) и высоки процентные содержания этих элементов, их абсолютные массы почти так же высоки, как в прибрежных осадках зоны I-13 г/см² Fe, 20 мг/см² V и Cr. На западе убывание абсолютных масс Fe, V, Cr от берега к пелагиали происходит медленно, но со скачками на отдельных станциях, на востоке - очень быстро и резко: уже в зоне II абсолютные массы Fe в 3 раза, а Cr в 6 раз меньше, чем в зоне І. Причина этого явления та же, что и для осадка в целом: Калифорнийское течение сгружает в зоне I основную массу осадочного материала. поэтому за пределами его скорости осадконакопления резко убывают и абсолютные массы осадка и элементов уменьшается в 3,5-6 раз по сравнению с прибрежными. Из табл. 39 видно, что абсолютные массы V и Cr во всех зонах западного разреза выше, чем на востоке, что связано с повышенным содержанием их в вулкано-терригенных осадках японского побережья.

У элементов халькофильной подгруппы абсолютные массы их также убывают от прибрежных осадков к пелагиали. Абсолютные массы Cu в зонах I составляют 25 и 17 мг/см², в зонах IVБ – 1,6 мг/см²; абсолютные массы As в зонах I – 6 и 2 мг/см², в зонах IVБ – 0,1 мг/см²; Zn в зонах I – 48 и 26 мг/см²; в зонах IVБ – 1,1 и 1,2 мг/см²; Pb в зонах I – 12 и 13 мг/см²; в зонах IVБ – 0,2 мг/см². Но убывание это происходит не пос-

Таблица 39

Компо- нент	I	11	III	IVA	IVБ	v	VI пром.
Осадок	354	265	215	79	8	26,0	27,0
Fe	17,449	9 ,259	9, 285	3,939	0,423	1,161	1;664
v	36.7	30.0	262,0	10,1	1,2	1,7	2,8
Ċr	26,6	18.0	11,8	5,7	0,7	1,3	2,3
Cu	25,1	20,2	25,6	10,0	1,7	3,2	5,2
As	2.1	1.1	1,3	0,7	0,1	0,3	0,4
Zn	26,6	25,7	18,2	9,4	1,2	3,2	3,7
Pb	3.0	4,2	4,3	1,9	0,2	0,8	1,0
Mn	0,243	0,136	0,482	0,367	0,046	0,097	0,107
Mo	0,5	0,7	0,6	0,5	0,08	0,1	0,1
Ni	17.2	11.5	14,7	8,9	1,6	2,1	3,4
Co	4,4	2,9	4,5	3,2	0,7	1,6	2,0

Средние (по зонам) абсолютные массы элементов и осадка в I синхроничном слое

ледовательно по профилю, а с некоторым повышением в зоне III (или II), в разной степени выраженным у разных элементов: yZn его нет, yAs оно есть на западе, но слабо выражено: абсолютные массы Си в зоне III и I одинаковы. v Pb они в зоне III запада значительно выше, чем в зоне I, а затем резко снижаются в зонах IVA и IVE. В общем у халькофильных элементов нет такого резкого снижения абсолютных масс от зон I к зонам III и IV, как у подгруппы Fe; по сравнению с ней у халькофильных элементов намечается некоторый "сдвиг" абсолютных масс в пелагическом направлении. По мере приближения к Гавайским островам абсолютные массы их. как и у подгруппы Fe. начинают расти. В пригавайских осадках (особенно в западных Гавайях), несмотря на пониженные процентные содержания халькофильных элементов, абсолютные массы их очень высоки, так как велика абсолютная масса самого. осадка. Следует отметить, что абсолютные массы Pb. As. Zn (а также Mo) в зоне I (и отчасти в зоне II) восточного побережья в 2-6 раз выше, чем в зоне I западного, что связано, как уже отмечалось, с более интенсивными процессами сульфидообразования в сильно восстановленных осадках мексиканского побережья.

Абсолютные массы элементов подгруппы Мл, как и всех предыдущих, убывают от зон I к зонам IVE: Mn =от 243 к 126 мг/см² в зонах I до 46 к 39 mr/cm² b sohax IVE; Ni - ot 22 h 17 mr/cm² b sohax I do 0,9-1,6 mr/cm² b sohax IVE; Co- ot 8 do 4 mr/cm² b sohax I do 0,6-0,7 mr/cm² b sohax IVB: Mo - в зонах I 0,5 мг/см² на западе и 2,6 мг/см² на востоке, в зо-HAX IVE - 0.05 H 0.08 MT/cm^2 . Ho это убывание к зонам IVE еще менее последовательно по профилю и с более резкими максимумами в зонах III (а Mn в зонах III и IVA), чем у халькофильных элементов. А это значит, что у элементов подгруппы Mn "сдвиг" абсолютных масс в сторону пелагиали выражен еще ярче, чем у халькофильных. Максимум абсолютных масс в обеих зонах III особенно велик на востоке, где на процессы чисто седиментационные накладывается дополнительное поступление эксгалятивного вещества. На ст. 655 реэко повышены не только процентные содержания, но и абсолютные массы Fe, Cu, и особенно Mo и Zn. Обращают также на себя внимание As. Zn. Pb. Ni. Co повышенные абсолютные массы (при резко повышенных процентных содержаниях) Си и Ni на ст. 673, Mn на ст. 673 и 674, Zn, Pb на ст.672, особенно ст. 657 (лежащей на границе зон II и III немного южнее профиля).

Достигнув минимальных значений в зонах IV Б, абсолютные массы элементов подгруппы Mn снова начинают повышаться и в пригавайских осадках резко возрастают, хотя процентные содержания их здесь сильно понижены.

VI эал.	VI вост.	IVБ	IVA	III.	11	1
223	43,0	7,0	22,0	88,6	131	468
13,07	`3,190	0,418	1,231	4,757	5,646	17,862
20,5	4,9	0,6	1,6	5,4	10,5	24,6
20,0	4,3	0,5	1,0	3,3	5,1	32,4
19,5	5,9	1,6	5,2	25,3	15,1	17,6
1,3	0,2	0,1	0,3	0,8	1,7	6,1
15,0	3,1	1,2	2,8	16,5	27,5	48,2
3,1	0,6	0,2	0,9	3,4	5,8	12,2
0,343	0,107	0,039	0,187	1,206	0,147	0,126
0,2	0,02	0,05	0,3	0,6	0,3	2,6
15,0	4,8	1,0	3,4	20,2	17,2	22,0
6,1	2,1	0.7	2.0	5,7	4,6	8.0

профиля	(осадок,	Fe	и Мл	в r/см ² ,	остальные	— В	мг/см ²)
---------	----------	----	------	-----------------------	-----------	-----	----------------------

Соотношение процентных содержаний (%) и абсолютных масс (т) элементов

Компонент			Запад	ная часть пр	офиля	
Компо	нент	Ι	II	III	IVA	ĮVБ
Осадок	m	1	0,75	0,61	0,22	0,022
Fe	%	1	0,77	0,90	1,03	1,06
	m	1	0,53	0,53	0,23	0,024
Cr	%	1	0,96	0,75	1,01	1,13
	m	1	0,68	0,45	0,22	0,027
V	%	1	1,06	1,25	1,23	1,31
	. m	1	0,82	0,71	0,27	0,031
Zn	%	1	1,38	1,17	1,73	1,83
	m	1	0,97	0,67	0,35	0,04
As	%	1	0,69	1,00	1,57	2,20
	m	1	0,52	0,64	0,36	0,06
Pb	%	1	1,97	2,4 2	3,13	3,36
	m	1	1,4	1,5	0,64	0,0 7
Cu	%	1	1,23	1,83	1,90	3,13
	m	1	0,81	1,02	0,40	0,07
Ni	%	1	0,92	1,38	2, 47	3,72
	m	1	0,67	0,86	0,52	0,09
Мо	%	1	1,82	1,70	4,17	5,35
	m	1	1,45	1,14	1,00	0,16
Co	%	1	0,92	1,66	3,46	6,77
	m	1	0,65	1,03	0,73	0,17
Mn %		1	0,83	3,57	6,86	8,00
m		1	0,56	1,98	1,50	0,19

Распределение на профиле процентных содержаний элементов и их абсолютных масс имеет противоположную направленность. Если процентные содержания всех элементов непрерывно растут от прибрежных осадков к пелагиали, то абсолютные массы их в том же направлении убывают.

В табл. 40 абсолютные массы осадка и элементов в зонах I (отдельно для запада и востока) приняты за единицу, и к ним отнесены абсолютные массы всех других зон профиля. Таким образом, таблица демонстрирует последовательное (от зоны к зоне) изменение по профилю соотношений абсолютных масс осадка и элементов и убывание их в пелагическом направлении. Кроме того, таблица демонстрирует "сдвит" абсолютных масс элементов к пелагиали относительно абсолютных масс осадка в целом. Этот "сдвиг" – наименьший у подгруппы Fe и максимальный у подгруппы Mn. Действительно, в западной часты профиля отношение абсолютных масс осадка зон IVБ и I равно 0,022, у подгруппы Fe оно составляет 0,024-0,031, у халькофильной подгруппы – 0,044-0,074, у подгруппы Mn еще выше – 0,094-0,188. В восточной части профиля это отношение для осадка равно 0,015; у подгруппы Fe оно составляет 0,015-0,024, у халькофильных - 0,016-0,025, у подгруппы Mn - 0,04-0,31. У всех элементов это отношение выше, чем у осадка. Это значит, что абсолютные массы каждого элемента убывают к пелагиали медленнее, чем аб-

	Восточ	ная часть проф	иля	•
IVБ	IVA	III	II	Ι
	0,05	0,19	0,28	1
1,30	1,31	1,27	1.,05	1
0,023	0,07	0,27	(),32	1
1,30	1,00	0,79	0,85	1
0,016	0,03	0,10	0,16	1
1,40	1,23	0,90	1.,39	1
0,024	0,07	0,22	(),43	1
1,50	1,16	1,70	2: ,3 :1	1
0,025	0,06	0,34	(),57	1
1,00	0,80	1,27	0,86	1
0,016	0,05	0,13	0,28	1
1,18	1,45	1,38	:1,66	1
0,016	0,074	0,28	(), 47	1
5,30	5,60	6,90	3,0	1
0,091	0,29	1,44	0,86	1
2,40	3,00	4,40	2,66	1
0,045	0,16	0,92	() ,7 8	1
1,1	2,0	1,75	(),35	1
0,019	0,11	0,23	(),11	1
5, 1	5,00	3,60	1,95	1
0,088	0,25	0,71	0,58	1
19,00	29,30	46,7	4,0	1
0,310	1,48	9,54	1,16	1

солютные массы осадка. Этот "сдвиг" элементов относительно осадка и вызывает рост процентных содержаний их в пелагическом направлении. В табл. 40 процентные содержания элементов в зонах I приняты за единицу, и к ним отнесены процентные содержания элементов во всех пругих зонах. Из таблицы видно последовательное изменение по профилю процентных соотношений и возрастание их к пелагиали (в зоне IVБ), выраженное в разной степени для разных элементов.

При этом чем более геохимически подвижен элемент, тем больше сдвит его абсолютных масс относительно осадка и тем выше его процентные содержания в пелагиали.

В связи со всем сказанным об абсолютных массах элементов в осадках профиля следует отметить следующее. Действительные абсолютные массы элементов в I синхроничном слое красных глин намного выше, если учесть те массы их, которые заключены в конкрециях этого слоя (табл. 41). Даже у элементов подтруппы Fe массы их, заключенные в конкрециях, составляют 5-20% от их масс, находящихся в осадке. У диагенетически подвижных Cu, Ni, Cc, Mo, Mn массы их в конкрециях в 1,5-4,5 раза превышают количества этих элементов, заключенные в верхних 5 см красных пелагических глин (особеннс, в зоне IV Б).

210	(047)	Западна	я часть пр	офиля	Восточн	ая часть і	грофиля
Siler	леп I.	III	IVA	IVБ	IVБ	IVA	III
Fe	1	9,285	3 ,94	0,4 23	0,42	1,23	4,76
	2	0,0035	∙0,025	0,126	0,024	0,062	0,178
	3	9,2885	3,965	0,549	0,444	1,292	4,938
V	1	26,2	10,1	1,2	0,6	1,6	5,4
	2	_	-	_	0,1	0,32	0,648
	3	_	-	_	0,7	1,92	6,048
Ti	1 2 3	0,77 - -	0,35	0,04 _ _	0,04 0,002 0,042	0,10 0,003 0,103	0,36 0,007 0,367
As	1	1,3-	0,7	0,1	0,1	0,3	0,8
	2	-	-	-	0,04	0,06	0,347
	3	-	-	-	0,14	0,36	1,147
. Cu	1 2 3	25,6 0,025 25,625	10,0 0,62 10,62	1,7 3,37 5,07	1,6 1,9 3,5	5,2 5,4 10,6	25,3 3,6 28,9
Mn	1	0,482	0,367	0,05	0,04	0,19	1,21
	2	0,01	0,03	0,180	0,058	0,17	0,22
	3	0,483	0,397	0,230	0,098	0,360	1,43
Ni	1	14,7	8,9	1,6	1,0	3,4	20,2
	2	0,016	1,0	5,49	2,6	8,6	7,3
	3	14,716	9,9	7,1	3,6	12,0	27,5
Мо	1	0,6	0,5 [.]	0,1	0,5	0,3	0,6
	2	0,0008	0,058	0,42	0,08	0,24	0,24
	3	0,6	0,56	0,52	0,58	0,54	0,84
Co	1	4,5	3,2	0,7	0,7	2,0	5,7
	2	0,007	0,36	3,18	0,7	1,57	2,1
	3	4,51	3,56	3,88	1,4	3,57	7,8

Соотчошение масс элементов в осадке I синхроничного слоя и в конкрециях

Примечание. 1 - массы элементов в осадке I синхроничного слоя; 2 - массы элементов, заключенные в конкрециях; 3 - исходные массы элементов (суммарно в осадке и конкрециях); Fe и Mn - в г/см² за 100 000 лет, остальные элементы - в мг/см² за 100 000 лет.

Распределение приведенных абсолютных масс элементов

На фиг. 65, в верхней се половине, на фоне усредненных по зонам процентных содержаний элементов группы Fe показана кривая P, представляющая собой усредненные по зонам абсолютные массы осадка. А в нижней части фигуры располагаются кривые M, представляющие собой приведенные (к ширине зон) абсолютные массы осадка (и элементов подгруппы Fe); фиг. 66 (см. вкладку) построена аналогичным образом для элементов подгруппы Mn и халькофильных.

Кривые М приведенных масс элементов в значительной степени повторяют кривую М для осадка, так: как основные закономерности распределения абсо-



Фиг. 65. Распределение на реальном профиле средневзвешенных процентных содержаний и приведенных абсолютных масс элементов подгруппы Fe и осадка в целом (для I синхроничного слоя)

a - средние по зонам средневзвешенные содержания (%, 10⁻⁴%), б - приведенные абсолютные массы (%); *I* - осадок; 2 - Fe; 3 - Cr; 4 - V. Вертикальные линии - восточные границы литолого-фациальных зон

Соотношение	Macc	элементов	в	осадке I	I	синхроничного	слоя	. И	в	конкре-
UNAX										

2-0-0	Элемент	Западна	я часть пр	офиля	Восточн	ная часть г	профиля
Siler	Nen i	III	IVA	IVБ	IVБ	IVA	III
Fe	1	9,285	3 ,94	0,4 23	0,42	1,23	4,76
	2	0,0035	.0,025	0,126	0,024	0,062	0,178
	3	9,2885	3,965	0,549	0,444	1,292	4,938
v	1	26,2	10,1	1,2	0,6	1,6	5,4
	2	_	-	-	0,1	0,32	0,648
	3	_	-	-	0,7	1,92	6,048
Ti	1 2 3	0,77 - -	0,35	0,04 _ _	0,04 0,002 0,042	0,10 0,003 0,103	0,36 0,007 0,367
As	1	1,3 [.]	0,7	0,1	0,1	0,3	0,8
	2	_	_	_	0,04	0,06	0,347
	3	_	_	_	0,14	0,36	1,147
. Cu	1 2 3	25,6 0,025 25,625	10,0 0,62 10,62	1,7 3,37 5,07	1,6 1,9 3,5	5,2 5,4 10,6	25,3 3,6 28,9
Mn	1	0,482	0,367	0,05	0,04	0,19	1,21
	2	0,01	0,03	0,180	0,058	0,17	0,22
	3	0,483	0,397	0,230	0,098	0,360	1,43
Ni	1	14,7	8,9	1,6	1,0	3,4	20,2
	2	0,016	1,0	5,49	2,6	8,6	7,3
	3	14,716	9,9	7,1	3,6	12,0	27,5
Мо	1	0,6	0,5 [.]	0,1	0,5	0,3	0,6
	2	0,0008	0,058	0,42	0,08	0,24	0,24
	3	0,6	0,56	0,52	0,58	0,54	0,84
Co	1	4,5	3,2	0,7	0,7	2,0	5,7
	2	0,007	0,36	3,18	0,7	1,57	2,1
	3	4,51	3,56	3,88	1,4	3,57	7,8

Примечание. 1 – массы элементов в осадке I синхроничного слоя; 2 – массы элементов, заключенные в конкрециях; 3 – исходные массы элементов (суммарно в осадке и конкрециях); Fe и Mn – в г/см² за 100 000 лет, остальные элементы – в мг/см² за 100 000 лет.

Распределение приведенных абсолютных масс элементов

На фиг. 65, в верхней се половине, на фоне усредненных по зонам процентных содержаний элементов группы Fe показана кривая P, представляющая собой усредненные по зонам абсолютные массы осадка. А в нижней части фигуры располагаются кривы: M, представляющие собой приведенные (к ширине зон) абсолютные массы осадка (и элементов подгруппы Fe); фиг. 66 (см. вкладку) построена аналогичным образом для элементов подгруппы Mn и халькофильных.

Кривые *М* приведенных масс элементов в эначительной степени повторяют кривую *М* для осадка, так: как основные закономерности распределения абсо-



Фиг. 65. Распределение на реальном профиле средневзвешенных процентных содержаний и приведенных абсолютных масс элементов подгруппы Fe и осадка в целом (для I синхроничного слоя)

a - средние по зонам средневзвешенные содержания (%, 10⁻⁴%), б - приведенные абсолютные массы (%); *l* - осадок; 2 - Fe; 3 - Cr; 4 - V. Вертикальные линии - восточные границы литолого-фациальных зон

				Вариант	I - реал	ыный про	филь (с Га	вайскими	островам	и и гора	ми Марку	с-Неккер))		Абсолют-
Компо- нент	Ι	11	III	IVA	IVБ	v	IVБ пром.	VI зал.	VI вост.	IVE	IVA	III	11	I	ная масса профиля – 100%
Осадок	12,7	¹ 20,6	15,4	12,3	0,6	7,8	2,0	8,0	3,0	2,2	1,3	5,3	+ 3,1	5,6	837260,0
Fe	13,4	15,4	14,3	13,1	0,6	7,4	2,7	10,1	4,9	3,0	1,6	6,1	2,9	4,6	39056,5
Cr	14,2	21,0	12,7	13,4	0,8	5,9	2,5	10,8	4,7	2,3	0,9	3,0	1,8	5,8	55 ,5
V	13,0	22,9	18,5	15,5	0,8	5,0	2,1	7,2	3,5	2,0	1,0	3,2	2,5	2,9	84,9
Cu	7,9	13,8	16,1	13,7	1,0	8,5	3,4	6,1	3,7	4,7	2,7	13,3	3,2	1,9	95,2
Zn	9,0	18,8	12,3	13,7	0,8	9,1	2,6	5,1	2,1	3,9	1,5	9,3	6,2	5,4	88,8
Рь	5,0	15,3	14,5	13,8	0,7	10,7	3,5	5,3	1,9	3,7	2,6	9,6	6,5	6,8	18,0
As	9,6	10,7	12,2	14,9	1,2	11,8	4,9	5,8	1,7	4,7	2,0	6,2	5,1	9,3	6,5
Mo	5,0	15,7	11,4	21,7	1,6	10,4	2,2	2,3	0,4	4,3	4,6	10,1	1,7	8,7	3,0
Mn	3,2	3,9	12,7	20,9	1,2	10,6	2,9	4,5	2,8	4,8	4,1	26,5	1,3	0,6	2278,8
Ni	7.5	10.8	12.8	16.8	1.4	7.6	3,1	6,5	4,2	3,9	2,5	14,7	5,0	3,2	68,9
Co	5.2	4.0	· 10.7	16.4	1.8	16.0	5.Û	7.2	5,0	7,1	4,0	11,1	3,6	3,1	25,5

Таблица	42, Приведенные	абсолютные	массы	(%)	от	абсолютной	массы	всего	профиля

.

			E	Вариант Ј	I – условн	њий проф	иль			Абсолютная
Комно– нент	I	ШĨ	III	IVA	ĮVБ	IVA	III	II	I	масса про- филя - 100%
Осадок	15,4	25,0	18,7	14.9	7.4	1.5	6.4	1	67	T 604117.0
Fe	16,8	19,4	17,9	16,5	10.3	2.0	7.0	3.6	5.8	31067 0
Cr	17,7	26,2	15,8	16,6	9.3	1.1	3.7	2,0	7.2	31007,0
v	15,0	26,5	21,4	17.9	8.2	1.2	3.7	29	33	79 6
Cu	9,2	16,1	18,8	16 0	15.2	3.2	15.5	3.7	22	73,5
Zn	10,3	21,6	14,2	15,8	11.8	1.8	10.7	7.1	6.2	77 3
РЬ	5,9	18,2	17,2	16,4	12.1	3.1	11.4	7.7	81	17,0
As	11,6	13,0	14,8	18,1	14.8	2.4	7.6	6.1	11.3	13,1
Мо	5,4	17,0	12,3	23,3	15.2	4.9	10.9	1.8	94	2,7
Mn	3,7	4,5	14,6	24,1	15.7	4.7	30.5	1.5	0.6	1077 6
Ni	8,7	12,6	15,0	19,6	14.6	2.9	17.1	5.8	37	502
Co	6,7	5,1	13,7	21,1	25,4	5,1	14,3	4,6	4,0	19,9

Приведенные абсолютные массы отдельно для пелагических и прибрежных типов осадков (%)

А + IVБ лада и эстока V + VI
24,4
27,1
28,8
27,2
29,5
34,4 -
31,4
35,4
4 3, 2
37,1
51,6 -
44,5

Примечание. 1 - приведенные абсолютные массы элементов в осадках I синхроничного слоя; 2 - то же, но с учетом масс элементов, заключенных в конкрелиях.

	Вариант I – реальный профиль (с Гавайскими островами и горами Маркус-Неккер)														Абсолют
Компо- нент	I	п	111	IVA	IVБ	v	IVБ пром.	VI san.	VI вост.	IVБ	IVA	III	II	I	ная масса профиля – 100%
	12,7	20,6	 15,4	12,3	0,6	7,8	2,0	8,0	3,0	2,2	1,3	5,3	3,1	5,6	837260,0
Fe	13,4	15,4	14,3	13,1	0,6	7,4	2,7	10,1	4,9	3,0	1,6	6,1	2,9	4,6	39056,5
Cr	14,2	21,0	12,7	13,4	0,8	5,9	2,5	10,8	4,7	2,3	0,9	3,0	1,8	5,8	55 ,5
V	13,0	22,9	18,5	15,5	0,8	5,0	2,1	7,2	3,5	2,0	1,0	3,2	2,5	2,9	84,9
Cu	7.9	13.8	16,1	13,7	1.0	8,5	3,4	6,1	3,7	4,7	2,7	13,3	3,2	1,9	95,2
Zn	9,0	18.8	12,3	13,7	0,8	9,1	2,6	5,1	2,1	3,9	1,5	9,3	6,2	5,4	88,8
Pb	5.0	15.3	14.5	13.8	0.7	10,7	3,5	5,3	1,9	3,7	2,6	9,6	6,5	6,8	18,0
As	9.6	10.7	12.2	14.9	1.2	11.8	4,9	5,8	1,7	4,7	2,0	6,2	5,1	9,3	6,5
Mo	5.0	15.7	11.4	21.7	1.6	10.4	2.2	2,3	0,4	4,3	4,6	10,1	1,7	8,7	3,0
Mn	3.2	3.9	12.7	20.9	1.2	10.6	2.9	4,5	2,8	4,8	4,1	26,5	1,3	0,6	2278,8
N;	7 6	10.8	12 Å	16.6	14	7.6	3.1	6.5	4.2	3,9	2,5	14,7	5,0	3,2	68,9
	5.2	4 0	/ 10.7	16.4	1.8	16.0	50	7.2	5.0	7.1	4,0	11,1	3,6	3,1	25,5

Таблица	42, Приведенные	абсолютные	массы	(%)	от	абсолютной	массы	всего	профиля
	•								

-			E	ариант І	[— условн	ый проф	иль			Абсолютная
Компо- нент	1	11	III	IVA	IVB	IVA	III	II	I	масса про- филя - 100%
Осадок	15,4	25,0	18,7	14,9	7,4	1,5	T 6,4	т 3.8	6.7	694117.0
Fe	16,8	19,4	17,9	16,5	10,3	2,0	7,0	3,6	5.8	31067.0
Cr	17,7	26,2	15,8	16,6	9,3	1,1	3,7	2.2	7.2	44.7
V	15,0	26,5	21,4	17,9	8,2	1,2	3.7	2.9	3.3	73.5
Cu	9,2	16,1	18,8	16 0	15,2	3,2	15,5	3.7	2.2	81.5
Zn	10,3	21,6	14,2	15,8	11,8	1,8	10,7	7.1	6.2	77.3
РЬ	5,9	18,2	17,2	16,4	12,1	3,1	11,4	7.7	8.1	15.1
As	11,6	13,0	14,8	18,1	14,8	2,4	7,6	6,1	11.3	5.4
Mo	5,4	17,0	12,3	23,3	15,2	4,9	10,9	1.8	9.4	2.8
Mn	3,7	4,5	14,6	24,1	15,7	4,7	30,5	1.5	0.6	1977.6
Ni	8,7	12,6	15,0	19,6	14,6	2,9	17,1	5.8	3.7	59.2
<u> </u>	6,7	5,1	13,7	21,1	25,4	5,1	14,3	4,6	4,0	19,9

Приведенные абсолютные массы отдельно для пелагических и прибрежных типов осадков (%)

	[Pe	альный профиль				Условный	Условный профиль I+II+III I+II+III запада и востока 16,9 75,6 13,1 72,8 17,1 71,2 - - 9,9 72,8 24,0 70,1 21,4 65,5 - - 27,2 68,5 25,0 64,4	
Компонент	I+ II + III Janaga	I + II + III востока	I + II + III запада и вос- тока	IVA+IVБ запада и вос- тока	V+VI	I + II + III зелада	I + II + III востока	I + II + III Запада и востока	IVA + IVБ запада и востока + V + VI
Осадок	48,7	14,0	62,7	18,4	18,8	58,7	16,9	75,6	24,4
Cr 1	47,9	10,6	58,6	19,9	21,4	59,7	13,1	72,8	27,1
Fe 1 2	4 3,1 42,8	1 3, 6 13,7	56,7 56,5	21,1 21,25	22,4 22 ,3	54,1	17,1	71,2 -	28,8
V 1	54,4	8,6	6 3, 0	21,4	15,6	62 ,9	9,9	72,8	27,2
Zn 1	40,1	20,9	61,0	22,5	16 ,3	46,1	24,0	70,1	29,5
Cu 1 2	37,8 33,5	18,4 17,9	56,2 51,4	25,5 3 2,6	18 ,3 15,9	44,1 -	21,4	65 , 5 -	34,4 -
Pb 1	34,8	22.9	57 . 7 .	24,4	17,9	41,3	27,2	68,5	31,4
As 1	32,5	20.6	53,1	27,7	18,2	39,4	25,0	64,4	35,4
Mo 1 2	32,1 18,8	20,5 14,5	52,6 33,3	34,4 58,3	13,1 8,3	34,7 -	22,1	56,8 -	4 3, 2 -
Ni 1 2	31, 1 24,2	22,9 22,0	54,0 46,2	27,7 3 9,5	18 ,3 14,2	3 6,3 -	26,6 -	62,9 -	37,1
Co 1 2	19,9 18 ,3	17,8 17,4	37,7 35,7	34,3 42,4	28,0 21,9	25,5 -	22,9	48,4 -	51,6 -
Mn 1 2	19,8 16,2	28,4 27,1	48 ,2 4 3,3	33, 9 42,0	17,9 14,5	22,8	32, 6	55,4 -	44,5

.





лютных масс отдельных элементов и осадка в целом одни и те же. Чем менее подвижен элемент и чем больше он связан с обломочной кластикой осадка, тем сильнее его кривая М воспроизводит кривую М осадка, что видно на примере Cr, V, Fe. У геохимически подвижных элементов, с высоким содержанием гидрогенных форм или частично связанных с эксгалятивным веществом осадка, их кривые М все дальше отходят от кривой М осадка, резче нее опускаясь вниз в прибрежных и пригавайской зонах и резче нее поднимаясь вверх в пелагиали (халькофильные и элементы подгруппы Mn). Из табл. 42 видно, что в пелагиаль выносится небольшая доля Fe, V, Cr от общей массы на профиле: 0,65-0,8% на западе, 2-3% на востоке. У халькофильных элементов эта доля больше: 0,75-1,2% на западе и 3,7-4,7% на востоке. У элементов подгруппы Mn доля, выносимая в зону IVE, еще больше: 1,4-1,8% на западе и 3,9-7,1% на востоке.

Таким образом, абсолютные массы элементов распределяются по разным зонам профиля в принципе так же, как и абсолютные массы осадка. Если данные табл. 42 сгруппировать так, чтобы собственно пелагические осадки (зоны IVA и IVB) отделить от первых трех зон прибрежных осадков и от осадков подводных гор и пригавайских, то распределение приведенных абсолютных масс становится более наглядным (табл. 43), при этом выделяются детали, трудно улавливаемые в табл. 42.

Во-первых, больше половины всей массы всех элементов (кроме Мл) приходится на прибрежные зоны (особенно у самого осадка и элементов подгруппы Fe). При этом основная масса и осадка в целом, и элементов (особенно подгруппы Fe) поступает с побережья Азии. На собственно пелагические зоны (IVA и IVБ), по протыженности составляющие 9/10 всего профиля, приходится 18% всей массы осадка, 20-21% всей массы элементов подгруппы Fe. У халькофильных и элементов подгруппы Mn эта доля возрастает до 24-34%, а если учесть массы их. заключенные в Fe-Mn конкрешиях. то до 32-58% (см. табл. 42 и 43). Значительная часть общей массы осадка и элементов на реальном профиле приходится на зоны V и VI, т.е. на район подводных гор Маркус-Неккер и Гавайские острова. Эти внутренние источники сноса с узкой полосой влияния образуют большие абсолютные массы осадка (и элементов) и искажают картину пелагического осадконакопления. Чтобы снять это искажающее влияние на распределение приведенных абсолютных масс, мы условно исключаем из расчетов внутренние источники сноса (Гавайи и Маркуо-Неккер), а абсолютную массу каждого элемента для всей пелагической зоны берем как среднее из абсолютных масс для зон ЦVБ запада и востока. При таком подходе распределение приведенных масс несколько изменяется: они значительно возрастают в трех прибрежных зонах и соответственно уменьшаются в пелагических осадках (зоны IVA, IVB, V, VI), составляя здесь 24,4% для осадка, 27-29% для подгруппы Fe, 29-35% для халькофильных, 37-52% для подгруппы Mn (см. табл. 42, 43). Распределение приведенных абсолютных масс на условном профиле дано на фиг. 67. где незаштрихованные фигуры представляют собой приведенные массы осадка, заштрихованные - приведенные массы элементов.

. Механизм распределения элементов Fe-Mn группы

Оба варианта профиля, отличаясь деталями, не имеющими принципиального значения, в общем выражают одни и те же закономерности распределения осадочного материала, достаточно четко выраженные в табл. 44 и на фиг. 68. Здесь показано распределение приведенных масс, суммированных по одинаковым типам осадков западной и восточной частей профиля. Поэтому фиг. 68, не вскрывая отдельных особенностей распределения элементов в разных точках профиля, отражает общий ход процесса осадкообразования в океане от прибрежных его частей до центральных пелагических районов. На фигуре видно, что по направлению от пелагиали к берегу (точнее, к трем первым, а для некоторых элементов - к двум первым прибрежным зонам) быстро растут и общие абсолютные массы осадка в целом и абсолютные массы каждого алемента. Это доказывает, что подача осадочного материала шла с берега, однозначно свидетельствует о ведущей роли терригенной седиментации в океане. Решающая роль континентального стока в океанском осадкообразовании ярче проявляется на условном профиле, где на три прибрежные зоны западной и восточной частей вместе приходится 76% всей массы осадка, 73-71% всей массы элементов подгруппы Fe, 70-67% всей массы халькофильных,

			Вариант	г] – геали	ыный профи	ть	
Ком <u>-</u> понент	I+I	11 + 11	111 + 111	IVA + IVA	IVE+IVE	V + VI	(IVB + IVB + + V + VI): (I + I)
Осадок	18,3	23,7	20,7	1 3, 6	2,8	20,8	1,29
Fe	18,0	18,3	20,4	14,7	3,6	25,1	1,60
V	15,9	25,4	21,7	16,5	2,8	17,8	1,30
Cr	20,0	22,8	15,7	14,3	3, 1	2 3, 9	1,35
Cu	9,8	17,0	29,4	16,4	5,7	21,7	2,80
Zn	14,6	25,1	20,8	15 ,3	5,1	17,6	1,56
Рь	11,8	21,8	24,1	16,4	4,4	21,4	2,19
As	18,9	15,8	18,4	16,9	5,9	24,2	1,60
Mo	13,7	17,4	21,5	26 ,3	5,9	15,3	1,55
Mn	3,8	5,2	3 9,2	25,0	6,0	20,8	7,00
Ni	10,7	15,8	27,5	19,3	5,3	21,4	2,50
Co	8,3	7,6	21,8	20,4	8,9	33,2	5,10

Приведенные абсолютные массы суммарно по одинаковым типам осадков западной и восточной частей профиля (%)

Таблица 44 (окончание)

			Вариант II	- условный	профиль	
Ком– понент	I+I	II + II	III + III	IVA + IVA	IVБ (объ- единенная)	IVБ (объ- единенная) :(I+I)
Осадок	22,0	28,6	24,9	16 ,3	8,2	0,37
Fe	22,6	23,0	25,6	18,5	10,3	0,45
V	18,3	29,4	25,1	19,1	8,2	0,45
Cr	24,9	28,4	19,5	17,7	9,3	0,37
Cu	11,4	19,8	34,3	19,2	15,2	1,33
Zn	16,5	28,7	24,9	17,6	11,8	0,72
Pb	14,0	25,9	28,6	19,5	12,1	0,86
As	22,9	19,1	22,4	20,5	14,8	0,65
Mo	14;8	18,8	23,2	28,2	15,2	1,03
Mn	4,3	6,0	45,1	28,8	15,7	3,65
Ni	12,4	18,4	32,1	22,5 [·]	14,6	1,18
Co	10,7	9,7	28,0	26,2	25,4	2,37

62-48% всей массы элементов подгруппы Mn. А на общирную территорию пелагической зоны IVE, составляющей больше половины профиля, приходится всего лишь 7,4% общей массы осадка, 8-10% общей массы элементов подгруппы Fe, 12-15% массы халькофилов, 15-25% массы элементов подгруппы Mn.

Из сравнения двух вариантов профиля (см. фиг. 68) видно, что внутренние источники осадочного материала (гавайский вулканизм с узкой полосой влияния и эксгаляции, влияние которых ограничивается зонами III и II) в принципе не изменяют, а лишь усложняют картину терригенной седиментации в изучаемой области океана. На фиг. 68 видно, что в двух прибрежных зонах профиля приведенные массы осадка выше приведенных масс элементов, в пелагических же зонах наоборот – приведенные массы всех элементов выше



Фиг. 68. Распределение на условном (*a*) и реальном (*b*) профилях приведенных абсолютных масс элементов и осадка суммарно по одинаковым типам осадков западной и восточной частей профиля (для I синхроничного слоя) (%)

приведенных масс осадка. Но при общности принципиальной схемы распределения у разных элементов проявляются и индивидуальные черты, обусловленные их разной геохимической подвижностью. У подвижных элементов их приведенные массы все больше превышают приведенные массы осадка, а их максимумы все больше смещаются вправо, в сторону пелагиали, определяя, таким образом, все больший сдвиг абсолютных масс элементов относительно абсолютных масс осадка и все больщую долю массы элемента, выносимую в пелагиаль, а следовательно, более высокое процентное содержание в пелагиали. Все эти черты распределения элементов Fe-Mn группы в океанических осадках определяются механическим фракционированием осадочного материала, которое происходит на всем протяжении профиля и приводит к резкому снижению абсолютных масс элемейтов и росту их процентных содержаний в пелагическом направлении; причем, как уже было показано, в этом процессе существует постоянная связь процентных содержаний с гранулометрией осадка, т.е. чем выце в осадке содержание тончайшей фракции – главной носительницы микроэлементов, тем выше их процентные содержания. Н.М. Страховым [19766] показано, что распределение на площади океанического бассейна осадка в целом и отдельных элементов определяется гидродинамикой океана. Через фракционирование взвесей гидродинамический режим порождает своеобразные черты размещения большинства элементов в осадках, когда зонам циркулярных течений отвечают повышенные абсолютные массы и низкие процентные содержания элементов, а халистазам, лежащим внутри этих течений, соответствуют пониженные абсолютные массы и повышенные их процентные содержания.

В распределении элементов на профиле, особенно широтном, влияние гидродинамики сказывается слабее, чем на плошади, но и на профиле отдельные черты гидродинамического режима улавливаются достаточно четко. Особенно это заметно в восточной части профиля. Калифорнийское течение, которое представляет собой одну из прибрежных ветвей северотропического круговорота, является барьером для поступления осадочного материала с мексиканского побережья в пелагиаль. За пределами его, уже в зоне II, скорости осадконакопления резко падают от 30-40 мм в тысячу лет в зоне I до 3-10 мм в тысячу лет в зоне II. Это вызывает резкое и быстрое убывание абсолютных масс осадка и элементов, большую, чем на западе, сдвинутость к побережью зон II, III, IVA и меньшую, чем на западе, ширину их. Наконец, имеющий место у берегов Америки подъем глубинных вод с высоким содержанием биогенных элементов определяет высокую продуктивность планктона и высокое содержание Сорг (до 8%) в прибрежных осадках восточной части профиля. А высокое содержание органического вещества делает прибрежные осадки на востоке более восстановленными, чем на западе, поэтому здесь ярче выражены процессы сульфидообразования и интенсивнее перераспределение элементов в диагенезе между восстановленной толщей и окисленными верхними слоями осадков.

ПОДГРУППА ЭЛЕМЕНТОВ-ГИДРОЛИЗАТОВ

Из числа элементов этой подгруппы нами рассмотрены шесть: Al, Ti, Ga, Zr, Nb и Ta. Было изучено распределение их процентных содержаний в осадках I синхроничного слоя и во всей толше осадков, вскрытых колонками. Для I синхроничного слоя рассчитаны абсолютные массы элементов и проанализировано их распределение в разных литолого-фациальных зонах, с помощью метода приведенных абсолютных масс прослежен реальный ход распределения общей маосы каждого элемента на профиле.

Алюминий и титан определены классическими методами мокрой химии в химической лаборатории Геологического института АН СССР. Использовались также определения Ті, выполненные в лаборатории химии океана Института океанологии АН СССР. Ga и Z_г определялись колориметрически, Nb и Taэкстракционно-фотометрическим методом. В мономинеральных образцах и частично в размерных фракциях для определения Al и Ti применялся микроанализ. Всего было выполнено более 500 определений Ti,около 400 Al, около 300 Ga и Zr, более 100Nbи Ta. Полученные данные сведены в табл. 45-48¹,

¹Содержания Zr завышены по сравнению с данными других исследователей [Boström, 1973; Лукашин, 1974; и др.], что является особенностью применявшегося нами аналитического метода.

2-01/01/2			. I					· H					111		
элемент	6159	6158	6160	6161	Среднее	6162	6163	6164	6166	Среднее	6168	6169	6167	6171	Среднее
	1	1	1	<u> </u>	1 1	Ιc	і — 	ічный с	гой слой	1			1	1	
Al Ti Zr Ga Nb Ta	7,5 0,42 56 16 5,7 0,2	6,6 0, 3 6 200 16 6,7 0,2	6,1 0,33 252 17 5,2 0,3	6,4 0,36 92 27 3,4 0,2	6,65 0, 3 7 151 19 4,9 0,2	7,2 0,38 200 21 -	7,1 0,34 230 21 -	6,5 0, 3 6 209 32 7,9 0,2	6,8 0, 3 7 166 18 7,8 0,2	6,9 0, 3 6 201 2 3 7,8 0,2	7,1 0,38 179 19 4,8 0,25	7,4 0, 3 4 212 22 7,8 0, 2 5	8,0 0, 3 6 235 28 7,9 0,2	8,0 0, 3 6 286 29 8,8 0,2	7,6 3 0,36 228 25 7,4 0,22
						Πc	инхрон	ичный о	слой						
Al Ti Zr Ga		7,53 0,36 96 15	4,59 0,32 288 15	6 ,3 7 0,31 84 21	6,16 0,33 156 17	6,86 0,34 196 19	5,76 0 , 28 1 3 6 22	6,25 0, 3 8 222 2 3	7,19 0, 3 8 207 18	6,51 0, 3 4 190 20	7,10 0 ,3 8 222 10	7,22 0 ,3 8 224 22	8,19 0,35 262 25	7,73 0,37 222 26	7,56 0,37 232 21

Таблица 45. Средневовешенные содержания элементов в I и II синхроничных слоях осадков профиля (в пересчете на бескремнисто-бескарбонатное вещество) по зонам и станциям (Al, Ti в %, остальные - в 10-4 %)

Таблица 45 (продолжение)

		11	/A			IVБ				V			11	5
Элемент	6172	6173	6174	Среднее	6175	6176	Среднее	611	612	61 9	Среднее	615	625	Среднее
	1 1			T		Іси	т- нхроничн	і — — ЫВСЛО	· 立		l	, ,		•
Al Ti Zr Ga Nb Ta	7,8 0,41 244 21 11, 3 0,6	8,5 0,45 200 - -	7,8 0,50 264 32 14,8 0,5	8,0 0,45 2 3 6 26,5 12, 3 0,55	8,98 0,50 266 38 16,9 0,4	8,3 0,49 229 31 17,6 0,4	8,64 0,49 247,5 34,5 17,3 0,4	6,32 0,61 203 32 -	8,11 0,6 3 190 41 -	8,10 0,57 128 32 - -	7,51 0,60 173 35 -	8,48 0,79 197 4 3 -	9,05 1,07 - - -	8,68 0,93 197 43 -
						ІІ си	ңхроничн	ый сло	Ť					
Al Ti Zr Ga	8,18 0,41 2 3 6 21	7,79 0,43 170 26	- - -	7,98 0 ,42 203 23	8,9 0,51 266 28		8,9 0,51 266 28	5,27 0,62 _	8,3 0,63 - -	8,8 0,55 - -	7,4 6 0,61 - -	8,54 0,78 248 48	9,05 1,09 84 -	8,79 0,9 3 166 48

Таблица 45 (продолжение)

	V						1	V.		IVБ						
Элемент	626	627	628	629	Среднее	641	678	677	Среднее	64 3	645	647	649	651	Среднее	
І синхронычный слой															1	
A 1	7.64	6.83	7.34	7.79	7.4	6.50	5.60	6.08	6.0 3	8.2	6.77	7.5 3	8,26	8,54	7,86	
Ti	1.11	1.43	1.80	2.0	1.60	1.16	1.26	0.80	1.08	0.64	0.64	0.62	0.52	0.50	0,60	
Žr	157	230	233	235	214	202	215	244	229	286	290	299	268	264	281	
Ga	-	54	37	37	43	43	40	27	3 6	53	41	53	40	41	46	
Nb	-	_		_	-	_	-	-	-		-	-	-	-	-	
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
•						1	І синхр	оничный	слой							
Al	8.34	6.25	-	-	7.3	7.18	6.86	-	7.02	-	-	8,63	-	7,22	7,83	
Ti	1.21	1.39	_ ·	-	1.30	1.03	0.98	.0.98	1:00	0.73	0,70	0.63	·•••	0,52	0,65	
Zr	294	168	-	-	231	166	143		155	Не опр.	-	203	-	-	203	
Ga	40	28	-	-	34	39	40	-	40		-	41	-	-	41	

Таблица 45 (окончание)

	1 V A	1		[•	11			1			
653	675	Среднее	655	674	673	Среднее	672	671	Среднее	670	669	668 7,92 0,40 235 27 - -	Среднее
					І синх	і роничный	слоя	,			•		1
7.64	7.56	7.60	6.99	7.40	7.75	7.38	7.33	7,75	7,54	6,71	7,40	7,92	7,34
0.50	0.46	0.48	0.43	0.44	0.40	0.42	0.31	0.34	0.33	0,29	0,33	0,40	0,34
243	257	250	222	196	237	224	195	162	179	189	188	235	204
40	40	40		3 9	35	37	26	24	25	21	23	27	24
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
					П синх	роничный	слой						
7.6	7.8	7.7	_	7.26	7.15	7.21	6.60	6,98	6.75	-	7,36	6,87	7,12
0.50	0.47	0.48	0.38	0.44	0.39	0.40	0,34	0.34	0.34	-	0,32	0,40	0,36
	169	169	227	125	201	184	112	227	169	-	182	203	193
35	38	3 6		36	42	39	24	-	24	-	-	-	-
	7,64 0,50 243 40 - - 7,6 0,50 - 35	7,64 7,56 0,50 0,46 243 257 40 - - - 7,6 7,8 0,50 0,47 - 169 35 38	553 675 Среджее 7,64 7,56 7,60 0,50 0,46 0,48 243 257 250 40 40 40 - - - 7,6 7,8 7,7 0,50 0,47 0,48 - - - 7,6 7,8 7,7 0,50 0,47 0,48 - 169 169 35 38 36	553 675 Среджее 655 7,64 7,56 7,60 6,99 0,50 0,46 0,48 0,43 243 257 250 222 40 40 - - - - - 7,6 7,8 7,7 - 7,6 7,8 7,7 - 0,50 0,47 0,48 0,38 - 169 169 227 35 38 36 -	553 675 Среджее 655 674 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 243 257 250 222 196 40 40 - 39 - - - - - - - - 7,6 7,8 7,7 - 7,26 0,50 0,47 0,48 0,38 0,44 - - - - - 7,6 7,8 7,7 - 7,26 0,50 0,47 0,48 0,38 0,44 - 169 169 227 125 35 38 36 - 36	653 675 Среджее 655 674 678 1 ских 1 ских 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 243 257 250 222 196 237 40 40 - 39 35 - - - - - - - - - - 7,6 7,8 7,7 - 7,26 7,15 0,50 0,47 0,48 0,38 0,44 0,39 - - - - - - - 7,6 7,8 7,7 - 7,26 7,15 0,50 0,47 0,48 0,38 0,44 0,39 - 169 169 227 125 201 35 38 36 - 36	653 675 Среднее 655 674 673 Среднее 1 синхроничный 1 синхроничный 1 синхроничный 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 7,38 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 0,42 243 257 250 222 196 237 224 40 40 - 39 35 37 - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - 50 0,47 0,48 0,38 0,44	653 675 Среднее 655 674 678 Среднее 672 1 синхроничный слой 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 7,38 7,33 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 0,42 0,31 243 257 250 222 196 237 224 195 40 40 - 39 35 37 26 - - - - - - - - 1 синхроничный слой 7,6 7,8 7,7 - 7,26 7,15 7,21 6,60 0,50 0,47 0,48 0,38 0,44 0,39 0,40 0,34 - 169 169 227 125 201 184 112 35 38 36 - 36 42 39 24	653 675 Среднее 655 674 673 Среднее 672 671 1 синхроничный слой 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 7,38 7,33 7,75 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 0,42 0,31 0,34 243 257 250 222 196 237 224 195 162 40 40 - 39 35 37 26 24 - - - - - - - - 1 синхроничный слой слой - <td>653 675 Среднее 655 674 678 Среднее 672 671 Среднее 1 синхроничный слой 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 7,38 7,33 7,75 7,54 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 0,42 0,31 0,34 0,33 243 257 250 222 196 237 224 195 162 179 40 40 - 39 35 37 26 24 25 -</td> <td>653 675 Среднее 655 674 673 Среднее 672 671 Среднее 670 1 синхроничный слой - - - - - - 671 Среднее 670 670 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 7,38 7,33 7,75 7,54 6,71 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 0,42 0,31 0,34 0,33 0,29 243 257 250 222 196 237 224 195 162 179 189 40 40 - 39 35 37 26 24 25 21 -<!--</td--><td>653 675 Среднее 655 674 673 Среднее 672 671 Среднее 670 669 1 синхроничный слой 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 7,38 7,33 7,75 7,54 6,71 7,40 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 0,42 0,31 0,34 0,33 0,29 0,33 243 257 250 222 196 237 224 195 162 179 189 188 40 40 - 39 35 37 26 24 25 21 23 -<td>653 675 Среднее 655 674 678 Среднее 672 671 Среднее 670 669 668 1 синхроничный слой 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 7,38 7,33 7,75 7,54 6,71 7,40 7,92 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 0,42 0,31 0,34 0,33 0,29 0,33 0,40 243 257 250 222 196 237 224 195 162 179 189 188 235 40 40 - 39 35 37 26 24 25 21 23 27 -</td></td></td>	653 675 Среднее 655 674 678 Среднее 672 671 Среднее 1 синхроничный слой 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 7,38 7,33 7,75 7,54 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 0,42 0,31 0,34 0,33 243 257 250 222 196 237 224 195 162 179 40 40 - 39 35 37 26 24 25 -	653 675 Среднее 655 674 673 Среднее 672 671 Среднее 670 1 синхроничный слой - - - - - - 671 Среднее 670 670 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 7,38 7,33 7,75 7,54 6,71 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 0,42 0,31 0,34 0,33 0,29 243 257 250 222 196 237 224 195 162 179 189 40 40 - 39 35 37 26 24 25 21 - </td <td>653 675 Среднее 655 674 673 Среднее 672 671 Среднее 670 669 1 синхроничный слой 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 7,38 7,33 7,75 7,54 6,71 7,40 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 0,42 0,31 0,34 0,33 0,29 0,33 243 257 250 222 196 237 224 195 162 179 189 188 40 40 - 39 35 37 26 24 25 21 23 -<td>653 675 Среднее 655 674 678 Среднее 672 671 Среднее 670 669 668 1 синхроничный слой 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 7,38 7,33 7,75 7,54 6,71 7,40 7,92 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 0,42 0,31 0,34 0,33 0,29 0,33 0,40 243 257 250 222 196 237 224 195 162 179 189 188 235 40 40 - 39 35 37 26 24 25 21 23 27 -</td></td>	653 675 Среднее 655 674 673 Среднее 672 671 Среднее 670 669 1 синхроничный слой 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 7,38 7,33 7,75 7,54 6,71 7,40 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 0,42 0,31 0,34 0,33 0,29 0,33 243 257 250 222 196 237 224 195 162 179 189 188 40 40 - 39 35 37 26 24 25 21 23 - <td>653 675 Среднее 655 674 678 Среднее 672 671 Среднее 670 669 668 1 синхроничный слой 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 7,38 7,33 7,75 7,54 6,71 7,40 7,92 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 0,42 0,31 0,34 0,33 0,29 0,33 0,40 243 257 250 222 196 237 224 195 162 179 189 188 235 40 40 - 39 35 37 26 24 25 21 23 27 -</td>	653 675 Среднее 655 674 678 Среднее 672 671 Среднее 670 669 668 1 синхроничный слой 7,64 7,56 7,60 6,99 7,40 7,75 7,38 7,33 7,75 7,54 6,71 7,40 7,92 0,50 0,46 0,48 0,43 0,44 0,40 0,42 0,31 0,34 0,33 0,29 0,33 0,40 243 257 250 222 196 237 224 195 162 179 189 188 235 40 40 - 39 35 37 26 24 25 21 23 27 -

.

Отношения процентных содержания (%) и абсолютных масс (m) элементов-гидролизатов разных зон к их содержаниям в прибрежных зонах (I)

Компонент			31	ападная часть п	рофиля			Восточная часть профиля						
		I	II	III	ĪVA	ĮVБ	ĮVБ	IVA	III.	II	1			
Осадок	m	1	0,75	0,61	0,22	0,023	0,015	0,05	0,19	0,28	' 1'			
Al	% m	1 1	1, 04 0,74	1,15 0,74	1,20 0,28	1 ,3 0 0 ,031	1,07 0,018	1,0 3 0,05	1,01 0,20	1,0 3 0,30	1 1			
Ti	% m	1 1	0,97 0 ,7 0	0,97 0,62	1 ,22 0,28	1 ,33 0,0 3 2	1,76 0,028	1 ,41 0,07	1 ,23 0 , 26	0,97 0,28	1 1			
Zr	% m	1 1	1 ,33 0,91	1,51 0,9 3	1,56 0, 3 5	1,6 3 0,0 3 7	1 ,3 8 0 , 021	1,2 3 0,06	1,10 0,19	0,88 0,20	1 1			
Ga	% m	1 1	1,21 0,8 3	1,32 0,85	1 ,3 9 0 ,33	1,82 0,044	1,92 0,0 3	1,67 0,09	1,54 0, 3 6	1,04 0,45	1 1			
Nb	% m	1 1	1,59 1,24	1,51 0,94	2,51 0,59	3, 5 3 0,08	-	-		-	-			
Ta	% m	1 1	1,00 0,71	1,1 0,71	2,75 0,57	2,1 0,04 3	-	-	- -	-	-			

Таблица 47

Средние содержания элементов-гидролизатов во фракции <0,001 мм осадков разных литолого-фациальных зон (Al и Ti в %, Zr и Ga в 10-4%)

Эдемент		Запа	дная часть	профиля					филя			
	I	II	in	IVA	IVB	Коэффиц центрац	иенты кон	IVE	IVA	III	II	I
A1	6,14	6,94	8,01	9,35	9,06 [,]	1,42	1,27	8,71	-	8,0	7,14	6 , 87
Ti	0,33	0,37	0,43	0,46	0,51	1,55	1,64	0,54	-	0 ,3 6	0 ,3 1	0 ,3 3
Zr	165	178	229	242	292	1,76	1,43	2 3 0	215	204	154	160
Ga	20	29	52	62	54	2,70	2,04	49	-	-	40	24
*Отношени	е содержани	и элемени	юв в пелаги	ческой зон	ә(IVБ) кл	их содержани	ям в при б реж	кной зоне	(1).			

Распределение процентных содержаний (в осадке) и абсолютных масс элементов-гидролизатов в I синхроничном слое (содержание A] и Ti в %, остальных - в 10⁻⁴%; абсолютные массы A] и Ti в г/см², остальных ~ в мг/см²)

Компонент		1	Û	III	IVA	ĮVБ	V	IVБ	v	'I ·	IVB	ΓνΑ	111	II	I
Среднее содержание элементов,	Al Ti Zr Ga Nb Ta	6,28 0,35 148,9 17,1 4,6 0,2	6,25 0, 3 3 181,5 19,7 7,0 0,2	7,63 0,36 228 25,0 7,4 0,22	8,00 0,45 236 26,5 12,3 0,55	8,64 0,49 247,5 3 4,5 15,0 0,42	6,11 0,54 141 28,0	8,68 0,93 197 43,0	5,05 0,98 146 28,0 -	6,03 1,08 229 36,0 -	7,71 0,59 2 75 45,0 -	7,55 0,47 248 40,0	7,24 0,41 220 3 6,0 -	7,08 0,30 168 2 3 ,0 -	6,63 0,30 184 22,0 -
Средние абсолютные массы	Осадок Al Ti Zr Ga Nb Ta	354 22,23 1,24 52,70 6,06 1,6 0,07	265 16,56 0,87 48,10 5,21 1,9 0,05	215 16,40 0,77 49,0 5,37 1,6 0,05	79 6,34 0,35 1 8, 64 2,1 1,0 0,04	8 0,69 0,04 1,98 0,28 0,12 0,003	26 1,59 0,14 3,67 0,73	27 2,34 0,25 5,32 1,16 - -	223 11,26 2,19 32,56 6,24 -	42 2,53 0,45 9,62 1,51 -	7 0,54 0,04 1,92 0,31 -	22 1,66 0,10 5,46 0,88	88 6,37 0,36 19,36 3,17 - -	131 9,27 0,39 22,01 3,01	468 31,03 1,40 86,11 10,30
% от об- щей приве- денной мас- сы по профилю	Ocagon Al Ti Zr Ga	15,4 13,6 14,3 11,7 10,7	25,0 22,0 21,7 2 3, 2 19,9	18,7 20,0 17,8 21,9 18,9	14,9 16,8 17,5 18,0 16,1			7,4 9,2 11, 10, 12,	4 8 ,9	1,6 1,7 1,9 2,0 2,6	6,4 6,5 6,9 2,7 9,3	3,8 3,8 3,0 3,3 3,5	6,8 6,3 5,4 6,4 6,1		

на основании которых составлены теохимические профили с помощью метода профильных изолиний [Страхов, 1972], графики распределения процентных содержаний элементов (фиг. 69–72), их абсолютных масс (фиг 73) и приведенных абсолютных масс (фиг. 74, см. вкладку).

Распределение процентных содержаний элементов-гидролизатов

Основные особенности распределения процентных содержаний элементов-гидролизатов во всей толще осадков, вскрытых колонками, отчетливо видны на геохимических профилях (см. фиг. 69-72). Для всех рассмотренных элементов характерен рост содержаний от прибрежных зон (восточной и западной) к пелагическим зонам океана. В прибрежной, гемипелагической и в меньшей степени в переходной зонах им свойственно пятнистое распределение в толще осадков. В однородных пелагических красных глинах содержания элементов выравниваются. Для элементов-гидролизатов характерно также отсутствие закономерных изменений концентраций по вертикали. В пелагической зоне сравнительно ровные содержания прослеживаются вплоть до низов разреза. т.е. для толщи осадков, формирование которой соответствует периоду времени порядка 5 млн. лет. Однородность распределения элементов-гидролизатов в пелагической зоне нарушается в областях подводного поднятия Маркус-Неккер и Гавайских островов. Так, для этих зон характерно заметное обогащение осадпри обычных, а в ряде мест пониженных содержаниях Al и Zr. Резков Ті кий максимум содержаний Ті ограничен узкой областью, примыкающей к Гавайям.

Количественное выражение этих закономерностей целесообразно проследить в одновозрастной толще осадков I синхроничного слоя. Как видно из данных табл. 45, среднее содержание в І синхроничном слое в западной части профиля растет плавно и постепенно от 6,65% в прибрежной зоне до 8,64% в зоне IVБ. Средние содержания Ті в зонах I-III одинаковые (0,36-0,37%) и возрастают в зоне IVB до 0,49%. Концентрации Zr и Ga изменяются постепенно и увеличиваются: первого от 151·10⁻⁴% в прибрежной зоне до 247,5 \cdot 10-4% в зоне IVE, второго соответственно от 19 до 34,5 \cdot 10-4%. Среднее содержание Nb в прибрежной зоне составляет 4,9 · 10⁻⁴% и возрастает в зоне IVБ до 17,3 · 10-4%. Средние содержания Та увеличиваются от 0,2 · 10⁻⁴% в прибрежной зоне до 0,4 · 10⁻⁴% в зоне IVE, В восточной части профиля средние концентрации элементов в направлении от берега (зок пелагиали (зона IVB) возрастают следующим образом: Al от 7,34 на I) до 7,86%; Ті от 0,34 до 0,60%; Zr от 204 до 281 · 10⁻⁴; Ga от 24 до 46 ·10-4. Nb и Та в осадках восточной части профиля не определялись. Показателем степени роста может служить величина отношения средних процентных содержаний элементов в пелагической зоне IVБ к их средним содержаниям в прибрежной зоне (см. табл. 46). Для Al это отношение (коэффициент концентрирования) составляет в западной части профиля 1,30, в восточной -1,07, для Ті – 1,33 и 1,76, для Zr – 1,63 и 1,38, для Ga – 1,82 и 1,92 соответственно. Коэффициенты концентрирования Nb и Ta в пелагических осадках западной части профиля соответственно равны 3,06 и 2,0. Анализ распределения процентных содержаний элементов-гидролизатов на профиле показывает закономерный, но в общем небольшой их рост от берега к пелагиали, что является характерной особенностью этой группы элементов. Коэффициенты их концентрирования невелики и колеблются у разных элементов от 1,07 до 3,06. В зависимости от величин этих коэффициентов все изученные элементы можно расположить в виде рядов подвижности:

западная часть профиля: Al – Ti – Zr – Ga – Ta – Nb 1,30 1,33 1,63 1,82 2,0 3,53 ' восточная часть профиля: Al – Zr – Ti – Ga 1,07 1,38 1,76 1,92 '



Фиг. 69. Распределение Al в осадках профиля (%)

l - < 6; *2* - 6-7; *3* - 7-8; *4* ->8. На фиг. 69-72 на нижних графиках показано распределение средних содержаний Al, Ti (%), Zr, Ga (10-4%) в осадках I синхроничного слоя. Сплошная линия вверху - нижняя граница I синхроничного слоя












Фиг. 73. Распределение абсолютных масс элементов-гидролизатов Al, Ti. (г/см²), Zr, Ga (мг/см²) в синхроничном слое осадков

1 - график, построенный по средним величинам абсолютных масс в разных литолого-фациальных зонах; 2 - график, построенный по средним величинам абсолютных масс в колонках станций





Фиг. 73. Распределение абсолютных масс элементов-гидролизатов Al, Ti. (г/см²), Zr, Ga (мг/см²) в синхроничном слое осадков

1 - график, построенный по средним величинам абсолютных масс в разных литолого-фациальных зонах; 2 - график, построенный по средним величинам абсолютных масс в колонках станций Повышенное значение коэффициента концентрирования Ti в восточной части профиля объясняется высокими содержаниями этого элемента в глинистых илах вблизи Гавайских островов (зона IVБ, восточная), что связано с переотложением продуктов изменения гавайских базальтов. Это обстоятельство является причиной смещения Ti вправо в ряду подвижности восточной части профиля.

Для интерпретации общей картины распределения процентных содержаний элементов-гидропизатов на профиле коротко проенализируем особенности гранулометрии и минералогического состава осадков разных литологофациальных зон. Для осадков прибрежной зоны как на западе, так и на востоке характерны изменчивый гранулометрический состав (от песков до средних пелитов) и плохая их сортировка по размеру зерен. Содержание фракции <0.001 мм колеблется в широких пределах: от 2-5 до 30-35% (см. табл. 5). Для них характерна обогащенность неравномерно распределенными в осадке обломками вулканических пород и слагающих их минералов. На западе преобладают обломки андеэитов, пемэы и частицы кислого вулканического стекла, на востоке распространены обломки кислых и основных, а также осадочных и метаморфических пород. Преобладающими минералами тяжелой подфракции как на западе, так и на востоке являются магнетит и пироксены. Осадки гемипелагической и переходной зон более тонкие, степень их сортировки несколько более высокая.

Содержание фракции <0,001 мм непостоянно, но в целом возрастает по сравнению с прибрежными илами и в большинстве случаев составляет 20-40%. Комплексы аллотигенных минералов в осадках этих же зон практически те же, что и в прибрежной, однако общее их содержание заметно сокращается, несколько изменяются количественные соотношения, увеличивается примесь кислой пирокластики.

В глубоководных котловинах пелагической области океана (зоны IVA и IVБ) гранулометрический состав осадков становится однородным. Они представлены пелитами с содержанием субколлоидной фракции до 40-50%. Терригенные минералы в крупных фракциях практически отсутствуют. Алевритовая примесь состоит в основном из пирокластического и золового материала (вулканические стекла, кварц, полевые шпаты), а также из аутигенных минералов (цеолиты, Fe-Mn микроконкреции). Однородность пелагических осадков нарушается в областях подводного поднятия Маркус-Неккер и в районе Гавайских островов (зоны V и VI), где осадки более грубые и отличаются пестротой гранулометрического и минералогического состава. Песчано-алевритовые фракции этих осадков обогашены продуктами переотложения океанических базальтов. В составе тяжелой подфракции главная роль принадлежит магнетиту и пироксенам. Это обогащение хорошо объясняет резкий максимум титана (в среднем до 1,4%) в осадках района Гавайских островов.

Таким образом, в направлении от берега к пелагиали происходит смена более грубых и пестрых по гранулометрическому и минералогическому составу осадков тонкими, однородными глинистыми илами. Важно отметить при этом, что изменение гранулометрических типов осадков происходит не плавно, а с заметными колебаниями, особенно в зонах I-III.

Корреляция процентных содержаний элементов с гранулометрией является . основанием для изучения их распределения в размерных фракциях, что необходимо для расшифровки механизма накопления элементов в осадках профиля. Для этого были построены графики распределения элементов-гидролизатов в разных гранулометрических типах осадков (фиг. 75). На графиках видно практически полное. совпадение контуров, показывающих распределение фракций в осадке с контурами распределения в нем элементов-гидролизатов. Таким образом, та часть, которая вносится каждой фракцией в общее содержание элемента в осадке, близко соответствует содержанию в нем самой фракции. Эти данные свидетельствуют о преимущественном нахождении элементов-гидролизатов в кристаллической структуре минералов. Они указывают также на ограниченное



Фиг. 75. Распределение элементов-гидролизатов в разных гранулометрических типах осадков

1 - содержание фракций в осадке (%); 2 - содержание элементов во фракциях (%)

развитие в осадках подвижных форм элементов. Вместе с тем следует отметить, что пелитовая фракция, как правило, обогащена некоторыми из элементов-гидролизатов. Обогащение проявляется по-разному у разных элементов. Как видно на фиг. 75, из четырех элементов (Al, Ti, Zr, Ga) оно наиболее ярко проявляется у галлия. Распределение по фракциям наиболее подвижных гидролизатов (Ta и Nb) не изучалось. В табл. 47 показаны средние содержания Al, Ti, Zr, Ga в субколлоидной фракции осадков разных литолого-фациальных зон. Из таблицы следует закономерное увеличение концентрации всех элементов в тонкой фракции в направлении от берега к пелагиали. По степени обогощения тонкой фракции пелагических илов рассмотренные элементы образуют ряды:

западная часть профиля: Al – Ti – Zr – Ga 1,42 1,55 1,76 2,70' восточная часть профиля: Al – Zr – Ti – Ga 1,27 1,43 1,64 2,04.

Эти ряды соответствуют рядам подвижности, выявленным для осадка в целом. Обогащение фракции < 0,001 мм пелагических илов (зона IVБ) по сравнению с той же фракцией прибрежных осадков позволяет предполагать наличие у элементов-гидролизатов подвижных форм. Оно незначительно и проявляется, как видно из приведенных рядов, в разной степени у разных элементов. Присутствие свободных форм гидролизатов в пелагических осадках подтверждается обогащением некоторыми элементами Fe-Mn конкреций. Так, например, содержание Zr в конкрециях как в западной, так и восточной частях профиля примерно в 4-5 раз выше, чем в пелагических осадках, и максимально достигает 1245 · 10⁻⁴% (имическая лаборатория Геологического института АН СССР). Fe-Mn конкреция в пелагических осадках западной части профиля значительно обогащены также Nb₄, содержание которого составляет 56·10⁻⁴% (ст. 6177) при 14-15·10⁻⁴% во вмещающих илах [Пушкина, 1974]. По данным М.А. Глаголевой [1972], коэффициент концентрирования в конкрециях Ti составляет 3,5.

Итак, изучение процентных содержаний элементов-гидролизатов выявляет по крайней мере две основные особенности их распределения в осадках профиля. Первая особенность – рост процентных содержаний в направлении от берега к пелагиали, которая сочетается с увеличением степени дисперсности осадка и связана с постепенным, но в целом незначительным для гидролизатов накоплением в осадке подвижных форм. Вторая особенность – пятнистость распределения элементов вблизи берегов и в областях поднятий пелагической зоны. Она объясняется изменчивостью гранулометрического и минералогического состава осадков в этих областях.

Из табл. 45 следует, что закономерности распределения элементов, выявленные для I синхроничного слоя, сохраняются и для более древних осадков II синхроничного слоя, соответствующего той же продолжительности, что и первый слой (примерно 100 тыс. лет).

Распределение абсолютных масс элементов-гидролизатов

Процентные содержания элементов и абсолютные массы осадка были использованы для расчета абсолютных масс изученных элементов-гидролизатов с помощью метода, предложенного Н.М. Страховым и др. [1973]. Результаты расчетов представлены в табл. 48 и на фиг. 73. Как видно из этих данных, в отличие от процентных содержаний, которые возрастают к пелагиали, наблюдается закономерное и постоянное уменьшение абсолютных масс элементов по мере перехода от прибрежной зоны к пелагической. Средние абсолютные массы Al в западной части профиля изменяются от 22,23 г/см2 в зоне І до 0,69 г/см² в зоне IVБ. В областях поднятий пелагической зоны абсолютные массы А] изменяются в широких пределах (от 1.59 до 11.26 г/см²). Абсолютные массы Ті распределяются в осадках следующим образом. На западе они убывают от 1,24 г/см² в зоне I до 0,04 г/см² в some IVE; he boctoke - of 1,4 Γ/cm^2 is some 1 do 0,04 Γ/cm^2 is some IVE. В осадках подводных поднятий абсолютные массы Ті колеблются весьма заметно от 0,14 г/см² на гряде Маркус-Неккер до 2,19 г/см² в районе Гавайского сводового поднятия, для которого характерны как высокие абсолютные массы осадка, так и максимально высокие процентные содержания Ті. Абсолютные массы //г изменяются на западе от 52,7 мг/см² в І зоне до 1,98 мг/см² в

зоне IVE, на востоке от 86,11 до 1,92 мг/см² соответственно. Изменение абсолютных масс Ga выражается следующим образом. На западе, в зоне I, его абсолютная масса составляет 6,06 мг/см² и уменьшается до 0,28 мг/см в зоне IVБ. На востоке она изменяется от 10,3 мг/см² в прибрежной зоне І до 0.31 мг/см² в пелагической зоне IVB. В осадках подеодных поднятий значения абсолютных масс Ga колеблются от 0,73 до 6,24 мг/см², - от 3,67 до 32,56 мг/см². Абсолютные массы Nb и Ta рассчита-Zr ны только для западной части профиля, где они изменяются для Nb от 1.6 в зоне I до 0,12 мг/см². в зоне IVБ; для T_a от 0,07 мг/см² в прибрежной зоне I до 0,003 мг/см² в зоне IVБ. Механизм, создающий противоположную тенденшию в распределении процентных содержаний и абсолютных масс элементов железо-марганцевой группы, включающей гидролизаты, объяснен Н.М. Страховым [19766; Страхов и др., 1973]. Им сопоставлены особенности распределения абсолютных масс каждого элемента в отдельности с абсолютными массами осадка в целом. Мы применили тот же метод для объяснения механизма распределения элементов в осадках как западной. так и восточной частей профиля (от зоны I до зоны IVБ). Как следует из табл. 46, для осадка в целом отношение его абсолютной массы в пелагической зоне IVБ к абсолютной массе в зоне I составляет на западе 0.023. на востоке - 0,015. Отношения абсолютных масс элементов-гидролизатов для тех же двух крайних зон близки к этим значениям, но всегда немного их превышают, т.е. абсолютные массы элементов-гидролизатов в очень небольшой степени и несколько различной для разных элементов сдвинуты в пелагиаль относительно абсолютных масс осадка в целом. Для Al эти отношения составляют 0,031 для зепедной части профиля и 0,018 для восточной, для Ti 0,032 и 0,028, для Zr соответственно 0,037 и 0,021, для Ga 0,044 и 0,03. Для Nb и Ta это отношение в западной части профиля составляет соответственно 0,08 и 0,043. Сдвиг абсолютных масс всех элементов-гидролизатов в пелагиаль, максимальный у Nb и минимальный у Al. отражает относительную геохимическую подвижность элементов и объясняет увеличение их процентных содержаний в этом направлении.

Закономерное уменьшение абсолютных масс элементов-гидролизатов от берега к пелагиали нарушается в областях поднятий пелагической зоны и связано с влиянием внутреннего источника сноса. Резкий рост абсолютных масс всех элементов по сравнению с другими областями пелагической зоны объясняется прежде всего локальным увеличением абсолютных масс осадка, а для Ті также возрастанием его процентных содержаний. Реальная картина распределения общей массы каждого элемента на профиле может быть восстановлена с помощью метода приведенных абсолютных масс [Страхов и др., 1973]. Соответствующие данные приведены в табл. 48 и представлены в виде графиков на фиг. 74. При расчете таблицы и построении графиков, так же как и при расчетах приведенных абсолютных масс осадка, абсолютные массы элементов, связанные с внутриокеаническим источником, были исключены. Средняя абсолютная масса каждого элемента для всей пелагической зоны рассчитывалась как средняя из абсолютных масс элементов для эон IVБ (западной и восточной), которые, как правило, очень близки (см. табл. 48). Максимальное количество всех элементов-гидролизатов, так же как и основная масса осадка. накапливается у берегов.

В прибрежной и гемипелагической зонах (I и II) на западе отлагается 35,6% Al, на востоке – 10,1% от общей массы, что составляет в сумме 45,7%.В этих же зонах на западе накапливается 36% Ti, на востоке 8,4%, всего – 44,4%. Количество Zr в I и II зонах на западе составляет 34,9% от общей массы, на востоке – 10%, в сумме – 44,9%; количество Ga 30,6% на западе, 9,6% на востоке, всего – 40,2%. В этих же зонах сгружается 51% от общей массы осадка, из них на западе отлагается 40,4%, на востоке 10,6%. В зонах III и IVA абсолютные массы всех элементовгидролизатов уменьшаются, а на общирной территории пелагической зоны IVE протяженностью около 7500 км составляют всего лишь 9,2% общей массы Al. 11,4% Ti, 10,8 Zr и 12,9% Ga. Общая масса осадка в этой зоне составляет 7.4%. Распределение приведенных абсолютных масс элементов-гидролизатов на профиле хорошо видно на графиках (см. фиг. 74), где, помимо элементов-гидролизатов, построена кривая М, показывающая распределение общей массы осадочного материала. Кривые приведенных абсолютных масс элементов-гидролизатов в основном следуют этой кривой и близко повторяют друг пруга. что подтверждает вывод о преимущественной связи этих элементов с минеральными компонентами осадка и об ограниченном развитии их подвижных форм. Этим объясняется и четко асимметричное распределение гидролизатов на профиле, что связано с резко различной интенсивностью поставки осадочного материала с западных и восточных берегов (см. гл. 6). Из рассмотрения кривых следует также, что в прибрежных и гемипелагических зонах кривая М располагается несколько выше кривых приведенных масс гидролизатов, тогда как в пелагических зонах она проходит заметно ниже кривых всех элементов. Этот факт подтверждает более интенсивное накопление элементов-гидролизатов в пелагиали по сравнению с осадком.

ГЛАВА 7

ПЕРЕХОДНАЯ ГРУППА ЭЛЕМЕНТОВ. Фосфор, редкоземельные элементы и иттрий

При изучении механизма распределения элементов в осадках Тихого океана было установлено своеобразие фосфора, отличающее его как от элементов биогенной группы, так и от Fe-Mn группы [Страхов и др., 1973]. Своеобразие фосфора заключается в том, что, с одной стороны, он как один из важнейших биогенных элементов накапливается в составе органического вещества в зонах прибрежных осадков, с другой – образует очень хорошо и более резко выраженный максимум в зонах пелагических глубоководных красных глин океана, генетически связанный с обогащенностью этих осадков костным детритом, а также частично обеспечиваемый вхождением некоторого количества фосфора в минеральную гидроокисную фазу пелагических глин. Такое накопление фосфора в пелагиали сближает его по характеру распределения с Fe-Mn группой. Однако эта похожесть распределения фосфора и элементов Fe-Mn группы является формальной, так как накопление его и в прибрежных осадках и в осадках пелагиали связано с органогенным материалом, правда, в разных формах.

Проведенное позже изучение распределения в осадках Японского профиля группы редкоземельных элементов TR и иттрия [Волков, Фомина, 1973] показало, что они в целом близки в своем поведении к группе элементов Fe-Mn, однако резко выраженный в пелагиали максимум концентрации их в пелагических красных глинах связан с повышенным содержанием в костном фосфате. Этот факт позволяет объединить редкоземельные элементы вместе с фосфором и выделить их в отдельную переходную группу элементов [Страхов, 19766]. Следует еще раз подчеркнуть, что формально по характеру распределения процентных содержаний и абсолютных масс в осадках трансокеанского профиля P и TR близки к элементам Fe-Mn группы; природа пелагических максимумов содержания у описываемых элементов иная, что и делает правомерным их выделение в отдельную группу.

Помимо перечисленных выше работ, распределение и поведение фосфора в осадках трансокеанского профиля описано в ряде опубликованных статей [Волков, Севастьянова, Ягодинская, 1974; Валяшко и др., 1973; Глаголева и др., 1975].

Распределение фосфора в осадках

Фактические данные о содержании Р в осадках трансокеанского профиля приведены в приложении. Общее представление о распределении Р на профиле дают данные табл. 49, где приведены средневзвешенные концентрации Р в осадках I синхроничного слоя по отдельным литолого-фациальным зонам, и фиг. 76, на которой схематически показано распределение Р в осадках профиля.

В пределах I синхроничного слоя в направлении от берегов океана в пелагиаль содержание Р изменяется одинаково. В зонах прибрежных осадков (зона I), на западе и на востоке, содержание Р несколько повышено, в восточной части это повышение (до 0,095%) выражено сильнее, что связано с большим содержанием в этих осадках органического вещества и отчасти с наличием небольшого числа зерен обломочного апатита в осадках ст. 668. Минимальные содержания Р у восточного и западного побережий океана наблодаются в гемипелагических осадках (зона II). В направлении к пелагиали в западной части профиля происходит сначала медленное нарастание содержания Р в зонах III (0,046%) и IVA (0,057%), затем резкий скачок в зонахIVБ (0,208%) и V (0,202%) и при приближении к Гавайским островам в зонах IVB промежуточной (0,140%) и VI западной (0,102%) наблюдается постоянное уменьшение. Несколько иначе распределяется Р в восточной половине Таблица 49

Распределение Р в осадках реального профиля (по зонам)

Компонент	I	п	ш	IVA	іуб	v	
Средневавешенное со- держание Р в I синх- роничном слое, % Средние абсолютные массы в синхронич- ном слое	0,050	0,044	0,046	0,057	0,208	0,202	₽ ~-
осадок, г/см ² Р, мг/см ² Приведенные абсолют-	354 177	265 117	215 99	79 45	8 17	26 52	
ные массы, % осадок Р Этношение приведенных абсолютных масс Р/осадок	12,7 8,0 0,63	20,6 11,4 0,55	15,4 8,9 0,58	12,3 8,8 0,71	0,6 1,5 2,5	7,8 19,6 2,5	

профиля. Здесь максимальные его содержания (0,167%) наблюдаются в миопелагических глинах (зона III), высокое содержание (0,143%) отмечается в пелагических красных глинах с прослоями и примесью вулканического пеплового материала. Средневзвешенное содержание Р в большой по протяженности зоне глубоководных пелагических глин, включающих цеолиты (зона IVБ), составляет 0,111% и в восточной части осадков Гавайской вулканической зоны еще уменьшается до 0,092%.

Сравнивая распределение процентных содержаний Р и элементов Fe-Mn группы, с одной стороны, Р и группы биогенных элементов, с другой, можно видеть, как на осадках океанского профиля проявляется связь его с обеими группами элементов. В пределах I и II зон, где наблюдаются повышенные и максимальные содержания С_{орг} и других биогенных элементов, Р ведет себя аналогичным образом, что особенно заметно в осадках мексиканского побережья. Здесь благодаря высокой концентрации органического вещества более высоко содержание Р в зоне I, которое быстро уменьшается к зоне II, так же как и С_{орг}.

Начиная от зоны II далее в сторону пелагиали океана распределение Р в осадках в общих чертах повторяет распределение элементов Fe-Mn группы. В западной части профиля происходит постепенное (медленное) увеличение содержания Р. аналогично тому, как это наблюдается у Fe. Только резкий рост концентраций Р в зоне IVБ западной половины профиля отличает его от Fe и указывает на большую геохимическую подвижность, приближающую P к элементам Mn подгруппы. Однако в отличие от Fe-Mn группы обогащение пелагических осадков фосфором связано не с уменьшением размера частиц и не с концентрированием его в пелитовой и субколлоидной фракциях, а с увеличением в пелагиали частиц костного детрита алевритовой размерности, объясняемое крайне низкими абсолютными скоростями осадкообразования Петелин, Алексина, 1970]. В восточной части профиля в зонах II-IVB распределение также в точности повторяет ряд элементов Fe-Mn группы. Как и у этих элементов, максимальные концентрации Р в восточной части профиля наблюдаются в зонах III и IVA, а не в зоне IVБ. Объяснение этому следует искать в диагенетических процессах перераспределения Р в толще отложений, а также в накоплении его в верхнем окисленном слое (зона [[]) и поступлении части железа (и других элементов) в составе эксгаляций, влияние которых ощущается в осадках отдельных станций этой части профиля. Подробнее это изложено в предыдущей главе. Поведение Р при эксгалятивном поступлении Fe в надонную во-

204

	IVБ пром.	VI зап.	VI вост.	IVБ	IVA	III	II	I
—	0,140	0,102	0,092	0,111	0,143	0,167	0,059	0,095
	-							
	97	223	48	7	22	88	131	468
	38	230	39	8	47	148	77	445
	2.0	8.0	3.0	2,2	1,3	5,3	3,1	.5,6
	3,5 1.75	7,9 1.0	3,5 1,2	3,3 1,5	3,5 2,7	11,1 2,1	2,3 0,74	6,7 1,2
			·	-				

ду изучалось специально. Было показано на примере осадков, прилегающих к Восточно-Тихоокеанскому поднятию, что накопление Р в осадках, обогащенных эксгалятивными компонентами, связано с извлечением его из морской воды, осаждающейся на дно гидроокисью железа [Berner, 1970]. Наиболее сильно на изучаемом профиле влияние эксгаляций проявляется на ст. 655 [Бутузова и др., 1975]. С углублением в толщу осадков и с увеличением содержания Fe количество Р также увеличивается.

Кривые распределения Р (в % на бескарбонатно-бескремнистое - вещество) в поверхностном и I синхроничном слое, приведенные в нижней части фиг. 76, показывают их одинаковое изменение по простиранию профиля. Обращает на себя внимание резко повышенное содержание Р в зоне V в области карбонатных осадков поднятия Маркус-Неккер. В этих осадках содержание Р сравнимо с таковым в осадках зоны IVБ, обогащенных костным фосфатом. При пересчете на бескарбонатную основу карбонатные осадки зоны поднятия Маркус-Неккер показывают максимальные концентрации из всех полученных для профиля. Причины этого не ясны. Можно предположить, что часть Р входит в состав карбонатного скелета фораминифер и кокколитов и за счет этого получаются высокие значения концентраций в бескарбонатном веществе. Это предположение, однако, требует проверки. Вместе с тем осадки зоны поднятия Маркус-Неккер находятся в поле распространения повышенных концентраций костного детрита в области пелагических осадков. По данным В.П. Петелина и И.А. Алексиной [1970], 20-40% песчано-алевритовой фракции осадков этой зоны представлено обломками костей и зубов, седержащих аморфный коллофан.

При рассмотрении распределения P по вертикали отложений в пределах I синхроничного слоя прибрежных отложений (зоны I-III) наблюдается закономерное снижение его содержания от поверхностных осадков в глубь отложений. Это связано с диагенетическими процессами перераспределения элементов в толще отложений и с миграцией части P из осадков в наддонную воду.

Прибрежные вулкано-терригенчые осадки на западе и биогенно-терригенные осадки на востоке, а также часть гемипелагических осадков вследствие высокой интенсивности восстановительного процесса, протекающего в них и обеспечиваемого эначительным содержанием органического вещества, полностью лишена окисленного слоя и имеет восстановленный характер даже на поверхности. В поверхностном слое таких осадков (ст. 6158-6162 на западе,



Фиг. 76. Схема распределения Р в натуральном веществе осадков (%) 1 - <0,04; 2 - 0,04-0,06; 3 - 0,06-0,10; 4 - 0,10-0,30; 5 - 0,30-0,50; 6 ->0,50. Для графика распределения Р в расчете на бескарбонатнобескремнистное вещество осадков (%): 7 - в поверхностном слое; 8 - средне-

ст. 668-671 на востоке¹) полностью отсутствуют соединения Mn⁴⁺, реакционноспособное железо в значительной мере восстановлено до Fe²⁺, иногда наблюдаются сульфиды железа в небольших количествах. Окислительно-восстановительный потенциал поверхностного слоя таких осадков изменяется от + 150 до -50 мв. Наряду с обломочным фосфором, инертным в диагенетических процессах, в осадки прибрежных станций поступает фосфор в реакционноспособных формах – в составе органического вещества и связанный с гидроокисями железа. При разложении органического вещества и в результате восстановления Fe³⁺ до Fe²⁺ в иловой воде осадков повышается концентрация

¹На поверхности осадков ст. 671 наблюдается очень тонкая пленка окисленных осадков мощностью 0,5 см, где обнаруживаются Mn⁴⁺ и Fe³⁺, но одновременно обнаружены и сульфиды.



взвешенное в I синхроничном слое; 9 - средневзвешенное процентное содержание фосфора в I синхроничном слое для каждой зоны; 10 - среднее в поверхностном слое для зоны в целом

Р в органической и минеральной формах. По данным М.Г. Валяшко и др. [1973], в прибрежных осадках западной части профиля концентрация фосфатного неорганического фосфора поднимается до 2 мг√л. Характер накопления фосфатов в иловых водах прибрежных осадков хорошо виден из фиг. 77, приведенной ранее в нашей статье [Волков, Севастьянова, Ягодинская, 1974]. Аналогичные данные имеются и по прибрежным осадкам восточной части, где, по данным Г.А. Павловой, содержание суммарного фосфора (органический + + фосфатный) достигает 0,3 - 0,5 мг/л. Твердая фаза восстановленных осадков в результате перехода части Р в иловую воду им обедняется, что видно на фиг. 78, а.

В зависимости от физико-химических условий (режим Eh) поверхностного слоя осадка различна судьба растворимого Р иловых вод. В случае низких величин Eh этого слоя, когда осадки на поверхности имеют восстановленный характер, высокие концентрации Р наблюдаются уже в ило-



Фиг. 77. Распределение Р в иловых водах по вертикали восстановленных осадков по станциям Японского профиля (мг/л)

а - полностью восстановленные осадки; *б* - осадки с хорошо выраженным окисленным слоем



Фиг. 78. Распределение Р в твердой фазе по вертикали восстановленных осадков по станциям Японского профиля (%)

a – полностью восстановленные осадки; b – осадки с хорошо выраженным окисленным слоем

вых водах этого пограничного с надонной водой слоя. Так, в верхнем слое отложений прибрежных ст. 6159-6162 концентрации фосфатного P в иловых водах изменяются от 0,18 до 1,29 мг/л, тогда как концентрация P в глубинных водах океана составляет 0,05 - 0,08 мг/л. Вследствие высокого градиента концентраций между верхним слоем отложений и надонной водой возникает диффузионный поток P, направленный из осадков в надонную

Таблица 50

Уменьшение содержания Р в колонках восстановленных осадков в ходе диагенеза

Kongoueur	Западная часть профиля							
	6159	6158	6160	6161	6162	Среднее		
Содержание Р в поверх- ностном слое осалков, %	0,090	0,076	0,065	0,062	0,068	0,072		
Средневзвешенное со- держание Р в I синхро- нечном слое осадков. %	0,050	0,059	0,056	0,048	0,052	0,053		
Убыль содержания Р, % Относительное уменьше- ние содержания Р по колонкам, %	0,040 44,5	0;017 2 2, 4	0,009 13,9	0,014 22,6	0,016 23,6	0,019 26,4		

Таблица 50 (окончание)

	Восточная часть профиля								
Компонент	671	670	669	668	Среднее				
Содержание Р в поверх-	0,076	0,131	0,128	0,126	0,115				
Средневзвешенное со- держание Р в I синхро- ничном слое осадков, %	0,057	0,054	0,074	0,157	. 0,085				
Убыль содержания Р, %	0,019	0,077	0,054	+0,031	0,030				
Относительное уменьше- ние содержания Р по колонкам, %	25,0	58,8	42,8	+24,6	25,5				

воду. Ориентировочные подсчеты показывают, что в результате обмена с наддонной водой прибрежные восстановленные осадки океана теряют до 25% первоначально попавшего в них в ходе осадкообразования Р (табл. 50).

Такой обмен с надонной водой в зоне восстановленных осадков претерпевают все биогенные элементы. Этому вопросу были посвящены работы С.В. Бруевича еще в 40-х годах, они, правда, носили качественный характер. На примере углерода в осадках профиля количественная оценка обмена была сделана Н.М. Страховым [1972], исходя из баланса восстановительных процессов.

С уделением от берега, с уменьшением в осадках содержания органического вещества интенсивность восстановительного процесса ослабевает и на говерхности отложений в эонах II и III появляется окисленный слой осадков, содержащий Fe³⁺ и Mn⁴⁺. При наличии окисленного верхнего слоя осадков градиент концентрации фосфатов возникает между иловой водой окисленного и восстановленного слоев, Миграция P из восстановленных осадков заканчивается на контакте окисленной и восстановленной зон и приводит к обогащению P верхнего слоя осадков и к обеднению нижележащих восстановленных отложений (фиг. 79; см. также фиг. 78,6).

В полностью окисленных пелагических красных глинах диагенетическое перераспределение Р отсутствует. Концентрации Р в иловых водах этих осадков остаются низкими и практически не изменяются. Учитывая чрезвычайно низкие концентрации органического вещества в красных глинах, мизерные количества фосфата, выделяющегося при его минерализации, фиксируются на месте гидроокислами железа этих осадков. Основными формами присутствия Р в пелагических красных глинах (зоны IVA и IVE) являются частицы костного



Фиг. 79. Распределение Р, Fe, Mn, C_{орг} по вертикали осадков с хорошо выраженным окисленным слоем (%)

а – ст. 6168; б – ст. 6171; в – ст. 671; в – ст. 672. Вещественный состав осадков (левая колонка): I – глинистый ил; 2 – алеврит; 3 – вулканическое стекло; 4 – обломки скорлупок кремнистых организмов; 5 – остат-

фосфата и фосфор, сорбированный или, скорее химически связанный с гидроокислами железа. О наличии последней формы Р свидетельствуют накопление его в Fe-Mn конкрециях вместе с гидроокисями железа и наблюдаемые при этом определенные корреляции Волков, Севастьянова, Ягодинская, 1974].

Наличие костного фосфата в алевритовой фракции пелагических красных глин и роль костного фосфата в накоплении Р в этих отложениях демонстрируют данные, приведенные в табл. 51. Как видно из таблицы, в верхних горизонтах осадков ст. 6176 и 6177 алевритоные фракции действительно в значительной степени (в 3-4 раза) обогащены Р. Содержание Р во фракции





ки известковых организмов; 6 – железо-марганцевые конкреции; 7 – железомарганцевые микроконкреции. Окислительно-восстановительные условия (правая колонка); 8 – окисленные осадки; 9 – то же, обогащенные Mn; 10 – то же обогащенные Fe; 11 – восстановленные осадки; 12 – то же, содержащие сульфиды

>0,01 мм может достигать 1-1,5%. Доля Р, заключенного в алевритовой фракции, может достигать 50% всего фосфора в осадке, хотя сама фракция составляет около 15% осадка в целом. Однако нижние горизонты колонки осадков ст. 6176 не показывают обогащение алевритовой фракции Р. Здесь Р распределен равномерно и в алевритовой части осадка. Причины этого неясны, содержание Р в осадках колонки остается высоким и практически изменяется очень мало от горизонта к горизонту; также, за исключением горизонта 15-20 см, не изменяется содержание фракции >0,01 мм в поверхностных и нижних частях колонки.

Таблица 51

Станция	Горизонт, см	Содержание Рвосадке, %	Количество фракция > 0,01 мм в нат. осад- ке, %	Содержание Р во фрак- • ции >0,01 мм, %	Количество Р во фракции >0,01 мм,% от валового Р в осадке
6176	0 - 2	0,33	16,5	1,05	52,5
6176	15 - 20	0,36	6,2	1,62	27,8
6176	140 - 150	0,37	19,7	0,32	17,1
6176	180 - 190	0,38	18.0	0.36	16,7
6177	2 = 5	0,25	14,6	0,82	47,7
6177	15 = 25	0,16	· 3,5	0,48	10,6

Содержание Р во фракциях >0,01 мм пелагических красных глин, содержащих костный фосфат

Распределение редкоземельных элементов в осадках

Изучение закономерностей распределения TR и Y было выполнено при изучении поверхностных проб осадков западной (японской) части профиля [Волков, Фомина, 1973].

На станциях этого разреза определение TR проведено в поверхностных пробах илов (табл. 52). Сумма TR определялась колориметрически с реактивом арсеназо I [Зайковский, Башмакова, 1959]; разделение ΣTR осуществлялось методом бумажной хроматографии [Гельман и др., 1963].

Пробы, отобранные для анализа, представлены следующими типами осадков: вулканогенно-терригенными материкового склона (ст. 6158-6160) с интенсивными восстановительными процессами, гемипелагическими кремнисто-глинистыми (ст. 6162, 6164) с менее развитыми восстановительными процессами, пелагическими глинами переходного типа (ст. 6171), пелагическими красными глинами (ст. 6172-6177) с полным отсутствием восстановительных процессов.

Результаты анализа осадков показывают непрерывный рост содержаний ΣTR от берега к пелагиали (фиг. 80). Содержание TR по профилю изменяется от 0,0058 (ст. 6159) до 0,0638% (ст. 6176), т.е. больше чем на по-

Таблица 52

Содержание TR в поверхностном слое осадков Тихого океана (в расчете на окислы)

Станшия	ΣTB	Содержание окислов TR, % к сумме TR								
	окислов, %	La	Се	Pr	Nd	Sm				
	· · ·		· · · · ·				1			
6159	0,0059	15,1	24,8	7,1	15,1	5,2				
6158	0,0058	15,2	26,4	8,0	14,9	4,6				
6160	0,0104	14,4	23,9	7.3	15,6	6,0				
6162	0,0066	13,1	24,8	8.0	14,7	7,5				
6164	0,0058	13,4	28,4	5.1	15,7	4.4				
6171	0,0125	12,5	28,8	5.3	16,5	6.5				
6172	0,0127	12,9	29.8	6.4	13.8	4,9				
6173	0,0154	11,3	27.3	5.1	19,2	4.8				
6174	0,0133	13,0	37,3	4.7	13.7	5.0				
6175	0,0193	14,4	32,3	8.1	16.2	4.4				
4351	0,0337	11,0	26,2	4.1	17,3	5.0				
6176	0,0638	11,9	16.7	4.1	21.4	4.5				
6177	0,0433	12,2	17,1	4,2	17,8	5,8				

рядок. Вулканогенно-терригенные осадки материкового склона и гемипелагические осадки (ст. 6159-6164) имеют невысокое содержание ΣТВ (от 0,0058 до 0,0104%, в среднем 0,0069%) и характеризуются сходным составом суммы, в которой преобладает цериевая подгруппа, соотношение $\Sigma Ce / \Sigma Y =$ = 2,7-3,1. По составу суммы редких земель осадки прибрежной части океана близки к осадочным породам сущи. для которых, по данным Ю.А. Балашова и А.П. Лисицына [1968], ΣCe/ΣY составляет 2,8-2,9, как и для земной коры в целом. Однако прибрежные осадки значительно обеднены TR по сравнению с осадочными породами континентов. Такое обеднение, видимо, можно объяснить сильным разбавлением прибрежных осадков грубым обломочным и пирокластическим материалом при больших скоростях осадкообразования. как это следует из данных литолого-минералогического исследования [Лисицына, Дворецкая, 1972]. С переходом к пелагическим красным глинам, начиная со ст. 6172, содержание ΣTR возрастает и далее с удалением от берега растет практически непрерывно, достигая на ст. 6176 максимума - 0,0638%, В краевой области распространения красных глубоководных глин (ст. 6172. 6173) при возрастании содержания TR их состав тот же (соотношение ΣCe/ΣY=2,9), что и терригенных илов начальной части профиля, но далее к центру океана при незначительном увеличении содержания Σ ТВ начинает изменяться состав TR. На ст. 6174 и 6175 соотношение Σ Ce/Σ Y возрастает до 3.7-4.0. т.е. наблюдается некоторое фракционирование TR в сторону обогашения элементами цериевой подгруппы. Однако при последующем удалении в океан происходит резкое возрастание содержания ΣTR на ст. 6176, 1677. а также на ст. 4351, расположенной близко к изученному профилю. Опновременно с этим происходит изменение их состава, направленное в противоположную, по сравнению с предыдущими осадками, сторону - в сторону резкого обогащения элементами иттриевой подгруппы. Σ Се/Σ У для осадков указанных станций составляет соответственно 2,2 и 1,7.

Таким образом, TR в условиях осадкообразования в океане проявляют свойство накапливаться в пелагических осадках и в этом отношении не отличаются от большого числа элементов, которые ведут себя подобным образом. Вначале с переходом от сравнительно грубых терригенных осадков (ст. 6158, и 6164) к глубоководным красным глинам рост содержания TR носит постепенный, сравнительно медленный характер, сопоставимый с ростом содержания Fe (ст. 6171-6175). Затем уже в пелагических осадках наблюдается резкое возрастание TR (ст. 4351 и далее), не связанное с Fe или Mn, но

_	Содержание окислов TR, % к сумме TR												
	Gd + Eu	Tb + Y	Dy	Но	Er •	Tu	Yb	ΣCe/ΣY					
	6,2 6,4 5,7 7,0 6,6 6,0 6,5 7,0	15,6 15,2 13,0 10,8 17,5 13,9 17,5 20,5	4,3 3,2 6,4 8,5 3,7 4,7 3,6 1,3	1,5 1,5 1,5 1,0 1,1 1,1 0,7	2,4 2,9 3,0 2,0 2,1 2,2 3,3 2,2		2,5 1,6 3,0 2,1 1,6 2,3 0,6	2,8 3,1 2,7 3,0 2,8 3,1 2,9 2,9					
	5,1 4,5 5,3 5,3 5,8	14,3 15,2 21,8 31,6 (27,6	2,6 1,8 2,0 2,8 2,6	- 2,2 0,1 1,4	2,5 1,6 2,0 1,5 3,0	- - - 0,6	1,2 1,8 1,4 3,1 0,3 1,9	2,9 3,7 4,0 2,2 1,7 1,7					

Таблица 53

Содери		во фракция	IX THYOOROB	одных красн	DIX TVUA			
		Состав ос фракциям,	саджа по , %	Р				
Станция	Горизонт. см			Содержа-	Фракция >	0,01 MM	Фракция	
		>0,01мм	<0,01 мм	ке в целом, %	Содержа- ние во	Macca P,	Содержа ние во	

фракции.

%

1.05

0,36

0.82

0,33

0,38

0.25

отн. %

50.9

16,9

45.1

фракции, %

0,20

0,39

0.17

Содержание Р и TR во фракциях глубоководных красных глин

16.5

18,0

14.5

Таблица 54

0-2

180-190

2 - 5

6176

6176

6177

Состав TR во фракциях глубоководных красных глин (в расчете на окислы)

83,5

82,0

85.5

Станция	Горизонт, см	Фракция	ΣTR	Содержание окислов TR, % к сумме TR				
		осадков, мм	окислов, %	La	Се	Pr	Nd	
6176	0-2	Общая	0,064	11,9	16,7	4,1 .	21,4	
6176	0-2	>0,01	0,270	16,2	9,6	5,9	18,3	
6176	0-2	< 0,01	0,0365	13,1	19,0	5,8	17,5	
6176	180-190	Общая	0,093	12,8	15,5	5,6	16,3	
6176	180-190	>0,01	0,134	13,9	11,7	6,4	19,4	
6176	180-190	<0,01	0,084	17,0	17,4	4,6	14,3	
6177	2-5	Общая	0,043	12,2	17,1	4,2	17,8	
6177	2-5	>0,01	0,130	13,2	9,7	4.7	20,2	
6177	2-5	<0,01	0,026	9,3	22,4	4,9	20,4	

идущее параллельно резкому обогащению осадков фосфором. Последнее связано с присутствием в осадках обломков и частиц костного детрита¹. Пелагические красные глины, не содержащие повышенных количеств Р (костного фосфата), обогащены редкими землями примерно в 2-3 раза по сравнению с прибрежными терригенными осадками. Присутствие костного фосфата в красных глинах приводит к повышению содержания TR еще втрое. В этом случае концентрация TR в красных глинах почти на порядок выше, чем в прибрежных осадках.

Значительная часть костного детрита сосредоточена в мелкоалевритовой фракции красных глин с размерностью частиц > 0,01 мм. Нами проанализировано несколько проб фракций > 0,01 мм на фосфор и редкоземельные элементы; результаты анализа приведены в табл. 53. Состав суммы TR фракций, обогащенных костным фосфатом, приведен в табл. 54.

Из данных табл. 53 видно, что в поверхностных горизонтах ст. 6176 и 6177 Р и ТК в значительной степени обогащают фракцию осадков > 0,01 мм. По Р это обогащение происходит более чем в 3 раза по сравнению с осадком в целом и почти в 5 раз по отношению к фракции < 0,01 мм. В отношении ТК фракция >0,01 мм на поверхности ст. 6176 обогащена даже несколько больше (в 4 и 7 раз соответственно). Следует, однако, заметить, что и во фракции < 0,01 мм ст. 6176 и 6177 содержания Р остаются сравнительно

¹ Данные по содержанию Р в осадках ст. 4351 отсутствуют, но эта станция расположена в поле осадков с высоким содержанием костного фосфата [Петелин, Алексина, 1970].

I	P	· ΣTR						
< 0,01 мм	Расчетное	Содержа-	Фракция >	0,01 мм	Фракция <	0,01 мм	Расчетное	
Масса Р, отн. %	содержа- ние в осад- ке в целом, %	ние в Осадке в Целом, %	Содержа- ние во фракции, %	Macca TR, отн. %	Содержа- ние во фракцин, %	Macca TR, отн. %	содержа- нне в осад- ке в целом, %	
49,1 83,1 54,9	0,34 0,39 0,26	0,064 0,093 0,043	0,270 0,134 0,1 3 0	59,4 25,8 46,3	0,0365 0,084 0,026	40,6 74,2 53,6	0,074 0,093 0,041	

	Содержание окислов TR, % к сумме TR											
Sm	Gd	Tb+Y	Dy	Ho	Er	Tu	ҮЬ	$\Sigma \text{ Ge}/\Sigma Y$				
4,5	5,3	31,6	2,8	0,1	1,5	i ÷	0, 3	1,7				
4,2	5,4	27,7	4,9	2,1	1,9	1,0	2,6	1,5				
5,2	5,2	19,2	7,0	2,0	2,7	-	3,1	1,9				
5,7	5,8	26,8	4,0	1,4	2,9	0,7	2,7	1,6				
4,6	6,7	21,7	7,7	2,2	2,2	1,1	2,2	1,7				
4,2	4,7	27,9	3,8	1,3	2,4	0,6	1,6	1,65				
5,8	5,8	27,6	2,6	1,4	3,0	0,6	1,9	1,7				
4,7	5,2	31,5	3,7	2,5	2,0	0,7	1,7	1,4				
3,8	3,8	25,9	4,0	1,0	3,1	-	1,2	1,8				

высокими и значительно превышают содержание его в осадках других соседних станций, расположенных ближе к берегу. Иначе говоря, костный фосфат присутствует в осадках и во фракции <0,01 мм. Особенно это заметно в более глубоких горизонтах (180–190 см) ст. 6176. Здесь, как видно из табл. 53, содержание Р в обеих фракциях практически одинаково. Что касается TR, то их содержание во фракции >0,01 мм в полтора раза выше, чем в пелитовой части осадка. По данным 15 анализов осадков и фракций со ст. 6176 и 6177, содержащих костный фосфат, видно, что между содержанием Σ TR и Р существует достаточно хорошая корреляция (фиг. 81). Коэффициент корреляции равен 0,98.

В тех случаях, когда фракция осадков >0,01 мм заметно обогащена фосфором и Σ TR₄ состав последней в ней заметно изменен по сравнению с осадком в целом и особенно с фракцией < 0,01 мм (см. табл. 54). Изменение состава происходит в сторону уменьшения отношения Σ Ce/ Σ Y во фракции > 0,01 мм. Определенно можно утверждать, что в составе TR фракции > 0,01 мм закономерно увеличивается содержание Y (и La) и резко уменьшается – Се. Закономерностей в поведении других элементов заметить не удается. Также не удается обнаружить закономерного фракционирования TR по фракциям в случае отсутствия заметного обогащения их P и Σ TR (горизонт 180-190 см, ст. 6176).

Увеличение содержания TR в осадках от берега в пелагиаль дает возможность сделать заключение, что по крайней мере три основных процесса определяют концентрирование этой группы элементов в пелагических осадках.



Первый процесс, который приводит к увеличению содержания Σ TR в осадках, практически не изменяя их состава, – изменение гранулометрического состава: увеличение роли тонкой фракции в осадках в результате заноса в пелагиаль наиболее тонких терригенных частип. Гидрогенный фактор – извлечение редкоземельных элементов в результате сорбции или химического взаимодействия с осаждающимся на дно материалом здесь в окраинных частях красных глии еще не проявляется главным образом из-за остающихся сравнитетьно высоких скоростей осадконакопления.

Второй процесс, приводящий к увеличению содержания Σ TR в осадках, а также к изменению их состава, осуществляется в водной толще океана и на



Фиг. 82. Распределение TR в осадках Тихого океана по зонам *I* - терригенные осадки с невысоким содержанием TR и с отношением $\Sigma Ce/\Sigma Y$, свойственным осалочным породам; 2 - переходные осадки с повышенным содержанием TR и с неизменным значением $\Sigma Ce/\Sigma Y$; 3 - пелагические глины с высоким содержанием TR и с повышенным значением $\Sigma Ce/\Sigma Y$; 4 - пелагические глины, содержащие костный фосфат с резко повышенным содержанием TR и пониженным значением $\Sigma Ce/\Sigma Y$; 5 - станция. Цифры у станций содержание TR (10-4%), в скобках- значение $\Sigma Ce/\Sigma Y$

поверхности осадков (на контакте придонная вода – осадки) и связан с осаждением и сорбцией TR на гидроокисях железа и мартанца. Свое отражение в осадках он находит в первую очередь потому, что уменьшается скорость осадконакопления. В этом процессе происходит извлечение TR из морской воды, но, кроме того, из нее преимущественно извлечение TR из морской воды, но, кроме того, из нее преимущественно извлечение TR из морской перехода Ce³⁺ → Ce⁴⁺. Результатом этого процесса является изменение состава TR в красных глинах в сторону возрастания Σ Ce/Σ Y в осадках. Этот процесс осуществляется повсеместно в пелагических красных глинах; наиболее яркое свое выражение он находит в составе ΣTR конкреций океана.

Третий процесс – взаимодействие TR воды океана с фосфатом костных остатков. Этот процесс осуществляется главным образом на контакте осадков с придонной водой. Поскольку основная часть костного фосфата в поверхностных слоях сосредоточена во фракции осадков > 0,01 мм, то взаимодействием в водной толше можно пренебречь из-за высокой скорости осаждении костных остатков на дно. Учитывая высокую химическую активность фосфата по отношению к TR, извлечение их из воды происходит в соответствии с составом TR в океанских водах. Результатом является высокое содержание ΣTR в осадках, обогащенных костным фосфатом, и изменение TR в сторону обогащения иттриевыми землями и главным образом самим иттрием, за счет чего ΣCe/ΣY уменьшается до 1,7 - 2,0, а иногда и ниже.

Таким образом, на профиле осадков от прибрежных вулканогенно-терригенных до глубоководных пелагических можно выделить несколько зон в зависимости от содержания Σ TR и ее состава. Результаты, полученные на осадках профиля в северо-западной части Тихого океана, мы попытались распространить на площадь северной части океана, воспользовавшись также ранее опубТаблица 55

Компонент	I	Ц	III	IVA	IVБ
TR, 10 ⁻⁴ % Σ Ce/Σ Y	74 2,9	62 2,9	125 3,1	152 3,4	469 1,9
Абсолютные массы: TR, мг/см ² осадок, г/см ²	26,2 354	16,4 ′ 265	27,0 216	12,0 79	3,8 8

Среднее содержание и абсолютные массы TR по зонам Японского профиля

ликованными данными по TR в осадках [Wildeman, Haskin, 1965; Волков, Фомина, 1967]. На схеме (фит. 82) довольно условно выделяется несколько зон, имеющих не только разную концентрацию TR, но и разный состав. Средние данные по зонам приведены в табл. 55.

Осадки прибрежных и периферийных частей океана, представленные терригенным, вулканогенным материалом с примесью фораминифер и диатомовых. имеют низкие концентрации от 0.0046 до 0.0104% Σ TR. соотношение Σ Ce/ Σ Y= = 2.8-3.1. К этой зоне по содержанию Σ TR можно отнести и осадки ст. 4147, 4149, представленные алеврито-глинистыми терригенными илами. Концентрация Σ TR в них 0.0063-0.0073%, но состав суммы этих осадков носит аномальный характер. Осадки обогащены иттриевой подгруппой. соотношение $\Sigma Ce/\Sigma Y = 1, 1-1, 3$. Это можно, вероятно, объяснить терригенным материковым сносом с плато Колумбии, сложенного основными породами, главным образом громадными площадями траппов, соотношение $\Sigma C_{e}/\Sigma Y$ в которых равно 1 [Балашов, Лисицын, 1968]. Следующая небольшая зона окраинных красных глин с более высоким содержанием TR и соотношением $\Sigma Ce/\Sigma Y$, равным 2.9. т.е. с тем же составом р TR что и в первой зоне. Здесь также сказывается ведущая роль терригенного материала, претерпевающего незначительные изменения. Далее к центру океана в пелагических красных глинах не только растет содержание, но и изменяется состав TR. (концентрация увеличивается до 0,02%, соотношение $\Sigma C_{e}/\Sigma Y$ достигает 4). Это, как указывалось выше, обусловлено накоплением в осадках тонкодисперсных частии, обогащенных гидроокислами железа и марганца, обладающих способностью соосаждать TR. И, наконец, центральная часть океана, имеющая наибольшие концентрации редкоземельных элементов, обогащенных иттриевыми землями. главным образом самим иттрием, содержание которого здесь достигает 31,6-38.4% or Σ TR. Ct. 5113 имеет наивысшую концентрацию TR = 0.0661% и самое низкое соотношение $\Sigma Ce/\Sigma Y = 1,3$. Ст. 4239 и 4289, на которых А.М. Блохом и А.В. Коченовым [1964] анализировались костные остатки, также лежат в этой центральной зоне (см. фиг. 82). Конфигурация этой зоны внутои поля глубоководных красных глин должна в принципе совпадать с областью повышенной концентрации костного детрита [Петелин, Алексина, 1970].

Абсолютные массы фосфора и редкоземельных элементов в осадках

Величины средних абсолютных масс Р и TR в I синхроничном слое осадков профиля по зонам приведены соответственно в табл. 49 и 55. При мало изменяющемся объемням весе осадков величина абсолютной массы элемента есть функция содержания элемента и абсолютной массы осадка. Поэтому распределение по зонам профиля абсолютных масс Р в общем отражает изменение указанных величин в совокупности (фиг. 83).

В западной части профиля абсолютные массы Р в осадках постепенно уменьшаются на порядок при переходе от ниибрежных вулкано-терригенных осадков (зона I, 177 мг/см²) к пелагическим глубоководным глинам с цеолитами (зона IVE, 17 мг/см²). Значительно более резко уменьшаются абсолютные массы P от берега с удалением в пелагиаль в восточной части профиля. Здесь уменьшение абсолютных масс в зоне IVE (8 мг/см²) по сравнению с прибрежными биогенно-терригенными осадками (445 мг/см²) происходит более чем в 55 раз. Основной причиной такого различия между востоком и западом является различный характер распределения содержания P. Кроме того, в восточной части профиля уменьшение абсолютных масс с удалением от берега происходит не непрерывно, как на западе, а имеет промежуточный максимум в зоне пелагических глин переходного типа (зона III), происхождение которого объясняется также высоким содержанием P в этой зоне, максимальным для восточной части профиля.

Абсолютные массы Р в районе Гавайского вулканического центра также неодинаковы (230 мг/см² юго-западнее и 39 мг/см² восточнее островов), однако здесь эта разница определяется в первую очередь различными абсолютными массами осадочного материала.

Таким образом, в соответствии с характером распределения осадочного материала на профиле высокие до максимальных (445 мг/см²) абсолютные массы Р наблюдаются в прибрежных осадках восточной и западной окраин океана и в осадках, примыкающих с юго-запада к Гавайским островам (230 мг/см²). Минимальные абсолютные массы Р находятся в пелагических глубоководных глинах (зоны IVB). Обращает на себя внимание разница почти в 2 раза абсолютных масс Р в этих осадках в центре Северо-Восточной (8 мг/см²) и Северо-Западной (17 мг/см²) котловин. Это объясняется разничей содержаний Р и, видимо, различным содержанием костного детрита в соответствующих осадках. В то же время в зонах пелагических глубоководных глин, содержащих вулканическое стекло (зоны IVA), абсолютные массы Р на западе и востоке практически равны (45 и 47 мг/см² соответственно). В осадках этих зон различие содержаний Р. а именно большее в восточной зоне (0.143% против 0,057% на западе), компенсируется большей скоростью осадконакопления и соответственно большей абсолютной массой осадков в [синхроничном слое на западе по сравнению с востоком (79 и 33 г/см²).

Своеобразие в распределении процентных содержаний и абсолютных масс Р на профиле состоит в том, что наблюдается совершенно определенная асимметрия между востоком и западом. Ни у одного из элементов это не выражено столь отчетливо. В западной части профиля при удалении от берега в пелагиаль уменьшение абсолютных масс Р происходит в 4 раза медленнее, чем осадка в целом. Это видно по отношению абсолютных масс зоны IVB к зоне I (см. табл. 49). Для осадка это отношение составляет 8/354 = 0,022, для Р 17/177 = 0,096, т.е. в 4,5 раза выше. Поэтому мы видим резкое повышение содержания Р в зоне IVE.

Иначе обстоит дело на востоке. Здесь отношение абсолютных масс зон IVB и I для осадка составляет 7/468 = 0,015, а для Р 8/445 = 0,018. Иначе говоря, на востоке уменьшение абсолютных масс осадка и фосфора одинаково (аномалии в зонах III и IVA отмечены выше). Поэтому мы наблюдаем лишь незначительное (20%-ное) увеличение содержания Р на востоке в зоне IVE, в то время как на западе содержание Р увеличивается в 4 раза и более.

Следует заметить, что абсолютные массы Р в пелагических осадках (особенно в зонах IVБ) в действительности несколько выше, поскольку в приведенных нами результатах не учтены абсолютные массы Р, заключенные в Fe-Mn конкрециях. Однако, учитывая сравнительно невысокие коэффициенты концентрации Р в конкрециях (по сравнению с вмещающими осадками) – в среднем около 2,2 - и невысокий коэффициент стягиваемости Р в конкреции (при расчете на мощность I синхроничного слоя осадков), погрешность в расчете абсолютных масс в данном случае невелика. С учетом массы Р в конкрециях абсолютные массы его в осадках пелагиали поднимутся не более чем на 10%, что вряд ли имеет принципиальное значение.





1. - осадок в целом; 2 - фосфор

Данные по абсолютным массам TR в I синхроничном слое осадков северозападной части профиля приведены в табл. 55. Следует оговорить, что эти данные рассчитаны по ограниченному числу проб поверхностного слоя осадков и имеют поэтому лишь приближенный характер. Известно, что TR и Y сравнительно инертны при имеющих место в гемилелагических и переходных осадках диагенетических процессах перераспределения элементов между восстановленным и окисленным слоями [Фомина, Волков, 1969, 1970]. Поэтому можно ожидать относительное постоянство их содержаний по вертикали осадков и близость их к содержанию в поверхностном слое. В то же время данные, имеющиеся по осадкам, прилегающим к американскому побережью (см. рис. 82), показывают близкое сходство концентраций в прибрежных, гемипелагических и переходных осадках западной и восточной частей океана. Все сказанное выше, хотя и с оговорками, дает основание использовать приведенные в табл. 55 данные по абсолютным массам японского профиля для приблизительной оценки поведения TR в океанском седиментогенезе.

Данные табл. 55 показывают, что в направлении от зоны прибрежных осадков к пелагическим осадкам абсолютные массы TR в I синхроничном слое уменьшаются от 26,2 до 3,8 мг/см². В распределении по профилю абсолютные массы TR образуют промежуточный максимум в зоне глубоководных глин переходного типа (зона III, 27 мг/см²).

И по характеру распределения концентраций в осадках, и по распределению абсолютных масс TR не отличаются от элементов Fe-Mn группы. Причем по геохимической подвижности в океанском седиментогенезе TR относятся к группе наиболее активных элементов. Отношение их содержания в зоне IVБ к содержанию в зоне I составляет 6,3 (469/74), в то время как для Mn, Ni, Со и Мо это отношение, по данным табл. 31, составляет соответственно 8,0; 3,7; 6,9; 5,4. Также велико и отношение абсолютных масс TR в зоне IVB к таковому в прибрежной зоне I (0,145). Это отношение у Mn составляет 0,19, у Co - 0,16, у Ni - 0,09, у Мо оно еще ниже (см. табл. 43). Характерным отличием TR от указанной группы элементов является более резко выраженный подъем содержания при переходе от зоны IVA к зоне IVБ. По данным табл. 55, отношение их содержаний в зонах IVБ и IVA несколько более З. Для элементов подгруппы Mn это отношение максимально у Со и равно примерно 2, для других элементов оно еще ниже. Причиной этого, как указано выше, является свойство TR и Y концентрироваться в костном фосфате.. Это свойство TR приводит к тому, что зона пелагических красных глин, содержащих цеолиты и обогащенных костным детритом (зона IVB), является в океане зоной максимального накопления их, что проявляется при рассмотрении приведенных абсолютных масс.

Приведенные абсолютные массы фосфора и редкоземельных элементов в осадках

Данные по величинам приведенных абсолютных масс Р по литолого-фациальным зонам реального профиля имеются в табл. 49 и на фиг. 83, где они сопоставлены с приведенными абсолютными массами осадка в целом. Из таблиц и рисунка видно, что абсолютные массы Р, приведенные к ширине зон (в % от обшей массы его в осадках профиля), значительно трансформировались по сравнению с абсолютными массами в осадочном І синхроничном слое каждой из зон. Максимумы абсолютных масс Р, наблюдаемые в прибрежных осадках, в приведенных массах исчезли. Только р І зоне на востоке слабо проявляется реликт максимума абсолютных масс Р, да и то лишь в сравнении с соседней зоной II, единственной зоной восточной части профиля, где приведенная масса Р меньше массы осадка в целом.

Максимум приведенных масс Р на профиле наблюдается в зоне V (осадки поднятия Маркус-Неккер). Повышенные приведенные массы Р, примерно равные по величине и образующие на графике (см. фиг. 83) периферические мак-

Таблица 56

Приведенные абсолютные массы Р и TR в отложениях условного профиля (%)

Компонент	I	II	HI	IVA	IV6	IVA	III	II	1
<mark>Осадок</mark>	15,3	24,8	18,6	14,8	8,2	1,5	6,4	3,8	6,7
Р	10,8	15,4	12,1	11,9	18,0	4,7	15,0	3,1	9,0
TR	9,2	12,5	18,9	16,6	27,8	2,6	6,5	1,9	4,0

симумы, наблюдаются в гемипелагических осадках западной окраины (зона []). и в переходных пелагических глинах восточного окончания профиля (зона []]).

Нетрудно заметить (см. фиг. 83), что изменения и колебания приведенных масс P по литолого-фациальным зонам трансокеанского профиля следуют в обшем за изменениями приведенных масс осадка. Однако амплитуды изменения приведенных масс осадка в целом и фосфора различны, и поэтому в отложениях профиля обнаруживаются как зоны, обедненные P по сравнению с осадком, так и, наоборот, обогащенные им.

Все прибрежные зоны западной части профиля и даже зона IVA показывают обеднение фосфором. При общей массе осадка этих четырех зон (см. табл. 49), составляющей более 60% всей массы I синхроничного слоя профиля, здесь сосредоточено только около 36% массы P. Поэтому совершенно теряется и в приведенных массах не проявляется прибрежный максимум абсолютных масс P. Здесь, в западной части профиля, осаждение P во всех его органических и неорганических формах подавляется громадной массой терригенного и вулканокластического осадочного материала, содержащего мало P. Содержания P в осадках западной окраины поэтому минимальные из всех наблюдаемых нами на профиле.

Далее на восток располагаются зоны (за исключением зоны II) профиля, где осаждение Р происходит интенсивнее, чем осадконакопление. Однако и в этих осадках интенсивность осаждения Р различна. В зонах IVБ и V западной части приведенные массы Р в 2,5 раза выше, чем осадка в целом (см. табл. 49). В восточной части профиля осаждение Р наиболее интенсивно происходит в зонах IVA и III (отношение приведенных масс Р к осадку равно 2,7 и 2,1 соответственно). В других зонах востока интенсивность осаждения Р меньше, но все же выше, чем осадконакопление.

Вывод, следующий из анализа распределения приведенных абсолютных масс Рвотложениях реального профиля, получается однозначным. Основной областью океана, где происходит накопление Р и концентрирование его в осадках, являются пелагические красные глины, для которых характерны минимальные абсолютные скорости осадкообразования. В самом деле, пелагическая часть профиля, заключенная между зонами IVБ на западе и востоке и включающая Гавайский вулканический центр, вмещает 23,6% массы осадка и около 40% массы Р. На фоне накопления Р в пелагических осадках осаждение его в прибрежных осадках в составе органического детрита совершенно теряется. Даже при концентрации углерода органического вещества в биогенно-терригенных осадках (зона 1) восточной части океана от 4 до 8% Сорг Р лишь в небольшой мере концентрируется в осадках. В общей массе Р I синхроничного слоя осадков доля суммарной массы его в зонах I запада и востока (см. табл. 49) составляет только около 15%.

Близкая картина наблюдается и при рассмотрении приведенных абсолютных масс P в I синхроничном слое условного (идеального) профиля (табл. 56, фиг. 84). За счет уменьшения массы осадков пелагической зоны в отложениях условного профиля по сравнению с реальным несколько повысились приведенные массы осадков и элементов в окраинных зонах.

Приведенные абсолютные массы Р в западной части условного профиля систематически ниже соответствующих масс осадка в целом (см. фиг. 84). В







Фиг. 85. Приведенные абсолютные массы Р, ТК и осадка в целом в отложениях идеального профиля по зонам (%)

Абсолютные массы P, TR и осадка зон I, II, III, IVA востока и запада суммированы

восточной части (за исключением зоны II) наблюдается обратная картина: здесь накопление Р в осадках происходит интенсивнее, чем осадконакопление. Максимум приведенных абсолютных масс в отложениях идеального профиля наблюдается в пелагических глубоководных глинах, содержащих цеолиты и костный детрит (зона IVБ). Здесь накапливается 18% общей массы фосфора (против 8% осадка).

Поскольку литолого-фациальные зоны в северной части Тихого океана вообще (и на изученном профиле в частности) располагаются симметрично, более наглядную картину геохимического поведения Р в ходе океанского седиментогенеза отражает фиг. 85, где приведенные абсолютные массы осадка в целом и элементов в краевых зонах востока и запада профиля суммированы. На фигуре видно, что зоной накопления Р в осадках океана является зона IVБ. Небольшое обогащение наблюдается в зонах III и IVA. В прибрежных зонах I и II накопление Р отстает от накопления осадка в целом.

Для редкоземельных элементов приведенные абсолютные массы рассчитаны только для I синхроничного слоя осадков условного (идеального) профиля. Как и расчет абсолютных масс TR по зонам, расчет приведенных масс имеет приближенный характер, так как базируется на фактических данных только западной части профиля.

Данные, приведенные в табл. 56 и на фиг. 84 и 85, показывают, что TR в еще большей степени, чем P, концентрируются в пелагической области океана. В прибрежных и гемипелагических осадках западной и восточной частей профиля накопление TR отстает от общего осадконакопления. Начиная с пелагических глин переходного типа (зона III), наблюдается преобладающее накопление TR по сравнению с осадком в целом. Оно усиливается в зонах IVA и достигает максимума в зоне IVE, где накапливается 27,8% массы TR по сравнению с 8,2% осадка в целом. Причины такого поведения TR в океанском седиментогенезе разобраны выше.

Сравнение распределения абсолютных и приведенных абсолютных масс Р и TR в осадках изученного профиля с таковым других элементов показывает, что по этому показателю они близки к элементам Mn подгруппы Fe-Mn группы (см. гл. 6).

По величине приведенных масс в зоне IVБ Р и TR должны быть отнесены к наиболее геохимически подвижным элементам в океанском седиментогенезе – Mn и Co. Формально они могли бы быть отнесены к Fe-Mn группе. Однако природа накопления, а именно биогенный генезис костного детрита в пелагических красных глинах, благодаря которому происходит накопление Р и TR, делают правомерным и даже необходимым выделение этих элементов в отдельную подгруппу.

ГЛАВА 8

ИСТОЧНИКИ И МЕХАНИЗМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ПРОФИЛЕ

Основные закономерности и механизм распределения химических элементов в осадках северо-запада Тихого океана были установлены Н.М. Страховым [Страхов и др., 1973] на примере западной части трансокеанского профиля (от Японии до Гавайских островов), что позволило вскрыть основные черты этого процесса. Дальнейшее изучение литологии и геохимии донных отложений северной части Тихого океана позволяет распространить выявленные закономерности на весь трансокеанский профиль от берегов Японии до мексиканского побережья Северной Америки с учетом влияния внутриокеанических источников сноса.

Главным источником как осадка в целом, так и всех изученных химических элементов является снос материала с континентов. Это однозначно доказывается закономерной сменой литолого-фациальных типов и изменением гранулометрического состава донных отложений от берега к пелагиали и, что весьма существенно, убыванием абсолютных масс осадка и каждого химического элемента по мере удаления от берегов. Влияние внутриокеанических иоточников (Гавайские острова, подводное поднятие Маркус-Неккер) проявляется локально и сказывается в росте абсолютных масс осадков, а также в их обогащении некоторыми химическими элементами за счет переотложения пород, слагающих поднятия. С областями поднятий связано и увеличение содержаний биогенных компонентов в осадке. Локально проявляется также влияние эндогенного источника, которое фиксируется в тектонически активных участках дна (продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия, зона разлома Кларион).

Н.М. Страхов [19766] выделяет три главных типа распределения химических элементов, поступающих в океан в составе материала, сносимого с берегов. Для биогенных компонентов характерна приуроченность как максимальных процентных содержаний, так и наиболее высоких абсолютных масс к прибрежной и гемипелагической зонам и резкое убывание тех и других в направлении к пелагиали, что связано с влиянием циркулярных течений и высокой биологической продуктивностью прибрежной полосы океана. Именно в этих областях происходит интенсивное накопление повышенных биомасс планктона и остатков бентосных организмов. Особенно ярко это проявляется в восточной части профиля, в зоне апвеллинга у мексиканского побережья, где наблюдаются максимальные для осадков профиля содержания органического углерода (до 8,5% Сорг). В общем в отложениях прибрежной и гемипелагической зон концентрируется около 93% CaCO3, около 72% SiO_{2am} и около 81% С_{орг}, около 75% S и 80% Se от общей массы каждого из этих компонентов на профиле. По направлению к пелагиали процентные содержания и абсолютные массы биогенных компонентов резко сокращаются как за счет уменьшения первичной продукции внутри халистатической области, так и благодаря процессам растворения биогенных компонентов при их падении на дно.

В пределах пелагической области океана на общем фоне низких содержаний наблюдаются локальные максимумы как процентных содержаний, так и абсолютных масс биогенных компонентов, приуроченные к поднятиям океанического дна, а также вблизи островов. Таким образом, основными факторами распределения в осадках профиля CaCO₃, SiO_{2aM} и C_{орг} являются первич-

ная продукция, процессы растворения в водной толще и на дне, а также разбавление обломочным материалом.

Распределение элементов Fe-Mn группы контролируется механизмом фракционирования аллохтонных и автохтонных взвесей. Аллохтонная взвесь поступает в бассейн в виде твердой фазы непосредственно с водосборных площадей. Автохтонная взвесь генерируется в самом бассейне за счет перехода растворенных форм элементов в твердую фазу. Этот переход осуществляется в основном в пелагической зоне океана, куда поступает лишь небольшая часть самого тонкого терригенного материала, и происходит под влиянием целого ряда процессов, таких как коагуляция, сорбщия и биосорбция, соосаждение, биофильтрация и др.

В результате процесса фракционирования процентные содержания элементов Fe-Mn группы растут в направлении от берега к пелагиали, тогда как абсолютные массы их убывают в том же направлении. При этом наблюдается постоянная зависимость процентных содержаний элементов от содержания в осадке пелитовой и субколлоидной фракций.

Огромные размеры океана являются причиной того, что процессы механической дифференциации протекают в них с максимальной полнотой. В общирной пелагической зоне, ширина которой на профиле достигает 7500 км, накапливается менее 10% всего осадочного материала. На фоне замедленных темпов седиментации все более значительную роль в обогащении осадков различными элементами играют их растворенные формы. Чем более химически подвижен элемент, тем в большей степени он обогащает пелагические осадки океана.

Механизм роста процентных содержаний элементов при уменьшении их абсолютных масс в направлении от берега к пелагиали становится ясным из сопоставления коэффициентов концентрации абсолютных масс осадка с коэффициентами концентрации абсолютных масс отдельных элементов. Коэффициентами концентрации абсолютных масс отдельных элементов. Коэффициентами концентрации абсолютных масс отдельных элементов. Коэффициенсы (осадка, элемента) в пелагической зоне IVE к абсолютной массе (осадка, элемента) в прибрежной зоне I. Для осадка в целом этот коэффициент в западной части профиля равен 0,023. Ближе всего к его значению подходят коэффициенты концентрации абсолютных масс элементов подгруппы Fe, которые колеблются от 0,024 до 0,031. За ними следуют коэффициенты концентрации абсолютных масс элементов-гидролизатов, которые составляют 0,031-0,043. Несколько повышен коэффициент концентрации Nb (0,08).

Коэффициенты концентрации абсолютных масс элементов халькофильной подгруппы составляют 0,04-0,07, у элементов подгруппы Mn - 0,09-0,19. Величина коэффициентов всех элементов выше этой величины для осадка в целом. Это означает, что абсолютные массы всех элементов несколько сдвинуты в пелагическом направлении по сравнению с осадком. Чем больше коэффициент концентрации элемента отличается от коэффициента концентрации осадка, тем в большей степени данный элемент обогащает донные отложения пелагиали. Эта закономерность подтверждается и при сопоставлении отношений процентных содержаний элементов в осадках зоны IV5 к их содержаниям в прибрежной зоне I (коэффициенты концентрации процентных содержаний). По изменениям величин коэффициентов процентных содержаний (верхняя строка цифр) и абсолютных масс (нижняя строка) все изученные элементы образуют ряд, который отражает их геохимическую подвижность:

Fe	Cr	V	Al	Ti	Zr	Ga	Zn	Ta
1,06 0,024 _.	1 ,13 0,027	1,30 0,031	1 ,3 0 0,031	1 ,33 0,0 3 2	1 ,63 0,0 3 7	1,82 0,040	1,8 3 0,04	2,0 0,043
As	Cu	РЬ	NЬ	Ni	Mo	Co	Mn	
2,20	3,13	3, 36	3,83	3,72	5,35	6,77	8,00	
0,06	0,07	0,07	0,08	0,09	0,16	0,17	0,19	

Ряд подвижности химических элементов для западной части профиля отражает закономерности их распределения в процессе терригенной седиментации, когда главная масса материала поступает с водосборов.

Основные черты распределения элементов Fe-Mn группы в донных осадках, выражающиеся в росте их процентных содержаний и убывании абсолютных масс от берега к пелагиали, наблюдаются и в восточной части профиля. Коэффициенты концентрации абсолютных масс для элементов подгруппы Fe составляют 0,022-0,024, для подгруппы гидролизатов 0,018-0,030, для калькофильных элементов они колеблются от 0,016 до 0,091, для элементов подгруппы Mn - от 0,045 до 0,310. Коэффициент концентрации для осадка в целом равен 0,015. Таким образом, абсолютные массы всех элементов здесь также заметно сдвинуты в пелагическом направлении по сравнению с осадком.

При общности основных особенностей распределения химических элементов в восточной части профиля наблюдаются и существенные отличия от западной. Так, ряд подвижности для восточной части профиля имеет следующий вид:

As	Mo	Pb	Al	Fe	Cr	Zr	V
1	1,1	1,6	1,1	1 ,3	1 ,3	1,4	1,4
0,016	0,018	0,016	0,018	0,02 3	0,022	0,021	0,024
Zn	Ti	Ga	Mi	Co	Cu	Mn	
1,5	1,7	1,9	2,4	5,1	5 ,3	1,9	
0,025	0,028	0,030	0,045	0,088	0 , 091	0 ,3 10	

Крайнее левое положение в этом ряду занимают такие химически подвижные элементы, как As и Mo, а также Pb. Низкие величины их коэффициентов концентрации связаны с обогащением этими элементами резко восстановленных осадков прибрежной зоны в результате интенсивно протекающих здесь диагенетических процессов сульфидообразования. В восточной части профиля в пелагической зоне IVБ отмечены повышенные содержания Fe и Ti, что связано с влиянием внутриокеанического источника сноса – Гавайских островов. Пониженные содержания V и Cr в осадках восточной части профиля связаны с составом береговых пород восточной питающей провинции.

Осадки восточной части профиля локально и неравномерно обогащены рядом элементов (Fe, Mn, Cu, Ni, Mo, As, Ba, Zn, Pb). Повышенные концентрации этих элементов, максимально проявляющиеся в осадках ст. 655, отражают влияние эксгалитивного источника на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия.

В распределении элементов, относящихся к третьему, переходному, типу (P, TR), сочетаются черты распределения как биогенных элементов, так и элементов Fe-Mn группы. Для них характерен как рост процентных содержаний от берега к пелагиали на фоне убывания абсолютных масс, так и связанное с биосом (костный детрит) некоторое обогащение этими элементами пелагических осадков.

Механизмы, контролирующие все три типа распределения элементов, детально рассмотрены в работе Н.М. Страхова [19766].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение океанических осадков методом трансокеанских профилей позволило воссоздать общую картину современной седиментации в северной части Тихого океана и установить геохимические закономерности распределения в ходе океанского осадкообразования большого числа химических элементов; при этом выявлена роль терригенного, биогенного, аутигенного и вулканогенного факторов в формировании сложного комплекса осадков.

Закономерное уменьшение масс осадочного материала и смена осадков разных литолого-фациальных типов от берегов к пелагиали, 'отчетливая связь обломочного и тонкодисперсного материала с береговыми источниками сноса однозначно свидетельствуют о преобладающей роли терригенной седиментации. Внутренние источники осадочного материала – базальтовые породы островов и подводных поднятий играют существенную роль в пелагической зоне океана, где влияние берегового сноса минимально, однако распространение продуктов их переотложения имеет локальный характер.

Для воссоздания общей картины осадконакопления на трансокеанском профиле выделены и подробно охарактеризованы литолого-фациальные типы отложений. С применением метода абсолютных масс сделаны ориентировочные подсчеты общего количества осадочного материала, поставляемого главным обраэом с берегов и отложившегося в разных литолого-фациальных зонах.

Максимальное количество осадков накапливается в области прибрежных, гемипелагических и переходных отложений (зоны I-III) и составляет примерно 75% от общей массы осадочного материала на профиле. Остальные 25% отлагаются в области распространения пелагических красных глин (зоны IVAu IVB). Важно отметить наблюдаемую асимметрию в количественном распределении осадков. Так, на западе, в зонах I-III, отлагается приблизительно 60%, тогда как на востоке всего лишь 15% от общей массы осадочного материала. На профиле эта асимметрия отражает различия в интенсивности поставки матери ала с суши, что проявляется также и в вещественном составе океанических илов.

Изучение форм и масштабов влияния разных типов вулканической деятельности на состав осадков профиля показало, что влияние андезитового вулканизма проявляется на широких площадях океанического дна в виде обогащения донных отложений риолито-дацитовой пирокластикой и продуктами ее диагенетических преобразований (филлипсит, монтмориллонит). Андезитовый вулканизм мало влияет на средний химический состав пелагических илов. В прибрежной зоне его влияние сказывается в обогащении осадков переотложенным материалом андезитовых пород и в несколько повышенных концентрациях Fe, Ti, V, Cr и некоторых других элементов.

Надводный базальтовый вулканизм Гавайской зоны заметно влияет на минеральный и химический состав осадков только вблизи вулканического очага, обогашая их вулкано-терригенным материалом и основной пирокластикой, а также геохимически малоподвижными элементами, такими как Fe, Ti, Cr, V, W.

Для оценки влияния эксгалятивной вулканической деятельности использовался метод генетических модулей, предложенный Н.М.Страховым [1974]. Значения модуля (Fe+Mn)/Ti в осадках трансокеанского профиля, как правило, низ-
кие (5-15), что свидетельствует об отсутствии в них заметного количества эксгалятивного компонента. Проявления эксгаляций локальны и отмечены в восточной части профиля в зоне развития трансформных разломов, где значения модуля поднимаются до 29-39. В этих осадках наблюдается специфический комплекс аутигенных образований (барит, гипс, ферримонтмориллонит, скопления окислов железа и марганца). Там же отмечены повышенные концентрации Fe, Mn и комплекса микроэлементов.

Изучение диагенетических преобразований на профиле позволило установить зональность их проявления. Так, в прибрежных и гемипелагических илах редуцированной зоны океана широко развиты сульфиды и глауконит. В переходной зоне встречаются аутигенные карбонаты. Характерными диагенетическими образованиями в окисленных осадках пелагиали океана являются Fe-Mn макрои микроконкреции, там же широко развиты цеолиты группы филлипсита.

Геохимическое изучение осадков профиля позволило выявить закономерности и механизм распределения в них целого ряда химических элементов.

По характеру распределения в океанских осадках изученные компоненты четко подразделяются на две группы; биогенную и терригенную (или группу железо-марганцевую). Фосфор и редкоземельные элементы занимают промежуточное положение.

Особенностью в распределении биогенной группы (Сорг, CaCO₃, SiO_{2aM}, S и Se) является их преимущественная приуроченность к прибрежной и гемипелагической зонам океана и резкое убывание как абсолютных масс, так и процентных содержаний в пелагиали. В осадках прибрежной и гемипелагической зон (зоны I и II) концентрируется 93% CaCO3, 72% SiO2aM, 81% Copr, 80% Se и 75% S_{общ} от общей массы каждого из компонентов (практически вся – 97-98% - восстановленная сера - производная H₉S). Интенсивное накопление биогенных компонентов у берегов связано с высокой биологической продуктивностью прибрежных вод и со специфической гидродинамикой вод океана. Накопление первых трех компонентов биогенной группы происходит в седиментогенезе. Что касается обогащения прибрежных осадков соединениями S и Se, то оно происходит в ходе диагенетических восстановительных процессов, протекающих в этих осадках, богатых органическим веществом. Помимо серы и селена редуцированные осадки прибрежной и гемипелагической зон в диагенезе обогащаются также молибденом и мышьяком, а возможно, и другими элементами.

Принципиально иначе происходит распределение в осадках океана другой значительно большей группы химических элементов (железо-марганцевой). Эта группа включает подгруппы железа (Fe, Cr, V, Ge), гидролизатов (Al, Ti, Zr, Ga, Ta, Nb), халькофилов (Cu, Zn, Pb, As) и подгруппу марганца (Mn, Ni, Co, Мо). Главным механизмом, управляющим распределением всей этой группы, является фракционирование аллохтонных и автохтонных взвесей. В результате процессов фракционирования происходит увеличение процентных содержаний элементов в направлении от прибрежных к пелагическим осадкам на фоне уменьшения скоростей осадкообразования и абсолютных масс как всего осадочного материала, так и каждого из указанных элементов. Рост процентных содержаний осуществляется за счет некоторого сдвига в пелагическом направлении масс элементов по отношению к массе осадка в целом. Для всей железо-марганцевой группы отмечается зависимость концентрации элементов от гранулометрии; их концентрации растут с увеличением в осадках наиболее тонкодисперсных фракций. Рост содержаний в пелагическом направлении происходит для элементов этой группы в неодинаковой степени. Он минимален для подгруппы Fe и гидролизатов, максимален для элементов подгруппы Mn.

Об эффективности процесса фракционирования осадочного материала в бассейне Тихого океана можно судить по следующим данным. В зонах IVA и IVБ профиля суммарно осаждается около 25% осадка. Вместе с тем здесь осаждается от 27 до 29% общей массы элементов подгруппы Fe и от 37 до 52% элементов подгруппы Mn от общего их количества, осаждающегося на профиле. Таким образом, сдвиг абсолютных масс элементов подгруппы Mn в пелагические осадки очень велик. Нелишне напомнить, что расчеты сделаны без учета массы элементов, заключенных в Fe-Mn конкрециях. С учетом конкреций сдвиг абсолютных масс элементов подгруппы Mn в пелагиаль океана будет еще выше.

В итоге отметим, что детальное литолого-фашиальное и геохимическое изучение осадков на трансокеанском пересечении позволило выделить и охарактеризовать ряд фаций океанского литогенеза. Отличительными чертами пелагических фаций являются: минимальные абсолютные скорости осадкообразования (менее 3 мм в тысячу лет), очень малые содержания органического вешества (менее 0,5% С_{орг.}), окислительные условия во всей толше отложений Еh (+500 мв), широкое развитие на поверхности диагенетического Fe-Mn рудообразования, сильное обогашение Mn, Fe и микроэлементами. Для прибрежных и гемипелагических зон характерно большее фациальное разнообразие. Здесь выделяется сложный комплекс терригенных, вулкано-терригенных, биогенно-терригенных отложений с высокими скоростями седиментации, повышенными содержаниями органического вещества и восстановительными условиями во всей толще осадков.

В одной из последних публикаций Н.М.Страхов [1977, с. 17] отмечает, что "задача дальнейших работ по океанскому литогенезу заключается в фациальном геохимическом анализе его отложений и выявления геохимических зон". Работы, проведенные на профиле, являются одним из первых опытов систематического фациально-геохимического анализа океанических осадков.

Развитие работ подобного рода необходимо для разработки теории литогенеза океанского сектора Земли и выявления его типов.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрушенко П.Ф., Градусов Б.П., Ерошев-Шак В.А., Яшина и др. Состав и строение метаморфизованных железо-мартанцевых конкрепий, жильных новообразований гидроокислов железа и мартанца и вмещающих их пелагических осадков в южной котловине дна Тихого океана. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975. № 1,
- Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938.
- Атлас океанов. Тихий океан. М.; Л.: ГУГК, 1974.
- Балашов Ю.А., Лисицын А.П. Миграция редкоземельных элементов в океане. - В кн.: Океанологические исследования. М.: Наука, 1968, № 18.
- Безруков П.Л., Лиснцын А.П. Классификация осадков современных мороких водоемов. – Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1960, т. 32.
- Безруков П.Л., Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. и др. Железо-марганцевые конкрепии Тикого океана. -Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1976, т. 109.
- Блох А.М., Коченов А.В. Элементыпримеся в костном фосфате ископаемых рыб. – В кн.: Геология месторождений редхих элементов. М.: Недра, 1964, вып. 24.
- Бутузова Г.Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М.: Наука, 1969.
- Бутузова Г.Ю., Лиснцына Н.А., Волков И.И. и др. Признаки эксталятивной деятельности в осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива. – Литол. и полези. ископ., 1975. № 5.
- Бутузова Г.Ю., Лисицына Н.А., Градусов Б.П. Аутитенный монтморилонит в донных осадках станции 655 к югу от Калифоринаского залива. - Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2.
- Валяшко М.Г., Гурский Ю.Н., Павлова Г.А., Быкова В.С. Физико-химическая характерчстика осадков, би-

генные элементы и бор в иловых водах северо-западной части Тихого океана. -В кн.: Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1973, вып. 4.

- Виноградов А.П. Среднее содержание • химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия. 1962. № 7.
- Волков И.И., Остроумов Э.А. Распределение сульфатов в донных отложениях Тихого океана. - В кн.: Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1960, № 2.
- Волков И.И., Розанов А.Г., Жабина Н.Н., Фомина Л.С. Соединения серы в осадках Калифоринаского залива и прилегающей части Тихого океана. - В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976.
- Волков И.И., Розанов А.Г., Жабина Н.Н., Ягодинская Т.А. Сера в тихоокеанских осадках к востоку от Японик. – Литол. к полезн. ископ., 1972, № 4.
- Волков И.И., Розанов А.Г., Соколов В.С. Окислительно-восстановительные пропессы в осадках северо-западной части Тихого океана. - В ки.: Международный геохимический конгресс. М.: Наука, 1973, т. 4. Осадочные породы. Кн. 2.
- Волков И.И., Севастьянова Е.С., Ягодинская Т.А. Фосфор в осадках северо-западной части Тихого океана. -Геохимия, 1974, № 9.
- Волков И.И., Соколов В.С., Соколова Е.Г., Пилипчук М.Ф. Редкие и рессеянные элементы в осадках северозападной части Тихого океана. - Литол. и полези. ископ., 1974, № 2.
- Волков И.И., Соколова Е.Г. Геохимия селена в оседках Черного моря. – Литол. и полези., ископ., 1976, № 1.
- Волков И.И., Фомина Л.С. Редкоземельные элементы в осадках и марганцевых конкрециях океана. – Литол. и полези. ископ., 1967, № 5.
- Волков И.И., Фомкна Л.С. Новые данные по геохники редкоземельных элементов в осадках Тихого океана. -Геохники. 1973, № 11.

- Волков И.И., Фомина Л.С., Ягодинская Т.А. Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана на разрезе атолл Уэйк – побережье Мексики. – В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976.
- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. Пер. с англ. М.: Мир, 1968.
- Гельман Е.М., Варшал Г.М., Богданова В.М., Князева Д.Н. Применение метода хроматографии на бумаге для разделения редкоземельных элементов при анализе природных материалов. - В кн.: Редкоземельные элементы. М.: Наука, 1963.
- Геология и минеральные ресурсы Японии/ Пер. с англ. М.: ИЛ, 1961.
- Геолого-геофизический атлас Международной индоокеанской экспедиции. М.; Л.: ГУГК, 1975.
- Глаголева М.А. Закономерности изменения химического состава железо-марганцевых конкреций в осадках северозападной части Тихого океана. – Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Глаголева М.А., Волков И.И., Соколов В.С., Ягодинская Т.А. Химические элементы в осадках́ Тихого океана на разрезе от Гавайских островов до побережья Мексики. – Литол. и полезн. ископ., 1975, № 5.
- Глаголева М.А., Коннов В.А., Парахони Ю.П., Ягодинская Т.А. Химические элементы в осадках северо-восточной части Тихого океана. – Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Горбунова З.Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана. - В кн.: Тихий океан. М.: Наука, 1970, кн. 1.
- Горбунова З.Н. История накопления глинистых минералов в Тихом океане в кайнозое по данным глубокреодного бурения. - Океанология, 1975, т. 15, № 5.
- Горшкова Т.И. Донные отложения Белтийского моря. Вильнос: Белтика, 1963.
- Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Кристаллохимические формы и генетические типы смектитового компонента в современных осадках. – Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 3.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Пер. с англ. М.: Мир, 1966, т. 4. Каркасные силикаты.
- Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В. Типы донных осадков Атлантического океана. (Результаты исследований по международным геофизическим проектам.) калинийград, Калинияградская правда, 1975.

- Жемчужников Ю.А. Что такое фация? -В кн.: Литологический сборник. М.; Л., Гостоптехиздат, 1948, вып. 1.
- Живаго В.Н., Серова В.В. Минералогия золовой взвеси над центральными районами Тихого океана. - Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1.
- Зайковский Ф.В., Башмакова В.С. Колориметрический метод определения суммы редкоземельных элементов в рудах. – В кн.: Методы химического анализа минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат, 1959, вып. 5.
- Иванов М.В., Ленн А.Ю., Кашпарова Е.В. Интенсивность образования и диагенетического преобразования восстановленных соединений серы в осадках Тихого океана. - В кн.: Биогеохимия диагенеза современных осадков океана. М.: Наука, 1976.
- Кленова М.В. Геология моря. М.: Учпедгиз, 1948.
- Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. – Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.
- Коссовская А.Г., Гушина Е.Б., Дриц В.А. и др. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса "Гломар Челленджер", – Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.
- Крылов А.Я., Лискцын А.П., Снлин Ю.А. Значения аргон-калиевого отношения в океанических илах. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
- Ленн А.Ю., Кудрявцев А.И., Матросов А.Г., Зякун А.М. Изотопный сосгав соединений серы в осадках Тихого океана. - В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976.
- Ленн А.Ю., Логвиненко Н.В., Волков И.И. и др. Минеральный и изотопный состав диагенетических карбонатных минералов конкреший из восстановленных осадков Калифорнийского залива. – Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 2.
- Лисицын А.П. Скорость современного осадконакопления в океанах. Океанология, 1971, № 6.
- Лисицын А.П. Осадкообразованые в океанах. М.: Наука, 1974.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О. и др. Металлоносные осадки и их генезис. – В кн.: Океанологические исследования. М.: Наука, 1976, № 29.
- Лисицын А.П., Гордеев В.В. О химическом составе взвеси и воды морей и океанов. - Литол. и полези. ископ., 1974, № 3.
- Лисицына Н.А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. - Труды ГИН АН СССР, 1973, вып. 231.

- Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю. Цеолиты в осадках литологического профиля через Тихий океан. – Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.
- Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю., Волков И.И. и др. Влияние гавайского вулканизма на осадконакопление. – В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород ируд. М.: Наука, 1975.
- Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю., Дворецкая О.А. Донные осадки на профиле через Тихий океан. – Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Лисицына Н.А., Градусов Б.П., Бутузова Г.Ю. Глауконит в осадках литологического профиля через Тихий океан. В кн.: Палеонтология, морская геология. М.: Наука, 1976. (Междунар. геол. конгр. XXV сессия. Докл. сов. геол.)
- Лисицына Н.А., Градусов Б.П., Дворецкая О.А., Чижикова Н.П. Глинистые минералы в осадках северо-западной части Тихого океана. – Литол. и полези. ископ., 1973, № 5.
- Лисицына Н.А., Градусов Б.Л., Чижикова Н.П. Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков. – Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6.
- Лисицына Н.А., Дворецкая О.А. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана. -Литол. и полезн. ископ., 1972, №4.
- Лисицына Н.А., Дворецкая О.А., Пушкина З.В., Черкасова Е.В. К геохимии элементов-гидролизатов в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана. – Литол. и полезн. ископ., 1973, N с.
- Логвиненко Н.В. К проблеме глауконитообразования в океанах. В кн.: Палеонтология, морская геология. М.: Наука, 1976. (Междунар. геол. конгр. XXV сессия. Докл. сов. геол.)
- Логвиненко Н.В., Волков И.И., Розанов А.Г. К вопросу о генезисе глауконитов в осадках Тихого океана. – Литол. и полезн. ископ., . 1970, № 2.
- Логвиненко Н.В., Волков И.И., Соколева Е.Г. Родохрозит в глубоководных осадках Тихого океана. – Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 1.
- Лубченко И.Ю. Распределение Р в осадках по профилю через Северо-Западную котловину Тихого океана. - Докл. АН • СССР, 1975, т. 225, № 5.
- Лукашин В.Н. Распределение микроэлементов в Индийском океане. Автореф. канд. дис. М., 1974.
- Мангейм Ф.Т. Геохимический профиль Балтийского моря. – В кн.: Вопросы геохимии и геохронологии океана. Пер. с англ. М.: Мир, 1965.

- Мархинин Е.К. Роль вулканических продуктов в формировании земной коры. -В кн.: Современный вулканизм. М.: Иаука, 1966.
- Мархинин Е.К., Соложникова А.М. О содержании Ni, Co, Cr, V и Cu в вулканических пордах Камчатки и Курильских островов. – Геохимия, 1962, № 4.
- Матвеенков В.В., Марова Н.А. Воэраст формирования магматических комплексов и связанных с ними структур поднятия Маркус-Неккер. – Изв. АН СССР. Серия геол., 1975, № 5.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
- Муравьев В.И. О глинообразовании в океанических осадках юго-западно[±] части Тихого океана. - Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.
- Наливкин Д.В. Учение с фациях. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 1-2.
- Остроумов Э.А., Волков И.И. Сульфаты морских иловых отложений. – Литол. и полезн. ископ., 1963, № 3.
- Петелин В.П. О нахождении аутигенного глауконита в современных морских осадках. – Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1954, т. 8.
- Петелин В.П. Новый метод водного механического анализа морских осадков. – Океанология, 1961, т. 1, выл. 1.
- Петелин В.П., Алексина И.А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана. – В кн.: Тихий океан. М.: Наука, 1970, т. 6. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1.
- Петелин В.П., Остроумов Э.А. Геохимия донных отложений Охотского моря. - В кн.: Современные осадки океанов и морей. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Полушкина А.П., Сидоренко А.Г. Мельниковит как минеральный вид. – Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 1963, т. 92, вып. 5.
- Пушкина З.В. Ниобий и тантал в осадках профиля через Северо-Западную котловину Тихого океана. – Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 1.
- Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. -Труды ГИН АН СССР, 1972, вып. 234.
- Ратеев М.А., Горбунова З.Н., Лисипын А.П., Носов Г.И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. -Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Репечка М.А. Влияние пирокластического материала на осадконакопление в Японском море и северо-западной части Тихого океана. – Докл. АН СССР, 1971. т. 199. № 4.

- Розанов А.Г., Волков И.И., Жабнна Н.М., Ягодинская Т.А. Сероводород в осадках континентального склона северо-западной части Тихого океана. - Геохимия, 1971, № 5.
- Розанов А.Г., Волков И.И., Соколов В.С. и др. Окислительно-восстановительные процессы в оседках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана (соединения железа и марганда). - В кн.: Биогеохимия диагенеза оседков океана. М.: Наука, 1976.
- Розанов А.Г., Соколов В.С., Волков И.И. Формы железа и марганца в осадках северо-западной части Тихого океана. - Литол. и полези. ископ., 1972, № 4.
- Романкевич Е.А. Бногеохимический состав взвеси и донных осадков северо-западной части Тихого океана. -В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучейня. М.: Наука, 1974.
- Романкевич Е.А. Органическое вещество донных осадков к востоку от Японии и его влияние на окислительно-восстановительные процессы. - В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976.
- Романкевич Е.А., Безруков П.Л., Баранов В.И., Христианова Е.А. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана. М.: Наука, 1966.
- Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тикого океана. – Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6.
- Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Горбунова З.Н., Зенкевич Н.Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана. – В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971.
- Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Прокопцев Н.Г., Маракушев В.К. Донные отложения и вулканические породы полигона в южной котловине Тихого океана. - Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
- Скорнякова Н.С., Петелин В.П. Осадки центрального района южной части Тихого океана. - Океанология, 1967, т. 8, вып. 6.
- Скрипченко Н.С. Фоссилизированные сульфатредунирующие микроорганизмы в колчеданных рудах. – Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
- Соколова Е.Г., Пилипчук М.Ф. К геохимии селена в отложениях северозападной части Тихого океана. - Геохимия, 1973, № 10.

- Страхов Н.М. О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах. - Бюл. МОИП. Отд. геод., 1945, т. 20, вып. 3-4.
- Страхов Н.М. К познанию механизма морской седиментации. 1. Черное море. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1947, № 2.
- Страхов Н.М. Типы литопенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н.М. Баланс редукционных процессов в оседках Тихого океана.-Литол. и полези. ископ., 1972, № 4.
- Страхов Н.М. Об экстеляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках. – Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Страков Н.М. К вопросу о типак литогенеза в океанском секторе Земли. – Литол. и полезн. ископ., 1976а, № 6.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимия современного океанского литогенеза..-Труды ГИН АН СССР, 19766, вып. 222.
- Страхов Н.М. Две схемы современного глобального литогенеза и их мотодология. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8.
- Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Киязева Л.М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н.М., Волков И.И., Лисицына Н.А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане (Японский профиль). – Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.
- Страхов Н.М., Нестерова И.Л. О влияние вулканизма на геохимню морских отложений на примере Охотского моря. - В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968.
- Тимофеев П.П. Геология и фещии юрской упленосной формеции южной Сибири. – Труды ГИН АН СССР, 1969, вып. 197.
- Тихий океан. Т.6. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 1-2. М.: Наука, 1970.
- Удинцев Г.Б. 1972. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. – В кн.: Патий океан. М.: Наука, 1972, т. 5.
- Фомина Л.С., Волков И.И. Перераспределение редкоземельных элементов при образовании железо-мартанцевых конкредий Черного моря. - Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 1.
- Фомина Л.С., Волков И.И. Редкоземельные элементы в осадках Черного моря. – Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2.
- Хворова И.В., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Гналокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования. - Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.

- Чеботарев Е.Н., Иванов М.В. Распространение и активность сульфатредущирующих бактерий в донных отложениях Тихого океана и Калифорнийского залива. - В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976.
- Черняховский А.Г., Градусов Б.П., Макарова О.В. Генезис каолинитсмектитов в корах выветривания. -Литол. и полези. ископ., 1975, № 4.
- Шншкина О.В., Павлова Г.А. Обиловых водах Калифорнийского залива. -В кн.: Бногеохимия днагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976.
- Штеренберг Л.Е., Горшкова Т.И., Нактинас Е.М. Карбонаты марганца в железо-марганцевых конкредиях Римского залива. - Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Abbot A.T. Occurrence of gibbsite on the Island of Kausi, Hawaiian Islands. – Econ. Geol., 1958, v. 3.
- Allen V.T., Sherman G.D. Genesis of Hawaiian bauxite. - Econ. Geol., 1965, vol. 60, N 1.
- Andree K. Geologie des Meersbodens. Leipzig, 1920.
- Aoki S., Kohyama N., Sudo T. An iron-rich montmorillonite in a sediment core from the northeastern Pacific. – Deep-Sea Res., 1974, vol. 21, N 10.
- Sea Res., 1974, vol. 21, N 10. Arrhenius G. Pelagic sediments. – In: The sea. N.Y., 1963, vol. 3.
- Arrhenius G., Bonatti E. Neptunism and vulcanism in the Ocean. In: Progress in oceanography. London: Pergamon Press, 1964, vol. 3.
- Baldar N.A., Whittig L.D., Occurrence and synthesis of soil zeolites. - Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1968, vol. 32, N 2.
- Berner R.A. The synthesis of framboidal pyrite. – Econ. Geol., 1969, vol. 64.
- Berner R.A. Phosphate removal from sea water by adsorption on volcanogenic ferric oxides. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 9.
 Berner R.A. Iron sulfides in Pleistocene
- Berner R.A. Iron sulfides in Pleistocene deep Black Sea sediments and their paleooceanographic significance. – In: The Black Sea-geology, chemistry and biology, Tulsa, Okla.: Amer, Assoc. Petrol. Geol., 1974.
- Bezrukov P.L. Investigations of deep-sea sediments in geological polygons in the Pacific and Indian Oceans. - In: IX Congres International de Sédimentologie. Nice, 1975, vol. 3.
- Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean. - Geochim. Techn. Rept, 1964, vol. 8:
- Bonatti E. Zeolites on Pacific pelagic sediments. – Trans. N.Y. Acad. Sci., ser. 2, 1963, vol. 25, N 8.

- Bonatti E. Palagonite, hyalocklastites and alteration of volcanic glass in the Ocean. – Bull volcanol., 1965, vol. 28.
- Boström K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. – Stockholm Contribs. Geol., 1973, vol. 27.
- Boström K., Joensuu O., Moore C. et al. Geochemistry of barium in pelagic sediments. - Lithos, 1973, vol. 6.
- Boström K., Peterson M.N. Precipitates from hydrothermal exalations of the East Pacific Rise. - Econ. Geol., 1966, vol. 61, N 7.
- Boström K., Peterson M. The origin of aluminium poor ferromanganoan sediments in areas of high reat flow on the East Pacific Rise. - Mar. Geol., 1969, vol. 7, N 5.
- Bryan B. Geology and petrology of Clarion Islands, Mexico. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1967, vol. 78, N 12.
- Burst I.F. Mineral geterogenity of "Glauconite" - pellets. - Amer. Miner., 1958, vol. 43, N 56.
- Deffeyes K.S. Zeolites sedimentary rocks. – J. Sediment. Petrol., 1959, vol. 29, N 4.
- Dietz R., Menard H., Hamilton E. Echograms of the Mid-Pacific expedition.-Deep-Sea Res., 1954, vol. 1, N 4.
- Dudal R. Correlation of soils derived from volcanic ash. - In: Meeting on the classification and correlation of soils from volcanic ash. - World. Soil Resour. Repts. F.A.O., 1964, vol. 14.
 Ehlers E.G., Stilles D.V., Birle J.D.
- Ehlers E.G., Stilles D.V., Birle J.D. Fossil bacteria in pyrite. - Science, 1965, vol. 148, N 3678.
- Emery K.O. The sea off southern California: A modern habitet of petroleum. N.Y.: J. Wiley and Sons, 1960.
- Fan Pow-Foong, Grunwald R.R. Sediment distribution in the Hawaiian Archipelago. - Pacif. Sci., 1971, vol. 25.
- Farrand M. Framboidal sulphides precipitated sinthetically. – Miner. deposita, 1970, vol. 5.
- Fisher R., Heezen B. Summary of deepsea drilling project - leg 6. - Manuscripti La Jolla, 1969.
- Furnes H. Experimental palagonitization of Basaltic glasses of varied composition. - Contribs Mineral. and Petrol., 1975, vol. 50, N 2.
- Gallicher E.W. Biotite-glauconite transformation and associated minerals. - In: Recent marine sediments. Symp. London, 1935.
- Gastil R.G., Krummenacher D., Doupont I., Bushee I. The batholith belt of southern California and Western Mexico. – Pacif. Geol., 1974, vol. 8.
- Goldberg E.D., Arrhenius G.O.S. Chemistry of Pacific pelagic sediments. – Geochim. et socmochim. acta, 1958, vol.18, N3..

- Goldberg E.D. Chemical and mineralogical aspects of deep-sea sediments. - In: Physics and chemistry of the Chemical Earth. London, 1961, vol. 4.
- Griffin J.J., Goldberg E.D. Clay-mineral distribution in the Pacific ocean. -In: The sea. N.Y., 1963, vol. 3.
- Griffin J.J., Windom H., Goldberg E. The distribution of clay minerals in the World Ocean. - Deep-Sea Res., 1968, vol. 15, N 4.
- Gundlach H., Beiersdorf H., Marchig V., Schnier C. Heated bottom water and associated Mn/Fe-oxide from the Clarion Fracture zone. — In: Sea of Hawaii joint oceanographic assambley. Abstrs. Edinburgh, 1976.
- Hamilton E.L. Sunken islands of the Mid-Pacific Mountains. - Mem. Geol. Soc. Amer., 1956, vol. 64.
- Hashimoto J., Jackson M.L. Rapid dissolution of allophane and kaolinite-halloysite after dehydration. - In: Clays and clay minerals. London etc., 1960.
- Hay R.L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. - Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1966, vol. 85.
- Hay R.L., Jijima A. Nature and origin of palagonite tuffs of the Honolulu group on Oahu, Hawaii. - Mem. Geol. Soc. Amer., 1968, vol. 116.
- Hay R.L., Jones B.F. Weathering of basaltic tephra on the Island of Hawaii. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N2.
- Hein J.R., Allwardt A.O., Griggs G.B. Glauconite in Monterey Bay. – J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, N 2.
- Horn D.K., Delach M.N., Horn B.M. Distribution of volcanic Ash. Layers and Turbidites in the North Pacific. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 9.
- Hower K. Some factors concerning the nature and origin of Glauconite. - Amer. Miner., 1961, vol. 46, N 3-4.
- Hseung J., Jackson M.L. Mineral composition of the clay fraction. III. Some main soil groups in China. - Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 1952, vol. 16, N 3.
- Initial reports of the deep-sea drilling project, 1970-1973.
- Jacobs M.B. Clay mineral changes in Antarctic deep-sea sediments and Cenozoic climatic events. – J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, N 4.
- Kalle K. Der Stoffhauschalt des Meers. 1943.
- Kriger Ph. Notes on a X-ray diffraction stady of the series calcite-rhodochrosite.-Amer. Miner., 1930, vol. 15, N 1.
- Krümmel O. Handbuch der Okeanographie. Stuttgart, 1907, Bd. 1.
- Kuenen P. Marine geologie. N.Y., 1950.
- Lewis G.S., White J.L. Chemical and mineralogical studies on lick spot soils

in Idaho. - Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1964, vol. 28, N 6.

- Lisitzin A.P. Sedimentation in the World Ocean. Tulsa, 1972.
- Love L.G. Micro-organic material with diagenetic pyrite from the Lower proterozoic Mount. Isa shale and carboniferous shale. - Yorkshire Geol. Soc. Proc., 1965, vol. 35.
- Love L.G. Early diagenetic polyframboidal pyrite, primary and redeposited from the Wenlockian Dengihn brit group, Conway, North Wales, U.K. - J. Sediment. Petrol., 1971, vol. 41.
- Lynn D.C., Bonatti E. Mobility of manganese in diagenesis of deep-sea sediments.--Mar. Geol., 1965, vol. 3, N 6.
- Mac Illvaine J.C., Ross D.A. Surface sediments of the Gulf of Panama. - J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43, N 1.
- Macdonald G.A. Igneous rocks. In: Geology of Bikini and early Atolls. – Geol. Surv. Profess. Pap., 1954, N 260-A.
- Marshall B.R. Devitrification of natural glass. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72.
- Mac Crac S.G., Lambert I.L.M. A study of some glauconites from Cretaceous and Tertiary formations in Southeast England.-Clay Miner., 1968, vol. 7.
- Moore I.G. Rate of palagonitization of submarine basalt adjacent to Hawaii. – Geol. Surv. Profess. Pap., 1966, N 550-D.
- Murray J., Renard A.F. Report on the deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Chaelengar in the years 1872 to 1876. London, 1891.
- Oinuma K., Kobayashi K., Sudo T. Clay mineral composition of some recent marine sediments. - J. Sediment. Petrol., 1959, vol. 29, N 1.
- Oinuma K., Kobayashi K. Quantitative study of clay minerals in some recent marine sediments and sedimentary rocks from Japan. - Clays and Clay Miner., 1966, vol. 26.
- Pratt W.L. Clauconite from the sea floor off Southern California. – In: Essays in marine geology in honour of K.O. Emery. Los Angeles, 1963.
- Revelle R. Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnegie in its seventh cruise. Carnegie Inst. Wash. Publ., N 556, 1944.
- Rex R.W. Authigenic silicates formed from basaltic glass by more then 66 million years contact with sea water, Syl vania Guyot, Marshall Islands. - Clays and Clay Miner., 1966, vol. 15 (Proc. Nat. Conf.).
- Rex R.W., Goldberg E.D. Quartz contents of pelagis sediments of the Pacific Ocean. - Tellus, 1958, vol. 10, N 1.

- Richards A.F. Geology of the islas Revillagigedo, Mexico Geology and petrography of isla Roca Partida. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, vol. 75.
- Amer., 1964, vol. 75. Richard D.T. The chemistry of iron sulfide formation at low temperatures. – Stockholm Contribs Geol., 1969, vol. 20.
- Rust G.W. Colloidal primary copper ores at Cornwall mines southeastern Missouri, - J. Geol., 1935, vol. 43, N 4.
- souri. J. Geol., 1935, vol. 43, N 4. Sakharov B.A., Drits V.A. Mixed-layer kaolinite-montmorillonite: A comparison of observed and calculated diffraction patterns. - Clays and Clay Miner., 1973, vol. 21.
- Scarfe C.M., Smith D.Y.W. Secondary minerals in some basaltic rocks froni. -Can. J. Earth Sci. DSDP, Leg 37, 1974, vol. 14, N 4 (pt 2).
- Schott W. Die Foraminiferen in der äquatorialen Teilen des Atlantschen Ozeans. – In: Wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition "Meteor". Berlin, 1935, Bd. 3, T. 3, Lief. 3.
- Schultz L., Shepard A., Blackman P., Starkey H. Mixed layer kaolinite-montmorillonite from the Yucatan Peninsula, Mexico. - Clays and Clay Miner., 1970, vol. 19.
- Shepard F.P. Submarine geology. 2nd ed. with chapters by Inman D.L. and Goldberg E.D. N.Y., 1963.
- Sheppard R.A., Gude A.J., Griffin J.I. Chemical composition and physical pro-

perties of phillipsite from the Pacific and Indian oceans. - Amer. Miner., 1970, vol. 55.

- Sunagawa I., Endo Y., Nakai N. Hydrothermal synthesis of framboidal pyrite. - Soc. Mining Geol. Jap., Spec. Issue 2, 1971.
- Sweeney R.E., Kaplan I.R. Pyrite framboids formation: Laboratory synthesis and marine sediments. - Econ. Geol., 1973, vol. 68, N 5.
- Takahashi Y. Synopsis on glauconitization. - In: Racent marine sediments. Symp. London, 1955.
- Trask P. Origin and environment of source bed of petroleum. Houston, 1932.
- Van Andel T.H. Recent marine sediments of Gulf of California. — In: Marine geology of the Gulf of California. Symp. Mem. N 3. N.Y., 1964.
- White S.M. Mineralogy and geochemistry of continental shelf of the Washington-Oregon Coast. - J. Sediment. Petrol., 1970, vol. 40, N 1.
- Whitting L.D. Characteristics and genesis of solodized solonets of California. -Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1959, vol. 23, N 2.
- Wildeman R., Haskin L. Rare-earth elements in ocean sediments. – J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, N 12.
- Zen E-an. Mineralogy and petrology of marrine bottom sediment samples of the west coast of Peru and Chile. - J. Sediment. Petrol., 1959, vol. 29, N 4.





кремнистые и слабоизвестковистые; III - пелагические глины переходного типа; IV - пелагические красные глины глубоководных котловин с примесью пепла (IVA) и с цеолитами (IVE); V - гравийно-песчано-глинистые и карбонатные осадки подводных поднятий; VI - биогенно-терригенные осадки Гавайских островов с примесью вулканокластики. Условные обозначения к литологическим колонкам (фиг. 3, 4, 6, 7, 9, 12, 13, 14): 1 - галька; 2-6ил: 2 – песчано-алевритовый, 3 – песчанисто-глинистый, 4 – алевритисто-глинистый, 5 – глинистый, 6 – карбонатно-глинистый, 7 - вулканический пепел; 8 - кремнистые организмы; 9 - водоросли; 10 - фораминиферы; 11 - кокколитофориды; 12 - пирит; 13 - глауконит; 14 - Fe-Mn конкреции; 15 - Fe-Mn микроконкреции; 16 цеолиты; 17 - перерывы в осадконакоплении; 18 - нижние границы одновозрастных осадков (синхроничных слоев); 19 - кривая, показывающая изменение величин железо-марганцевого модуля. Цифры на профиле дна - его глубина (тыс. м). Цифры под колонкой - ее глубина

Фиг. З. Литолого-фациальные типы донных осадков на трансокеанском профиле (по зонам) I - прибрежные вулкано-терригенные и биогенно-терригенные; // - гемишелагические глинистые, слабо-

Фиг. 29. Схема распределения глауконита, Сорг и пирита в озадках профиля a -рельеф дна; б - распределение глауконита (объемн. %): 1 > 20, 2 - 20-10, 3 - 10-1, 4 - <1, 5 единичные зерна, 6 – граница зоны восстановленных осадков; s – распределение C_{ODF} (вес. %): 1 = > 3, 2 = 3-2, 3 = 2-1,5, 4 = 1,5-1, 5 = 1-0,5, 6 = <0,5; <math>i – распределение пирита (вес. %): $1 = > 2, 2 = 2-1,5, 3 = 1,5-\Gamma, 4 = 1-0,5, 5 = 0,5-0,1, 6 = <0,1; 7 – местоположение проанализированных проб$



Фиг. 64. Распределение абсолютных масс осадка и элементов в I синхроничном слое по станциям (г/см²) 1 - осадок; 2 - Fe; 3 - V; 4 - Cr; 5 - Cu; 6 - As; 7 - Zn; 8 - Pb; 9 - Co; 10 - Mn; 11 - Ni; 12 - Mo



Фиг. 66. Распределение на реальном профиле средневзвешенных процентных содержаний и приведенных абсо-лютных масс элементов халькофильной подгруппы, подгруппы Мп и осадка в целом (для I синхроничного слоя) *a* - средние по зонам средневзвешенные процентные содержания (%, 10⁻⁴%), *б* - приведенные абсолют-ные массы (%); *I* - осадок; *2* - Mn; *3* - Mo; *4* - Ni; *5* - Co; *6* - Cu; *7* - As; *8* - Zn; *9* - Pb. Верти-кальные линит - восточные границы литолого-фациальных зон



Фиг. 74. Распределение приведенных абсолютных масс элементов-гидролизатов в 1 синхроничном слое осад-ков. Влияние Гавайских островов исключено 1 – осадок; 2 – Al; 3 – Ti; 4 – Zr; 5 – Ga

приложение

Содержание элементов в осадках префиля

÷							-	· · · · ·			· · · ·	
FORMBOHT. CM					%						10-4%	
• ·	Влажность	CaCO3	Сорг	SiO _{2 am}	Al	Fe.	Mn	Ti	P,	ΣS _{H2} S	Se	,
1	2	З	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
				г г				· · · · ·				· · ·
		Ст. 61	58, глу	бина 490	м (42	2 ⁰ 06,7'	c.m., 14	1 ° 29,9′	в.д.)			
0-2	,70,20	Не оби.	1,68	-	-	3,29	0,05	0 ,35	0,068	0,038	0,60	
0-5	-	-	-	10,96	5,55	3,91	0,03	0,32	-	0,045	0,80	
15-20	53,66	-	1,09	9,52	6,46	3,90	0,08	0,40	0,058	0,124	0,75	
30-35	-	-		10,66	6,27	3,91	0,05	0,32	-	- 404	- -	
44-47	80,80	-	1,73	-	. –	3,21 9.01	0,05	0,37	0,051	0,404	1 10	
92-97	30,30		1,00	1114	5 99	3 74	0,04	0.32	0,047	-		
150-160	. 69 57	0.11	1.59		-	3.21	0.04	0.37	0.051	0.634	1.10	
180-190	-	-	-	10,10	5,53	3,74	0,03	0,32	-	-		
225-235	59.09	0,34	1,42	_	-	3,29	0,04	0,35	0,051	0,622	1,10	
238-250	_	-	-	11,38	6,01	3,81	0,03	0,32	-	-	-	
290-300	54,85	0,23	1,39	-	-	3,25	0,04	0,37	0,050	0 ,33 4	0,80	
340-360	-	-	-	8,38	7,67	6,19	0,11	0,38	-	-	0,75	
405-420	55,14	-	1,30	-		3,48	0,05	0,35	0,048	0,691		
410-425	-	-	-	11,78	6,07	3,38	0,03	0,32	-	-	1,10	
4 35–4 50	-	-	-	4,44	8,84	6,61	0,11	0,38	-	-	-	•
		Ст. 61	59, глу	бина 264	м (4	2 ⁰ 06,5′	с. ш., 14	1 ⁰ 14,5′	в.д.)			
0-1	45.99	-	0,50	5,26	-	5,29	0,16	0,38	0,086	0,049	0,20	
8-15	40,70	-	0,80	_ `	-	4,89	0,12	0,39	0,066	0,101	0,20	
0-20	-	-	-	4,72	8,69	5,78	0,14	0,38	-	-	÷	
28 35	-	Не о бы.	-	1,72	8 ,3 6	9,52	0,25	0,51		-		
55-60	40,33	•	0,57	-	-	4,68	0,11	0,40	0,055	0,263	0,40	
85-100	-	-	-	2,18	7,24	7,11	0,19	0,44	-	-	-	
100-110	-			3, 06	7,39	5,10	0,06	0,38	0.49	0 279	- a o	
130-140	30,83	He 00 8.	0,37	- 10	-	4,73	0,09	0,40	0,040	0,273		
190-208	-		-	3,10	7,08	5,21	0,07	0,44	-	-		
208-215	20 11	Hada	0 42	2,02	7,04	4.46	0.10	0.42	0.046	0.296	0.25	
210-220	20,11	-		1.50	8.89	8.51	0.22	0.44	-	-	_	
262-270	33.17	0.68	0.59	3.08	5.22	3.76	0.06	0,38	0,044	0,490	0,20	
290-305	-	-	_	2,44	6,63	4,36	0,05	0,38	-	-	-	
		Ст. 61	.6 0. гла	тбяна " 13(Юм(41 ⁰ 25,3	З'с.ш., 1	42 ⁰ 16,	1' в.д.)			
	07.04	11	1 00	0 50	•	917	0.05	0.20	_	0.083	0.70	
10-1	67,84 59.05	пеоон. "	1,60	0,38	-	3,11	0,05	0,20	0.049	0.861	1.70	
12-18	38,03	•	1,00	5 74	6.74	5.10	0.04	0.32	-	-	_	
25-40		_	_	7.04	5.12	5.10	0.04	0.25	-	-	~	
50-60	58.56	7.72	1.28	-		3,12	0,04	0,30	0,055	0,894	1,10	
60-75	-	-		5,86	3,44	3,91	0,04	0,32	-	±	-	
145-155	51,04	9,99	0,99	-	-	3,39	0,05	0,32	0,057	1,028	1,1	
205-215	-	-	-	6,76	6 ,3 2	4,25	0,03	0,32	-	-	-	
260-270	53,59	5,08	1,08	- `	-	3,56	0,05	0,32	0,056	1,087	1,1	
370-382	53,17	1,95	1,06	-		3,57	0,05	0,33	0,053	0,983	1,0	
445-460	-	-	-	5,44	2,85	3,91	0,04	0,32	-	-	-	
505-515	-		-	5,74	6,34	4,08	0,04	0,32	0.054	0.084	. <u>.</u> .	
615-525	50,54	1,04	1,18	-	-	3,31	0,05	0,30	0,034	1,124	1.1	
660 675	50,84	1,00	1,12	6.21	5.65	3.40	0.03	0.25	-			
700-710	-	Ξ	-	1.94	5.44	3.91	0.04	0.32	-	-	-	
715-725	48.14	1.86	1.63	-,-	-	3.57	0.04	0,39	0,050	1,114	1,6	
790-800	46.30	1.61	1.32	-	-	3,80	0,06	0,41	0,058	0,943	1,4	
845-860	-	_	_	5,92	6 ,3 2	4,17	0,04	0,32	-	-	-	
		Ca 61	61	бина 999	0 M (4	40 ⁰ 1 8.9	[′] с.ш. 1	43 ⁰ 29.1	(в.д.)			
0-1	58.29	Необи.	1,03	8,60		6,08	0,09	0,49	0,057	0,041	-	
0-5			-	-	5,04	-	-	0,42	~	-		
0-10	43,39	۹	0,57	9,54	5,87	7,46	0,09	0,41	0,057	-	0,7	
10-40	.	-		5,14	6,63	6,94	0,09	0,41	-	-	-	
45-55	41,18	0 ,23	0,69			6,28	0,09	0,47	0 , 04 9	0,121	0,8	
40-70	-	-		7,02	6,91	5,11	0,07	0,38	-	-	-	
70-100	-			5,72	6,61	5,58	0,08	0,37	0.044	-	14	
115-120	43,88	1,43				3,00	0,00	0,37	0,044	-	÷,-	

· · · · · ·						10	7 ⁴ %						
,Eu	Zn	Рь	As.	Mo	Ni	Co	V	Cr	Ge	Zr	Ga	- Nb	T
,13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
	1	1	T 1		1	1	1	1	- T T	1		Т	I
			Ст. 6	158, гл	тубина -	490 м ((42°06,	7′ с.ш.,	141°2	9,9' в.д.)		
3 0	-	-	-	0,5	61	12	80	100	1,4	-	-	-	
-	105	16	4, 5	- 1	-	-	100	-	-	170	19	8,8	0
-	90	9		-	-	-	-	-	-	185	15	7.1	Č
3 0	-	-	6,5	1,7	67	15	90	80	-	-	-	-	
30	-	-	6,5	2,0	63	12	80	90	-	- •	-	-	•
-	85	8	-	-	-	-	100	100	-	200	9	-	
	74	-8			-	-	-	-	-	170	14	-	
40	_	-	10,5	1,0	64	10	90	100	-	-	-	•=	
-	95	8 ·	-	-	-	-	-	-	-	215	11	-	C
50	-	- ,	4,8	0,5	63	13	100	80	-	70	16	-	ċ
40	-	- 7		1.2	- 72	15	- 90	. 50	-	-	-	-	
-	84	9	5,8	-,-	-	-	-	-	-	148	10	-	
-	74	6	-	-	-	-	-	-	-	70	20	7,1	C
			Ст. 6	159. гл	тубина 2	264 м	(42 ⁰ 06,	5'с.ш.,	141 ⁰ 1	4,5' в.д.)		
1.30	_	_	3.5	0.5	26	10	100	20	1.6	-	_	-	
140	-	-	2,8	0,5	33	11	90	50	1,7	-	-	-	
-	297	30	-	-	-	-	-	-	-	Не обн.	21	3,5	C
-	74	4		-	-	-		-		•	9	3,9	C
150	-	- 4	5,3	0,5	42	10	110	80	1,7 He ofw	1.1.9	10.00	-	
-	40 61	8	-	<u>-</u>	-	-	-	Ξ	, in the second	111	11	-	
150	-	-	6,3	0,1	47	13	120	100	1,6	-	-	-	
-	57	8	-	-	-	-	-	-	-	111	16	3,9	<0
-	42	8	- -	-	-	-	-	1.00	-	37	9	-	•
150		-,	3,3	0,5	71	15	120	120	1,6	- Heofr	18	3.9	~
160	70	10	3.5	0.7	102	16	110	110	1,6	222	14	-	
-	69	13	-	-	-	-		-	-	192	19	3,9	C
			Ст. 6	160. г.	лубина	1 3 00 M	(41 [°] 2	5.3 с.ш	142 ⁰	16.1'в.	д.)		
30	-	_	1.8	3.1	31	8	80	50	1.7	_	_	-	
40	-	-	4,8	9,2	55	11	90	60	1,5	-	-	-	
-	87	12	-	-	-	· 🗕	-	-	-	185	18	5,8	9
-	65	6	-	-	-		-	-	-	148	10		C
40	74	- 6	15,9	4,2	-	-	-		-	296	15	-	
40	_	· …	11,5	0,5	53	11	90	60	1,4	-	-	-	
-	69	11	-	-	-	-	-	-	-	274	19	-	C
50	-	-	14,5	1,0	°47,	8	90	30	1,4	-	-	-	
50	- 63	- 11	19,9	4,0			110	- 50	- 1,3	259	15	-	
_	76	10	-	_	_	_	-	_	_	318	15	_	
50	-	-	10,5	2,5	-55	13	110	50	1,5	-	-	-	
40	-	-	11,9	1,2	71	10	110	90	1,5	-	-	-	
-	63	10 19	-	-	-	-	-	-	-	237 244	10	0.3	
40	•≠.	- 13	9.9	3.7	55	10	110	80	1.5	-	-	-	
40	-	-	8,3	4,2	47	10	100	60	1,5	244	13	-	
-	82	13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	— ·	
			Ca e	161 -	TVÍ BUA	2220 -	(40 ⁰ 1)	8.9' o =	149 ⁰	29.1' =	п.)		
-	-	-	3.3	-	-		120	-,, - 70		-		-	
-	100	10	-	-		-		-	-	74	10	5,7	C
30	77	-11	-	0,7	21	12	1 3 0	100	2,5	89	25	3,6	
-	75	7	-	-	-	-	-	-	-	96	20	-	•
40	- 70	- 0	2,8	0,7	36	23	140	70	2,2	-	10	-	-0
-	64	9	-	Ξ	_	_	-	-	-	96	25	-	· · ·
40	-	. –	1.8	0.5	38	13	110	50	2.2	-	_	-	
-				• -			-						

приложение (продолжение)

.

	1. 2		<u>_</u>				.	<u> </u>	r-10-1		10
1	- 2		+					ð		11	12
	¢	r. 61 61,	глубина	2220 м	(40 ° 1	8,9' c.	I., 143°	29,1 в.	a.)		
100-130	-	-	-	5,28	6,60	4,93	0,06	0,32	-	-	-
1 30- 160	-	-	-	5,28	6 ,3 8	4,96	0,07	0 ,3 2	-	-	-
160-190	-	-	-	4,60	6,53	4,84	0,06	0,33		-	· 🗕
190-207	-	-	-	5,12	6,71	4,31	0,06	0,33	-	-	-
207 -23 0	-	-	-	4,12	4,07	6,79	0,08	0 ,33	-	-	- .
240-255	- '	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
245-255	30,73	0,77	0,41	-	-	6,95	0,07	0,37	0,043	0,066	· 0,7.
2 30-27 0	-	-	-	3,26	6,10	7,12	0,06	0,33	-	-	-
270 -30 0	-	-	-	3,42	6 ,3 7	6,32	0,06	0 ,33	-	-	-
330-340	29,87	Необн.	0 ,83	÷	-	7,26	0,09	0,40	0,043	-	0,7
300-3 42	-	-	-	3,32	6,02	7,29	0,08	0,32	-	-	-
342-345	-	-	-	4,10	5,97	-	-	0,19	-	-	-
34 5-3 67	-	-	-	4,48	5,65	7,24	0,06	0,35	-	-	-
375-380	28,30	Необн.	0 ,3 2	-	-	6,89	.0,09	0,42	0,048	-	0,8
367-400	-	-	-	3,24	6,56	6,47	0,07	0 ,3 8	-	-	-
100-419	-	-	-	4,64	7,09	5,85	0,08	0,28	-	-	-
119-425	-	-	-	4,64	7,63	6,20	0,10	0,35	-	-	-
125-460	-	-	-	6,60	6,67	5,58	0,09	0,35	-	-	-
150-460	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
160-497	-	-	-	7,86	6,49	3,72	0,06	0,32	-	-	-
497-515	-	-	-	5,02	7,72	3,19	0,10	0,26	-	-	-
615-520	-	-	-	6,68	6,00	_	<u> </u>	0,26	-	-	-
515-538	-	-	-	5,30	5,57	7,97	0,08	0,38	_ ·	· _	-
5 38-5 60	-	-	-	7,26	5,97	6,49	0,06	0,26	_	-	
565-570	37,85	0,11	0,71	<u> </u>	_	6,35	0,09	0,28	0,044	0,387	1,1
560-590	_	<u> </u>	_	5,96	5,46	7,56	0,06	0.32	<u> </u>	_	_
590-610	-	-	-	4.60	6.00	7.83	0.08	0.35		-	-
10-645	-	-	-	6.14	5.75	7.89	0.08	0.38	-	-	-
345-655	-	-	-	4.64	5.88	7.38	0.06	0.26	-	-	
367-675	33.83	Не обн.	0.48	_		6.89	0.06	0.27	0.036	-	1.2
655-678	-	-	-	4.28	6.42	7.15	0.06	0.32	-	-	
578-700	-		-	5.32	5.91	7.09	0.06	0.32	-	-	-
700-710	36.84	Не обн.	0.76	-		6.32	0.07	0.32	0.038	0.132	12
700-720	-	_	_	14.02	5.93	6.44	0.05	0.29		_	
720-760	-	_	_	6.00	6.18	6.91	0.05	0.32	_	_	_
						0°50		40000	o/ \		
		Cr. 61	.62, глу	ОИНА 411	.0м (а	99 58,3 0 0 -	з с.ш., 1	43 52,	З В.Д.)		
0-1	76,62	Heoon.	2,03	-		2,37	0,07	0,25	0,056	0,068	1,6
0-20	-			18,00	6,11	3,25	0,04	0,32		-	-
18-29	70,99	Необн.	1,54	-	-	2,32	0,02	0,25	0,048	0,184	1,6
40-50	62,00	0,45	1,60	-		3,28	0,05	0,31	0,043	-	1,5
65-90	-			18,00	5,48	3,25	0,04	0,32		-	
90-100	59,16	1,52	1,51	-	-	3,36	0,05	0,32	0,043	0,571	1,5
103-118		-		-	-				-	-	
170-180	52,73	Нео би ,	1,31		-	3,80	0,06	0,38	0,047	0,596	1,4
185-234			-	10,00	6,57	3,54	0,06	0,33		-	
310-320	48,97	1,43	0,95	-	-	3,76	0,06	0,38	0,045	0,614	1,6
340-360	- .	-	-	8,00	6,92	3,59	0,06	0,35			
115-430	50,77	Нео б н.	1,19	-	-	3,59	0,06	0,40	0,044	0,718	1,1
145-460		-	-	10,00	6,89	3,69	0,06	0,32		-	-
550-560	47,98	Не обн.	0,91	-	-	3,45	0,05	0,35	0,042	0,613	1,1
360-6 00	-	-	-	7,14	6,80	3,62	0,06	0 ,33	-	-	~
		Ст. 61	63, глус	бина 743	0м(4	0 ⁰ 08,4	с.ш., 1	44 ⁰ 20,8	б в.д.)		
0-1	78.86	Необи	0.92	_	_ `	2.32	0.11	0.24	0.053	-	0.8
1-1.5	76.50	0.11	1.06	_	_	2 08	0.22	0.21	-	_	0.7
2-4	73.79	Необн	1.43	_	_	2.35	0.04	0.24	0.047	_	0.7
1-5	-	-	-,	18.00	5 74	2.88	0,04	0.29		_	• ,.
15-20	69.91	Heofy	1 70	-		3 25	0,00	0.29	0 040	0 113	12
40-60	00,01	He Con.	1,10	20.00	- 5 0 7	2,20	0,00	0.25	0,010	0,110	±,=
90-100	69.22	011	1.97	20,00	-	3 20	0,00	0.27	0 044	0210	10
45-160		- 11	1 U I	26.00	5 10	2,20	0,04	0.25	0,044	0,210	1,0
SO 100	-	- U	1 00	20,00	9,18	2,00	0,03	0,20	0.004	-	<u> </u>
00 100	03,27	пе оон.	1,32	-	-	4,30	0,03	0,20	0,034	0,025	0,8
90-192	-	-		-	-				-	-	-
90-200	-			6,00	7,35	3,10	0,06	0,32		-	
:00-210	47,94	0,34	0,78	-		3,16	0,05	0,36	0,048	0,507	0,9
:00-215	-	-	-	10,00	6,54	3,25	0,05	0,32	-	-	-
30-240	-		-	6,00	6,81	2,95	0,06	0,32		-	-
250-260	28,13	0,11	0,20	-	-	3,33	0,06	0,40	0,046	0,258	
280-290	66,57	HeoÕil.	1,39	-	-	3,46	0,05	U,29	U , U46	-	1,2

56		0,2	<0,2	• •	N 5 I	ı	• •	1			1 2 2 2 2	' 1	0,2		ı	ı	- 00	<u> </u> 	ı		\$0 , 2	<0,2	1 1	ı	ı	11	1	ı		1	ı	11	0,2	1 1	ł		0,2	0.2			I		1 (ı	• 0	N 5 I	ı	1 1	ł	1		
25		1	ŀ	1	ļ i	ı	4 1 c	,	ł	1		ł	ı		ı	ļ	1	51	ı	1 1	1	ຍ ຄໍາ	•	ł	I	11	ı	ł		I	ı	11	6,5	۱ ،	t	1 1	6,5	۰,	11		l	1			1	с Г (51	ı	i i	1	I	11	
24	, ,	29	25	50	240	ŀ	۱ ر ۲	28	ı,	24 4 0	50	t	22	51 21	31	<u>ا</u> ر	6 T C	18	19	ļı	19	200	26	1	22	† , 1	24	20	[]	ı	20		23		1	^م ا	19	- 25	1 8		3		1 2	ç ı	10	÷ ۲	2.	1	<u> </u>	50	14	ı'ı	
23	9,1' a.n	81	44	111		I	1 0	99	1	88 16.9	81	I	90	+ 0 + 9 - 1	59	i į	88	89	44		88	67 91	47	I	118 27	۰. ۱	74	104	62,3 [′] B.I	ı	133		170	۰.	ł	207	185	- 22	207	, , , ,			•]	1.	178	1 000	0 0 1		222	207	185	11	
22	143°2	ı	ł	1	1 1	1	2°2	I 1	2,8	ı		2,2	ı		t	ı	1	6	ı	1 2.9		1		2,7	1	2.4		1	1436	1,4	ı	י די	t 1 7	- -	1,7	1 -			1.7	0,4,4		r - 1	ı	1.5		4,1	1.3		1.5) 	1 *	, 1	
51		ı	ı	ı	• •	I I	80 08		80	ı	۱.	70	ı	. 1	. 1	1			1	- 02	1			ı	ı	, 08	} .		3, с.ш.,	30	1 2	33	,	ß,	50	' ĉ	8.1	۶,	۶ ۲			ດີດ	170	120		100	40	ı	, ç	2 1	ا	29 9	
8	40°18,		I	1			10		20		• •	10	1			ı			,	.8				1		, 8			39°58,	. 6	, f	28	. 8	8,	10	.º		8,	8,	0000		28	60	, G	8 ₁ .	06	80	1		8.	، <u>ک</u>	38	
18	20 M (1	1	1		1	14		17	1		13 1	1		. 1	1			1	• • • • • • • • • • • • • • • • • • •	ł	1		10	1	1 16	, , ,	1	10 M (1		۵a	· , ,	°°	10		•	ຕີ.	- 8			12	13	, c	2.	13	11		. ⁶	,		101 101	
18	KNA 22						99		35			16	•							. 43				31		. 46			жна 41			000		B.	43	. 8	8.3	. 31	1 4 .	i		15	10	. 89	3.	36	29		. 68	B.		59 14	
	1, ray6	•	•	•			1°0		0,7			0,7	•			•			•	0,1			, . 	1,0	•	ں ۔ ت	· ·		12, murd	0,7 -		- 0 - 1		۰ ۹۵	0,7	, c		୍ୟୁ ମୁକ୍ୟୁ	0 5		5, MU	2,0		, u	· ?	3,7	1.7		, r			0 K 0 K	
2	 616					2,8			2,8			3,8				2°2				8.6				3,3		8 7			Cr. 616	1,6		1 0 1 0		4 0	9,9	10		ດີ ເບິ່ງ	2,8	č.	0T0 .T	0,	1	۲ د د	0	3,3	3.0	3,5	۲ Ø	0 0 1		N 0 N 0	
2	Ū	8	01	<u> </u>	0 0		. 0	0 1-		~ 1	<u>,</u> ,			ງແ	00		<u>م</u> ۳	00	e g	D.	ŝ	ا ()	- (-		~ 0	ΰ.	8	8	Ū		13		11				13	. 4							18	. 1				. 9	10		
<u>+</u>	•	62	89	02	88	•		, 8 9		89 0	202		4	8 6	80		e B B B B B B B B B B B B B B B B B B B	45	72	2.	76	8;	64			, 2	56	60			12		86	•••		61	12	. 6		}				16	. ۶		g,	•	- 75 -	. 99	52		
2							30		30			. 09			-			. 1		' 6				20		, 00 , 00	}.	·			- 6	200			20		3	- ° -	4			Ď,	20	، ډ	2	8	, 09	}	ر چ	.		ខ្លួន	
-		•	•	•	• •	•		•		•	- •					•	•		•	-	•		•		•	-	•	•			•		•			• •	•							· •	• 1	-				•		-	

3 4 5 6 7 8 Cr. 6163, ruy dinia 7430 M (40 ⁰ 09,4'c.m., 1-
24,00 5,46 2,85 0,0 Heofa: 1,39 - 2,93 0,0 - 2,83 0,0 Heofa: 1,26 - 2,83 0,0 Heofa: 1,26 - 3,03 0,0 Heofa: 1,27 - 3,20 0,0 - 17,50 6,23 3,10 0,0
Ст. 6164, глубына 5300 м (38 ⁰ 32,0'с
Ca. 0,79 3,69 (12,90 6.09 3.51 (
Car. 0,88 – – 3,60 Car. 0,87 – – 3,55
I2,88 5,43 3,86 9,52 5,99 3,46
Car, 0,86 – –, 3,46 – – 8,40 6,38 3,66
Cn. 0,74 3,87
7 ,66 6,03 4,18 7 ,52 5,57 3,25 ·
– – 7,305,773,80 Cn. 0,60 – – 3,60
Cn. 0,63 - 3,73 - 5,74 6,46 3,92
Ст. 6165, глубына 5675 м (37 ⁰ 30,0
Car. 0,45 4,00 6,70 -
Ст. 6166, глубина 5640 м (36 ⁰ 00,
- 6,88 7,12 -
Car. 0,69 – – 4,49 • 0,68 – – 3,95
* 0,62 3,64 * 0.59 3,45
• 0,35 4,06
Ст. 6167, ги уб ина 6007 м (35 ⁰ 07
Ca. 0.63 4.0
- 7,40 7,85 4,1
Сп. 0,95 4,3
- 0,62 4,4 6.00 8.05 3.9
Ca. 0,14 3,6
- $ -$
5,60 8,36 4,58
3,90
сп. 0,20 4,66
5,00 8,02 3,99
Ст. 6168, глубжна 6030 м (36 ⁰ 12,3'с
C. 063 . 415
0,43 - - 6,99
* 0,73 - 4,68
- 0,55 3,72

ilраложение (продолжение)

130 140 120 140 140 140 140	1140 1140 1140 1140 1140 1140	130 - 90 140 70 70	100 100 100 100 100 100 100 100 100	'ő'ő'ő' <u>5</u>
	1157 1157 1155 1157 157 83 83 83	יה מיווו האלי אין אין אין	85 1110 1110 1110 1110 1110 1110	110 8 8 14 110 110
11111	111111111112112121 9 8 1 0 5	1111 H 21 00 0	1 2 9 2 6 0 7 8 2 1 2 1 1 2 1 2 1 2 1 2 1 2 1 2 1 2 1	15 15
ດ ຜູຜູ້ຊີດເຊີ້ ເຊັ່ນດີດ ເອີດເຊີ້	ר יפיפפיפריפי דר יפיפיפריפי ס ט ס סט סקריפייריי ס ט ס סט סקריפיי	4 ¹ ເ, ⊡ິດ ຍູບູຍູຍ ອີ ອີ ຍີ 1 ເບີບບັບ	ר ה ה ה ה ה ה ה ה ה ה ה ה ה ה ה ה ה ה ה	C7. 61 2,8 3,3 3,6 1 6
168, 7 2,5 13,7 4,2 1,2 0,5	167, n 5,0 42,5 30 5,0 10,0 10,0	166, r, 2,5 3,7 2,5 2,5 2,5 2,5	164, יש, אין אין אין אין אין אין אין אין אין אין	63, 17 5,05,07
тубина 72 90 71 71 71 71 72 72 90	0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	тубина 19 40 556 557	убана 1411-158 1471-158 1471-158 158 147-158	
3030 w 21 24 21 20 17 17	3007 x 20 127 20 127 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20	5640 w 10 11 11	53000 x 13 113 114 114 114 115 115 115 115 115 115 115	430 430 19 19 430 19 19
(36°1) 120,0 120 120 120 120 120 120	(35 [°] 0) 120 130 130 130 100 1170 170 170 170	120 - (36 [°] 00 - 130 130 120 120	(38 [°] 3) 100 110 160 160 110 140 140 140 110 110 110 110	20 (40 [°] 08 90 100
60 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50	7,5' c,m 80 100 100 80 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50	50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 5	2,0' c,⊒ 100 40 70 50 50 80 80 1 70 50 50 50 50 50	120 120
, 111111, 1480 550	; 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	ະ 11 (11) 11) 11) 11 11 11 140 ໃນ	144°2 1,7 1,7
48, 11111111 1	03,3's 192 192 192 192 192 207 311 229 229 229 229	126 02,2 126	30,0's 170 185 185 185 178 215 207 192 281 281 281 281 281 281 281 281 290 200 200 200 200 200 200 200 200 200	200 200 200 200 200 200 200 200 200 200
4 (25 - 1 - 1 - 1 2 : 23 - 1 23 - 1 25 - 23 - 5 5 - 1 - 1 - 1 - 1 5 : 23 - 1 23 - 1 25 - 23 - 5 5 - 1 - 1 - 1 - 1 5 : 23 - 1 23 - 1 25 - 23 - 5 5 - 1 - 1 - 1 - 1 5 : 23 - 1 23 - 1 25 - 23 - 5 5 - 1 - 1 - 1 - 1 5 : 23 - 1 23 - 1 25 - 23 - 5 5 - 1 - 1 - 1 - 1 5 : 23 - 1 23 - 1 25 - 23 - 5 5 - 1 - 1 - 1 - 1 5 : 23 - 1 23 - 1 25 - 23 - 5 5 - 1 - 1 - 1 - 1 5 : 23 - 1 25 - 23 - 1 25 - 23 - 25 - 25 - 25 - 25 - 25 - 25 -	111 9 9 11 11 11 9 9 11 11 1	唐) 2017年19日 19日 19日 19日 19日 19日 19日 19日 19日 19日	33 24 16 14 24 4
	• • • • • • • • • • • • • • • • • • •	ររបរ ព្រំ ាំរ សំ សំ	, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	
	011111101101 N N N N N N N N N N N N N N N N N N N		10110111101101 20 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	111110, 26

Приложение (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
							1 / _	1	, ,, ,	1	1 -1
		° Cr. 610	88 , глуб	BA 603	0 м (З	6 12,3	c.m., 1	49* 48	,1 в.д.)		
73-75	61,08	Ca.	0,39	-	-	4,15	0,05	0,42	0,039	-	0,30
110-120	22,88	•	0,41			3,04	0,05	0,29	0,034	0,034	0,30
180-190	53.97	.	<u> </u>	7,20	1,20	5.69	0.00	0,38		-	
220-230	53.05	<i>•</i>	0.13	-		4.79	0.07	0.44	0.044	0.009	0,30
	00,00			- 		0				0,000	-
		Cr. 61	69, глу(5 884 59 8	30 м (3	35-56,0	1 с.ш., 1	150-02	,1 в.д.)		
0-5	63,28	Сл.	0,36	-	-	4,13	0,68	-	0,054	-	0,25
5-10	65,25	-	0,36	-	-	4,25	0,80	-	0,056	-	0,10
95-50	61 99		0,72	-	-	3,08 4 1 2	0,07	-	0,047		0,00
55-70	62.72	•	0.46	_	-	4.18	0.05		0,030	0,013	0.95
103-118	61.75	0.30	0.56	-	-	4.12	0.09	_	0.040	0.021	-
165-175	58,71	Сл.	0,26	-	-	4,76	0,09	-	0,041	_	0.10
190-200	54,61	•	0,36	-	-	4,31	0,12	-	0,048	0,016	0,45
232-240	48,64	•	0,12	-	-	3,18	0,09	0,37	0,044	-	-
242-246	43,48	•	0,17	-	-	1,99	0,81	0,29	0,054	-	< 0,10
270-280	55,06		0,34	-	-	4,01	0,07	0,49	0,040	0,021	0,30
324-335	48,20	•	0,17	-	-	4,28	0,15	0,40	0,044	-	0,15
349-360	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,009	0,50
		Ст. 61	71, r <i>n</i> y(бина 599	Эм (3	3°48 ,3	'с.ш., 18	51°19,1	' в.д.)		
0-2	68,65	Сл.	0,61	-	-	4,14	0,48	0,40	0,059	-	0,2
0-5		-	-	7,80	7,65	3,91	0,43	0,34	-	-	-
15-20	62,36	Сл.	0 ,3 6			4,38	0,66	0,40	0,062	-	0,2
20-28.	-	-		7,40	7,69	4,36	0,41	0,35	-	-	-
30-35 40-45	5611	<i>и</i> .	0,32	- 8:00	 0 EE	4,19	2,34	0,37	0,057	-	0,2
60-65	61.46		0.68	6.50	7.68	619	0.16	0.85	0,000	-	.0.8
70-80	63.80	•	0.74	-	-	3.89	0.09	0.30	0.040	_	1.1
85-90	-	-	-	5,66	7,99	3,99	0,15	0.38	_	_	-
120-130	65,80	Сл.	0,47	-	÷.	4,29	0,16	0,41	0,042	0,035	0,3
140-150	-	-	-	5,08	8,39	4,28	0,13	0,38	-	-	— ·
160-170	63,70	Сл.	0,48	-	-	4,28	0,11	0,43	0,041	0,039	0,3
210-220	60,07	•	0,38	5,86	7,68	4,77	0,15	0,35	0,041	0,019	0,2
220-225	62,69	•	0,34	-	-	4,61	0,12	0,41	0,044	-	0,2
220-240	-	-	- -	5,72	7,87	4,28	0,12	0,38		-	-
240-200	61,80	Сл.	0,57	-		4,38	0,40	0,43	0,044	0,015	0,2
300-905	-	-	-	5 34	7 59	5.46	0,08	0,30	-	-	-
305-308	50.00	Сл.	0.26	-	-	8.57	0.83	0.81	—	-	-
305-308	60.51		0.31	-	-	4.59	0.09	0.41	0.044	_	_
320-330	57.97		0,20		-	4,74	0,11	0.44	0.046	-	0.2
332-3 40	49,65	•	0,27	-	-	6,27	0,13	0,51	0,039	-	0,2
350-355	58,83	•	0,20	-	-	5,04	0,10	0,37	0,049	-	0,2
370-375	-	-	-	4,68	8,32	4,58	0,09	0,38	-	-	-
390-420	-	-	-	5,88	8,12	4,28	0,09	0,42	-	-	-
410-420	55,31	Сл.	0,28	-	-	4,31	0,10	0,40	0,048	-	0,2
		Ст. 61	72, глуб	ина 598	7м(3	00°00,8	с.ш., 15	5 ⁰ 18,1	в.д.)		
0-2	66,46	0,34	0,29	-	-	4,38	0,12	0,41	0,054	-	0,15
0-5		-	-	0,98	6,60	5,00	0,49	0,38	-	-	-
10-20	-	-		1,46	8,62	5,44	0,44	0,38		-	-
20-25	57.84	сл. •	0,28	-	-	4,70	0,12	0,43	0,054	-	-
40-45	63.71		0,03	-	-	4 80	0,11	0,43	0,003	-	-
35-50	-	-	-	1.32	8.08	5.44	0.44	0.44		Ξ	-
50-60	_	-	-	3.68	7.94	5.27	0.44	0.38	-	-	-
90-100	58.14	Сл.	0.10	1.94	8.09	4.73	0.09	0.43	0.058	-	_
135-145	53,83	•	0,12	_	~	4,98	0.10	0.47	0.053	•	-
155-165	-	-	-	0,50	8,27	5,61	0,49	0,44	-	-	-
		Ст. 61	73, глуб	шна 579	Ом(2	9 ⁰ 48,7'	с.ш., 15	5°38,5	′в.д.)		
0-10	58.71	Сл.	0.24	-		4.48	0.57	0.38	0.057	-	0.20
12-20	57.00		0,21	-	-	4.80	0.49	0.44	0.053	-	0.20
25-30	58,15	•	0,16	-	-	4,84	0,36	0,44	0,053	-	0,20
30-50	-	-	-	5,69	8,51	4,91	0,39	0,46	-	-	-
60-70	56,40	Сл.	0,17	-	-	4,84	0,43	0,42	0,056	-	0,25
80 100	-	-	-	4,67	7,79	5,03	0,44	0,43	-	-	-

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
					1	 	 	ł	 			+		
			• (Ст. 6168	В, глуб	ана 603	юм (з	6° 12,3	[/] с.ш.,	149 ° 4	8, 1' в.д	.)		
11	0	-	-	-	0,7	94	16	120	50	-	-	-	-	-
6	Ō	-	-	2,5	0,7	47	14	70	30	-	-		-	-
	^	-	-	-		-	- 26	-	-	-	166	11	8,0	0,2
14	0	-	-	.3,0	1.2	31	17	140	40	-	-	-	_	-
-	-					· ·					••• ·	,		
				Ст. 61	169, г	л убина 5	980 м	(35 56	6,01 c.u	., 150	02,1	в.д.)		
17	0	-	-	7,0	12,5	106	25	120	50 50	1,7	-	-	-	-
12	0	-	-	8,3 5.5	10,2	55	14	110	50	-	-	-	-	-
10	ю́	-	-	3,3	0,2	61	18	110	70	-	-	-	-	-
10	0	-	-	3,3	0,1	66.	21	160	70	-	-	-	-	-
6	0	-	-	8.8	1.2	42 50	18	120	50 50	2	-	2	-	-
6	iÕ	-	-	5,5	0,5	46	18	160	50	-	-	-	-	-
5	0	-	-	-	-	18	11	130	30	-	-	-	-	-
22	0	-	-	9,8	1,2	30 ⊿9	21	-160	10 60	-	-	-	-	-
26	õ	-	-	7,3	0,5	23	13	110	30	-	-	-	-	-
-		-	-	2,0	÷.	-	-	÷	-	-	-	-	-	-
				Cr. 6	171. г.	пубина 5	993 м	(33 ⁰ 48	3.3'c.w.	. 151 ⁰	19,1 6. 0)		
1.8	'n	_	-	8.3	2.5	94	24	120	50	1.6	_	-	-	-
-		-	_	-		-	-	-	-	-	207	.30	-	• 🕳
14	ю	-	-	8,5	4,5	,110	17	120	60	1,7	-	-	-	-
- 16	ŝ	-	-	-	-	-	14	1.30	50	-	237	30	-	-
19	0	-	-	8,0	62,5	370	20	160	30	1,4	207	25	-	-
10	0	-	-	19,5	1,0	98	20	110	60	1,6	207	30	-	-
9	0	-	.7	3,0	0,5	110	16	150	100	1,8	348	30	_	-
10	ю	-	-	7.3	0.5	114	20	120	100	1,8	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	340	.30	-	-
8	80	-	-	`5,5	0,1	79	19	140	50	1,7	-	-	-	-
19	0	-	-	8,5	0,1	98 86	21	120	50 50	1,8	229	28	-	-
-		-	-	-	-	-	-	-	-	_	222	24	-	-
12	20	-	-	5,5	0,1	102	22	180	50	1,8		-	-	-
-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	244	30	-	-
-		-	2	-	0.5	-	-	100	40	_	-	-	2	-
-		-	-	-	-	-	• -	190	50	-		-	-	-
	ю	÷.	-	5,0	0,1	86	18	150	50 40	1,8	-	-	-	-
12	20	-	-	2,0	0,2	79	15	120	50	1,8	-	_	-	-
_		_	-	-	-	- ·	-	-	-	-	207	29	-	-
-		. –	-	-		-	-	100	-40	-	363	25	-	-
5	90	-	-	4,8	0,1	71	10	100	40 ,	1,1	- 	-		-
				Ст. 6	172, г	лубина (5987	M (30°C	ю ,8 'с.ш	ı., 155	18,1	в.д.)		
15	50	-	-	11,8	2,5	180	51	120	50	1,9	~	-	114	-
-		126	25 76	-	-	-	-	2		- .	215	18	-	-
_		-	_	8,5	3,7	157	39	140	50	-	_	-	-	-
14	10	-	-	7,5	3,7	102	41	130	60	-	-	-	-	-
10)0 .		-	8,0	4,5	6 3	18	130	60	-	244	20		0.5
-		93	20 31		-	-	-		-	_	207	18	11,3	-
-		116	28	5,5	1,2	-	-	120	50	-	244	22	11,3	0,5
-		-	-	7,5	3,7	-	-	130	80	-	229	19	-	0.7
-		120	32	-	-	-	-		-	÷ .			-	
				Ст. 6	17 3, 1	лубина (5790 M	ı (29 [°] 4	8,7, c.m.	, 155	ЗА,5′ в,	, п.)		
18	30	-	-	8,5	5,8	141	34	120	70	1,8	-	-	-	-
13	30	-	-	9,0	3,7	141 94	39 31	130	80	2.0	-	-	-	-
		_	23	-	-	-	-		-	-	200	49		0,4
11	LO	-	-	-	10,5	86	35	130	80	-	170	20	-	0.5
		-	28	-	-	-	-	-	-	-	110	20	-	0,0

TIDENO WEAKE (TOOTOTWEATE)	Приложение	(продолжение)	,
----------------------------	------------	---------------	---

												_
1	2	3	4	5	. 6	7	8	9	10	11	12	
	• 	-			•							
100-110	58,49	Сл.	0,11	-	-	4,75	0,62	0,43	0,061	-	0,20	
120-120	61,33		0,21	-	-	4,66	1.81	0,45	0,054	-	0,20	
150-170		_	-	5.75	7.80	5.03	0.44	0.47	0,040	-		
170-180	54.59	Сл.	0.21	-	-	4.26	0.29	0.40	0.048	_	0.15	
190-210	-	-	-	5,35	7,73	4,78	0,36	0,42	-	-	-	
240-250	52,02	Сл.	0,07	-	-	4,00	0,40	0,35	0,044	-	0,15	
262-270	68,01	Сл.	0,17	-	-	3,95	2,61	0,43	0,044	-	0,15	
275-285	67,12	•	0,14	-	-	4,42	0,36	0,39	0,042	-	0,20	
270-290	-	-	-	-	6,54	4,78	1,29	0,42	-	-	-	
310-330	=	-	- -	5,33	7,88	4,78	0,50	0,86		-		
372-380	60 15	Сл. #	0,20	-	-	5,00	0.81	0,40	0,047	-	0,20	
385-395	55.94		0.15	_	-	5.00	0.95	0.46	0.052	-	0.20	
430-450	-	-	-	4.03	7.97	5.03	0.39	0.39	-	-	-	
450-460	56,66	Сл.	0,06	-	-	5,00	0,31	0,47	0,051	-	0,20	
500-520	-	-	-	5,75	7,44	5,03	0,39	0,39	_	-	-	
530 540	62,19	Сл.	0,08	-	-	4,79	0,33	0,45	0,048	-	0,20	
520-555	-	-	-	5,50	′7 , 70	4,78	0,36	0,42	-	-	-	
		Ст. 61	74. глуб	мна 592	5 м (2	26 ⁰ 28.4	с.ш., 1	60 °39. 2′	(в.д.)			
0-1	64.25	C.n.	0.27		_	5.31	0.43	0.49	0.066	-	0.2	
2-4	61.13		0.32			5.35	0.47	0.50	0.067	_	-	
0-5	-	-	_	2.14	7,14	5.31	0.48	0,51	-	-	-	
20-25	55,46	Сл.	0,14	-	8,99	5,44	0,47	0,50	0,064	-	-	
1 0-3 0	-	-	-	2,06	7,18	5,30	0,53	0,49	-	-	-	
50-60	-	-	-	2,0;	9,14	5,24	0,49	0,47	-	-	-	
70-80	53,49	Сл.	0,05	-		5,54	0,44	0,50	0,060	-	-	
120-130	= E9 61	·-	0.05	1,60	8,93	5,40	0,55	0,51	-	-	-	
240-250	53,61	Сл. —	0,05	1.96	9.15	5,38	0,43	0,34	0,000	_	-	
270-280	52.32	Čs.	0.02	-	-	5.33	0,51	0.52	0.079	-	-	
290-310	-	-	_	1.88	8.98	5.32	0.47	0.51	-	-	-	
370-380	52,37	Сл.	0,06	.	_	5,56	0,53	0,54	0,081	-	-	
390-400	-	-	-	1,86	9,09	5,43	0,68	0,50	-	-	-	
470-480	54,10	Сл.	0,05	-	-	5,56	0,60	0,54	.0,092	-	-	
490-500	-	-		2 ,3 6	9,11	5,45	0,53	0,51		-	-	
550-660	54,56	Сл.	0,05		~~	5,61	0,72	0,54	0,118	-	-	
600-610	= E4 10		- - -	1,36	9,32	5,70	0,92	0,52	0110	_	-	
640-655	-	- -	-	1.90	9.12	5.57	0.75	0.50	-	-	-	
						-9		0.000 of	, <u>,</u>			
		Cr. 61	75, глус	ина 593	0 м (2	3 22,6	с.ш., 1	64 38,2	в.д.)			
0-1	64,01	Сл.	0,33	1 00	- 00	5,22	0,34	0,53	0,070	-	0,15	
1-5	-	-	-	1.80	8 90	5.22	0 41	0,50	-	-	-	
20-25	53 23	- C=	0.22	-		5.28	0.33	0.53	0.062	_	_	
50-60	49.29	•	0.25	-	-	5.39	0.35	0.55	0.057	-	-	
90-100	-	-	_	1,98	9,11	5,23	0,46	0,50	-	-	-	
150-160	52,50	Сл.	0,06	-	-	5,56	0,53	0,54	0,075	-	-	
260-270	49,00	•	0,05	-	-	5,45	0,50	0,57	0,083	-	-	
290-300	-	-	-	1,58	9,26	5,32	0,49	0,53	-	-		
325-340	-	-	0.05	2,14	9,12	5,38	0,62	0,52	-100	-	-	
340-350	51,70	Ся.	0,05	-	.=	5,50	0,00	0,57	0,100	-	-	
440-460	51,00		0,00	1 76	9.07	5,35	0.61	0.42		_	_	
470-480	49.80	Сл.	0.03	1.54	9.21	5.56	0.74	0.50	0.116	-	-	
510-520	54,50		0,08	2,00	9,09	5,78	0,81	0,52	0,176	-		
		C- 61	70		0 (21 ⁰ 02 6	1	67017 5	(* * *)			
	<i>a</i> 1 10	0.07	0, 14	MHA 33 3	U M (E 20	0.79		0 994		0.15	
0-20	61,10	0,27	0,14	2.77	-8.30	5,28	0.72	0,49	-	-	-	
15-20	55.16	- Сл.	0.06		-	5.45	0.79	0.56	0.864	-	0.10	
20-40	-	-	-,	2,06	8,85	4,44	0,90	0,51	-	-	<u> </u>	
40-50	53,20	Сл.	0,06	-	-	5,40	0,91	0,55	0,419	-	0,10	
50 60	-	-	,	2,00	8,73	4,74	0,93	0,61	-	-	-	
90-100	58,77	Сл.	0,12	-	-	5,33	0,97	0,54	0,402	-	0,10	
100-120	-	-	-	2,06	8,62	4,82	1,02	0,56	-	-	- .	
123-140	-	-	0.04	2,16	8,43	4,55	1,04	0,61	-	-	<u> </u>	
140-150	62,26	Сл.	0,04	2 07	<u>0</u> 86	0,40 4 67	1 21	0,00	0,3/1	-		
180-190	- 63 48	- C=	0.03	2.31	8,70	5.35	1.52	0,51	0.386	_	0.10	
100-190	00,40	<u>сл.</u>	0,00	2,01	0,10	0,00	1,02	0,01	0,000	-	-,	

26		ı	ı	1	0 ,4	1	0	ı	I	ı	•	0 ,4	1	ı	ı	0,5	•	0,4	10				ı	ı ç	0 , 4	• •	r 5	1		5 1	1			ı	0,4	I	9 . 0	ı	1	40			ı	0,4	0,4	ı	1	0,5	ı	ن م	0.4	, 1	1	4,0	۲ ر ۲	5		ı	0,4	. 1	0,5	• •	4	1 C) Q 1 4	, , ,	0,5	ı	247
25	Į.	ı	ı	I	ı	I	1	1	ı	ı	•	13,1	ı	i	ŧ	13,1	ı	ı	1	I			ı	t 1 c 7	2 ° P T	2°7 7	I 1) (ı	14,3	I	ı	ı	1				1	17,4	1	I	ł	ı	ı	0.9 1	15.9	. 1	ł	1.	15,9	ı		ı	17,6	. 1	1	ı	ı	- 13.9)) 1	i t	ı	ı	
24		1	I	• 3	30	18	D D	ł	ı	1	20	29	ı	ı	•	49	• ! {	20	ı ۲	;	(.F	ì	ı	1 2	010	5	84	: 1	96	3 1	8	3 1	. 28	1	80	I	28	1 6	5	83		(. n .)	1	38	28	ı	1	80	ı	1	50	1	ľ	99 90	20 20	2	(ים-נ	I	31	I	9 0	1 0	22	ı 8	34	; ,	4	27	
23		ł	ı	1	237	10	CO.	1	i	1	192	222	ı	ı	1	200	! [207	185	2	39.2 [′] =		1	1 8	202	007	1000	3	808	3	266	}	348	1	30 3	I	340	1 8	500	326	`	38,2' =	I	266	266	ı	1 00	326	I	- 281	333	ı	ı	333	340 326	>	17,5'1	- 1	229	ļ	266	100	1.07	266	252	¦ 1	311	274	
22		2,0	1,9	5 7 7	1	R°T	0 1 7		р с 	Р , 1	1	1	1,9	1,9	1 , 9	ı	2,0	0 1 1	0 -		160		2,5	ı	1		I 1	14		; 1		. 1	ı	ı	1	ı	t	ı	•		C	, 164	2,5	, 1	ı	ı	ı	ı	ı			I	ı	ī		I	, 167	1.9	1	1,9	1 1	1,7	» - ۱	2 - I		1,4	, 1 1 1	n n	
21	_	20	80	80	1	ç	, ⁸		8	2	1	1	2	2	8	•	06	•	Do 1	I	3.4 [°] c.m		8	2	, <u>;</u>			001		08	S 1	06		80	ı	6	1	80	, 8	3.		2,6´ c.m.	8	ı	1	100	06	1 9		3,	•	06	8	1 0		2	2,5 [°] c.ш.	80	, , .	8	18	90	۱.a	3,		60	1	50	
20	-	130	140	120	1	110	، ۶	3		130	ı	•	160	160	160	ı	150	•	061	I	(26°28		130	150	1		i 1	140	2	130	, i	130	•	160	1	160	1	150		2 I	c	(23,2)	130	ι	•	150	150	۰. ; •				160	160	1	150	>>	(210	130	21	160		150	, e	2 1		130	1	130	
19		38	34	33	•	22	1 0	7 C	50	P.V	1	•	4	33	54	ı	33	1	5	I	5925 M		21	11		5		48	; ,	, u	5 ,	51	•	53	ı	79	1	0.	10	י א ו		5930 M	82	ı	ı	61	99	ı	1 ⁶	2 1	1	1	94	1	110	ł	5550 M	94	, , 1	130	ı	1	1		, ,	1	i	1	
18		156	259	ı	ı	ı	1 9		1 V 1 Q V		I	ı j	149	126	189	ı	80	1	130	I	VÓKHA		145	138	1 20	001	• 1	118	2	106	2,1		I	I	ı	185	1	134	1 201	2		пубана	169	ı	1	134	110	ı	۰ <u>:</u>	12.	1	ı	149	1	181		убина	236		251	ı	1	i	i ı			ı	ı	
17	-	17,0	35,0	•	1	4,0	и 1 ^с	1 C 1 C 7	- u 0 0	0 10	ı	i	6,2	6,2	6 7	ı	1,2	, 1 '		I	174. n		ທີ່ ທີ່ເ	2°2	u 1 t	2		13.7		14.5) - -	15.0		14,5	I	20	1 2	21	1 1 1 7	2 1		175 , n	4.2	•	ı	8,0	ά Ω	1	0,11	2 1 1	•	17,5	15,0	1	17,5	* C)(176, ra	10.0	1	16,5	1	25,0	1 8	2 2 2 2 1 2 1		65	1 1 !	47,5	•
16	-	9,5	•	8°2	1. ¹	20	, a	0 a	ດ ແ ດັ່ງ	ດ ບໍ	•	1	ີ ຄື	12,0	12,0	ı	12,0	1 1 1 1	0°01	I	С т. 61		13,5	13,5	4 1 -	001	• •	19.5		14.5		16.0	1	14,5	ł	15,5	1	18,5	1			5 5	13.5	, I	I [,]	14,5	16,0	1 L 1 L	0'21 1 / 0		1	18,5	22,0	- ((18,0	>	с т . 6]	16.0		16,0	0 1 2 1 2	20,0	100 100	2 2 1	1 1	17,0	, 1 (19,5	
15		ł	i	1	24	, 3	† N	,	ı	, 8	57 I	25	1	•	ı	24	1	22	36	2	•		ı	1 0	17		200	2	50		00	, ,	26	ı	28	ı İ	30	1 0	ד ס ו	24			1	23	22	ı	, ²	21	F -	1 66	5	ı	1	24	420	1		i	30	ł		•	1	1 1		. 1	ı	,	
14	_ 	1	ł	'I	ı	1	ı	1	I	,	ı	I	t	ı	ı	ı	ŀ	ı	i (I			i	1 9	180	194	1451		1.39		144		137	1	140	1	141	1	001	145			4	143	147	ı	1	128	ı	, &	81	1	•	12	154	•		1	ı	ı	143	1 7	140		1 1	I	ı	ı	
13	-	.140	210	110	I :	100	, <u>c</u>		00T	0TT	ı	I (190	170	170	ı	140	۲,	140	I			140	011	• -			130		130	21	160	1	180	ł	190	ı į	170		,			160	1	I	•	160	1		ξ,	: 1	ı	170	1 0	000	i		240	•	260	ı	1			11	ı	ł	ı	

Приложеные (продолжение)

	пис (про)		,									•
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
	· · · ·	1	1			1	1					
1		Ст. 61	11, ray6	ша 4190) м (1	7°29,1′	с.ш., 17	1 ⁰ 30,5'	в.д.)			
0_2	67 29	98 78	· 0 22	1 1 2	419	2 7 9	0.90	0 41	0 106		_	
2-5	49.58	30,10	0,22	-	-,13	3.37	0.21	0.35	0,155	` _	-	
5-10	47.55	_	_	_	-	3.36	0.19	0.35	0.145	. 🗖	_	
10-20	46,76	-	-	-	-	4,75	0,31	0,51	0,155	-	-	
15-20	46,49	-	-	-	-	5,67	0,55	0,61	0,302	-	-	
30-4 0	48,88	-	-	-	-	5,68	0,52	0,6 3	0,474	-	-	
47-50		0,68	Не обн.	2,36	5,31	· 8,45	0,59	1,27	0,523	-	-	
50-55	52,45	-	-	-	-	6,48	0,98	0,75		-	-	
57-65 90.05	53,91 69.70	-	-	-	-	5,73	1.25	0,65	0,742	-	-	
116-126	54.39	Не обя.	Не обя.	1.23	6.62	5.24	1.14	0,60	0.967	-	-	
110-100	0 1,00			-,-0	0,01	·,_ ·	-1		-,			
		.Cт.+61	12, г луб і	ша 4470) м (1	7°57,0'	с.ш., 17	7°38,4'	в.д.)			
0-2	57.2	2.00	0.27	1.12	8.11	5.34	0.58	0.64	0.311	-	-	
2-5	53.0	-			-	5.46	0.45	0.60	0.277	_	-	
5-10	50.5	1	-	-	-	5.51	0.48	0.62	0.257	_	_	
10-20	49,4	-	-	-	-	5,59	0.51	0.65	0.221	_	_	
20 3 0	57,6	-	-	-	-	5,46	1,15	0,64	0,898	-	-	
30-40	56,7	-	-	-	-	5,07	1,23	0,62	0,974	-	-	
49-6Q	57,2	-	-	-	-	5,24	1,41	0,61	-	-	-	
110 117	57,7	0,79	0,05	2,10	5,27	5,29	1,41	0,64	1,075	-	-	
117-119	30,2 82.6	13,80	NE 008.	1,05	7,07	4,81	1,45	0,58	0 449	-	-	
119-130	33.6	-	-	· -	-	0.07	0.06	C.	0,498	-	-	
147-158	35,9	-	-	0,70	0,50	0.04	0.03	1.	0.026	_	_	
174-180	35,21	91,59	-	0,70	0,28	0,03	0,03		0,026	-	_ `	
					• · · ·	0/		_0. /				
		Ст. 61	.З, глубы	BA 4960	м (16	9`05,3	с.ш., 17	5~52,5%	э.д.)			
0-2	51,5	53, 6	0,32	0,59	3,41	2,27	0,26	0,29	0,222	_	-	
2-5	53,0	-	-	-	-	2,19	0,22	0,23	0,183	-	-	
5-10	51,7	-	-	-	-	2,45	0,26	0,24	0,173	-	- '	
10-15	52,5	-		-		4,72	0,39	0,50	0,143	-	-	
35-45	#1,2 R4 9	ПФ ООК, —	0,24	0,77	8,80	5,90	0,57	0,57	0,290	-	-	
50-60	64.5	-	-	-	-	5.77	2 02	0,55	0,813	-	-	
90-100	54,8	_)	-	-	_	0.11	0.07	Сл.	0.126	-	-	
170-180	54,9	91,59	Не обы.	0,70	-	0,09	0,04		-	_	-	
220-230	51,1	-	-	-	-	0,18	0,04	0,06	0,097	-	-	
270-280	51,4		-	-	-	0,57	0,14	0,07	-	-	-	
240-250	64,4 64 1	He 00H.	0,04	1,05	-	5,77	1,64	0,23	0,179	-	-	
310-315	57.2	-	-	-	-	3.63	121	0,61	0,751	-	-	
315-328	62,5	-	-	-	-	5.95	2.04	0.63	0.184	-	-	
328-332	57,5	-	-	-	-	0,08	0,19	0.07	0,715	-	_	
350-3 60	55,0	10,33	Не обн.	0,70	6,44	4,54	1,42	0,66	0,899	-	-	
			_			o /		· ·				
		Ст. 61	5, глубн	на 5080	м (20	0°06,7′	с.ш. 165	5°45,2′ a	.д:,)			
0-2	68,0	0 ,3 2	0,48	1,88	8,31	6,18	0,47	0,79	0 ,13 7	-	-	
2-5	58,8		-	-	-	6,56	0,42	0,77	0,145	-	-	
5-10	65,2	Не обн.	0,63		-	5,32	0,34	0,72	0,157	-	-	
20-20	55 A	- Hoefr	- Hoef	1 60	 0 = 4	55 672	0,40	0,76	0,143	-	-	
60-70	55.5	-	neoon,	-		6.90	0,44	0,70	0,1,33	-		
115-125	58.7	Не общ.	Не обн.	1.96	8.07	7.08	0.51	0.81	0.160	-	-	
160-170	58,2		-	-	_	7,08	0,46	0,82	-	_	-	
220-230	68,6	Не обы.	Не обн.	1,86	7,99	7,41	0,41	0,94	0,125	-	-	
270-280	60,8	- '	-	-	-	7,12	0,44	0,82	0,124	-	-	
310-320	58 ,3			-	-	7,43	0,46	0,86	-	-	-	
300-370	28,0	не обн.	0,04	1,44	8,58	7,17	0,41	0,82	0,142	-	-	
		Ст. 62	5. ravé=	HA 5245	м (20	°46.4	c.w., 16	2°130'	.)			
00.00		vz	-,				·····, 10					
20-30	-	-	-	0,42	9,05	7,85	0,38	1,07	0,128	-	-	
90-100	-	-	-	- 40	_ 9.76	8,16 8,16	0,44	1,11	0,141	-	· —	
140-150	_	_	-	-	-	8.68	0.32	1.26	0.096	-		
190-200	-	-	-	-	-	8,66	0.35	1.29	-	_		
240-250	-	-	-	1,05	8,06	8,16	0,31	1,28	0,120	_	-	
290–3 00	-	-	-	-	-	8,79	0,27	1,35	-	-	-	
320–33 0	-	-	-	-	-	8,34	0,25	1,31	0,102	-	-	

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
-+	+				+		<u>.</u>	 					
			Ст, 61	L1, глу	бина 41	.90 м	(17 ⁰ 29,	1′ c.¤.,	171 °3 () ,5' в.д	.).		
126	98	-	10,0	5,0	126	72	66	40	-	139	21	-	-
91 83	75	-	9,5	1,3	80	49	66	38	-	-	-	-	-
123	109	-	7.0	5.4	105	71	71	61	-	-	-	-	-
160	108	-	16,9	-	158	86	-	- '	-	-	-	-	-
210	126	-	3,0	8,4	178	98	66	77	-	-	-	-	-
225	157	-	11,3	-	218	129	-	-		84	42	-	-
254	117	-	21.3	12.6	235	139	66	81	-	-	_	-	-
-	-	-	-	_ `	. 🛥	-	-	-	-	-	-	-	-
242	117	-	8,6	16,0	313	164	61	65		50	41		
			Ст. 6	12, гл	убина 44	470 м	(17 ⁰ 57,	0′с.ш.,	177°3	8,4' в.д.)		
203	136	-	16,6	6,3	203	88	61	67	-	185	40	-	-
159	112	-	7,3	5,0	142	75	77	70	-	-	-	-	-
152	108	-	27,1	5,9	139	83	61	77	-	-	-	-	-
140	89	-	10.2	6,3	140	71	61	70	-	-	-	-	-
300	116	-	10.6	18.9	282	146	71	60	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<u>-</u>	-	-	-
324	110	-	19,2	27,0	319	170	71	52	-	64	50	-	-
126	-	-		-	-		-		-	132	31	-	-
-	43	-		-	-		-	-	2	-	_	-	-
11	9	-	0,4	0,4	42	22	Сл.	Сл.	-	19	Cn.	-	-
9	4,0	-	0,2	0,4	26	17	•	•	-	20	•	-	-
			Ст. 61	L З, гл у	бина 49	60 м	(19 ⁰ 05,	З'с.ш.,	175 ⁰ 52	2,5'з.д.)) (
140	61	-	6,4	3.4	101	37	41	21	-	27	16	-	-
123	60	-	5,5	3,4	87	43	44	14	-	-	-	-	-
93	50	-	11,2	3,8	86	47	58	24	-	-	-	-	-
125	98	-	14.0	7.6	132	66	107	50	-	67	40	-	-
268	132	_	9.9	25.2	309	160	82	44	_	_	-	-	-
275	170	-	24,4	29,4	335	183	77	32	-	-	-	-	-
9	11	-	0,1	0,8	29	14	-	-	-	-	-	-	-
- 14	16	_	10	- 4		-	-	-	-	-	-	-	-
_	-	_	-	-	_	-	-	-	-	-	-	-	-
249	129	-	23,3	-	318	181	-	-	-	-	-	-	-
286	142	-	11,3	23,1	362	19 3	71	40	-	-	-	-	-
- 37	- 27	-	- 95	- 20	-	- 40			-	-	-	-	-
293	132	_	6.4	23.1	362	228	85	50	-	-	-	-	-
228	128	-	14,0	18,9	306	166	66	30	÷	61	25	-	_
			Ст. 61	15. rmv	бина 50	80 м	(20 [°] 06.	7'c.w_1	.65 ⁰ 45	2' 3. 1.			
244	120		18.9	3.0	1.9.9	60	74	60	_	197	49	_	_
164	102	-	15,1	4,0	125	61	71	60	-	-	-	-	-
181	114	-	9,6	4,0	129	70	96	83	-	-	-	-	-
196	116	-	20,6	4,0	127	73	92	81	-	-	-	-	-
102	-	-	30,5	4,0	126	-73	63	70	-	248	48	-	-
188	95	-	23,4	6,0	123	73	82	78	-	246	40	-	-
209	110	-	- 20.0	2.0	105	- 58	- 71	- 56	-	- 254	40	-	-
233	107	-	29,9	6,0	122	78	96	82	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	281	40	-	-
231	107	-	27,9	5,0	127	80	88	70	-	.=	-	-	-
			Ст. 62	5, глу	бина 52	45 м (20 ⁰ 46,4	4′с.ш.,	162 ° 13	,0′з.д.)	I		
189	93	-	14,3	1,2	95	50	46	107	-	84	-	-	-
177	120	-	21,1 18 2	2,1	101	47	125	146	-	-	-	-	-
219	130	-	9.7	2,1 1.8	92 82	57 45	109	109	-	- 708	-	-	-
-	-	-	-	-,0	-	-	-	-	-	-	_	-	-
224	140	-	23,9	1,2	105	46	122	125	-	213	39	•	-
164	92	_	- 5,5	1,2	82	- 40	119	136	-	-	-	-	-

Приложение (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	· 9	10	11	12
		r	· · · · · · ·						·		·····
		C- 61				0°=0.0'	- 10	~~~ ~	\		
		CT. 02	.о, гдуо	HMA 4030	M (2)	5 20,0	с.ш., 10	0 08,8	з.д.)		
0-5	69,6	0,14	0,75	4 3,3 6	7,69	7,33	0,30	1,21	0,116	-	-
10-20	76 ,9	Не обн.	Не обы.	1,88	8,22	6,64	0,27	0,89	0,093	-	-
10-20	68,2	•		1,88	-	8,02	0,30	1,22	0,105	-	-
50-6 0	54,2	•	•	4,27	7,67	7,69	0,23	1,13	0,093	-	-
80-90	61 ,3	-	-	-	-	8,22	0,29	1,18	0,101	-	-
120 -13 0	65,8	Не обн.	0,10	3, 19	6,98	8,04	0,14	1,26	0,123	-	-
140-150	56 ,3	-	-	-	-	8,74	0,29	1,31	0,111	-	-
200-210	59,4	Не обн.	0,01 3	1,54	8 ,3 4	9,44	0,44	1,34	0,114	-	-
260-270	64,2	-	-	-	-	8,13	0,35	1,16	0,112	-	-
820-330	69,9	-	-	-	-	7,90	0,40	1,14	0,114	-	-
370-380	67 ,3	-	-	-	-	9,26	`0 ,3 5	1,24	0 ,13 4	-	-
435-450	64,4	Необы.	Не обя.	1,88	7,93	8,79	0 ,3 3	1,21	0,107	-	-
						0	•	.0 /			
		Ст. 62	?, глубі	нна 4730)м (21	~10 , 4′	с.ш., 15	8`54,9'	э.д.)		
0-2	68.4	0.27	0.53	3.64	8.44	9.08	0.27	1.71	0.113	-	-
2-5	63.9	0.41	0.46	-	_	9.10	0.31	1.73	0.130	-	-
5-10	63.8	Не оби.	0.63	-	-	8.49	0.20	1.61	0.118	_	-
10-20	69.3	15.62	0.15	-	_	7.55	0.34	1.37	0.110	_	-
5-10	77.9	0.23	0.75	-	-	6.59	0.18	1.07	0.074	· -	-
10-20	64.6	0.45	0.36	-	-	_	-	-	0.102	-	-
40-46	67.0	6.95	0.15	-	-	7.76	0.21	1.39	0.089	_	-
65-70	57.4	20.10	Не обн.	2.57	6.14	6.94	0.18	1.29	0.094	_	-
60-65	63.1	1.59	0.45			8.48	0.24	1.61	0.095	-	-
75-80	43.1	42.22	0.82	-	-	5.33	0.12	0.96	0.081	-	-
90-94	37.4	69.80	Не обы.	2.22	1.79	2.92	0.085	0.52	0.052	-	-
95-105	58,9	0,73	0,34		-	8.35	0,17	1,37	0,122	-	-
110-120	55,3	12,80	0,27	-	-	7.08	0,15	1,07	0,109	-	-
180-192	48,3	11,67	0.22	-	-	7.32	0.24	1,12	0,100	_	-
192-202	36,6	19,00	Не общ,	2.41	5,93	7,01	0,12	1,13	0,101	-	-
220-230	51,8 ′	Не обн.	0,33	_	-	8,88	0,11	1,61	0,148	-	-
206-215	53,6	•	0,26	-	·-	8,16	0,11	1,66	0,124	_	-
245-255	58,0	•	Необи.	2,94	7.63	8,21	0.11	1,40	0,120	-	-
266-275	54,9	17,57	0,14	<u> </u>	-	7,27	0,19	1,26	0,103	-	-
275-288	44,9	3,18	0,15	• •	-	8,09	0,15	1,37	0,107	-	-
320-325	56.2	3.50	0.008	-	-	8.21	0.20	1.43	0.122	-	-
350-358	57,7	19,65	Не обы.	2,99	4,86	6,29	0,19	1,00	0,112	-	-
		-		-	-						
		Ст. 62	8, глусе	ша 2990	м (21	°09,4′	с.ш., 15	8°24,4'	э.д.)		
0.2	EQ 7	E4 96	0.00	1 00	9.05	4 40	0.003	0.00	0.001		
0=2	50,7	54,35	0,60	1,28	3,05	4,49	0,093	0,90	0,091	-	~
2-0	51,0	-	-	-	-	4,00	0,05	0,00	0,110	-	-
10.16	30,0 47 A	.=	-	-	-	4,20	0,10	0,03	0,000	-	-
10-10	47,0	-	-	-	-	4.00	0,10	0,00	0,111	_	-
50-60	40,1 AA B	49.30	Honfe	1 64	9.69	4 46	0,00	0,02	0,000		-
60-70	97.0	40.00	neooa.	1,04	3,08	1 22	C-	0,00	0,120		-
76-95	42 5	-	-	-	-	3 00	0 10	0,24	0,044	_	-
95-99	20.8	84 60	Heaf	0.73	0.77	117	0.05	0.28	0.065	_	-
22.05	49.0	04,00	-	-	-	4 81	0,00	1 02	0 179	_	-
120-130	39.4	57.50	Не обя	1.29	4.05	4.46	0.07	0.90	0.111	-	
120-100	00,4	01,00		1,20	-1,00	-1,-0		0,00	v,		
		Ст. 62	9. ravfe	BA 2760	м (21	°20.2′	с.ш. 15	8°29.3'	з.д.)		
0-2	53,0	63,81	0,32	0,90	2,82	3,55	0,077	0,79	0,085	-	-
2-5	49,8	-	-	-	-	3,76	0,07	0,72	0,097	-	-
5-10	46,4	-	-	-	-	3,76	0,07	0,74	0,109	-	-
10-20	41,9		-	-	-	4,33	0,03	0,96	0,075	-	-
30-40	42,8			-		4,37	0,09	0,74	0,089	-	-
50-58	43,6	58,10	He 00H.	1,29	3,10	4,11	0,07	0,87	0,106	-	-
		C= 64	1		N/10	°51 7'		2 °20 0'	(a a)		
		UT. 04	I, FRYON		, W (TG	5 51,7	с.щ., то	2 20,0	э.д.)		
0-5	74,7	1,46	0,46	5,18	6,18	7,25	0,24	1,21	0,094	-	-
5-10	75,6	Не общ.	Не обн.	-	-	6,80	0,19	1,08	0,071	-	-
10-20	75,0	0,91	-	-	-	6,81	0,19	1,09	0,067	-	-
30-40	59,9	0,64	0,14	2,94	6,88	8,02	0,29	1 ,3 2	0,095	-	-
4050	55,3	1,41	-	-	-	8,06	0,27	1,41	0,108	-	-
50-60	58,9	0,77	-	-	-	7,32	0,32	1,09	0,094	-	-
100-110	-	1,32	-	-	-	7,27	0,35	1,03	0;081	-	-
147-157	64,4	0,66	0,05	2,10	7,18	9,10	1,23	1,09	0,109	-	-
157-167	65,2	1,00	-	-	-	8,21	0,47	1,00	0,098	-	-
167-177	69,0	0,73	-	-	-	7,32	0 ,35	1,00	0,096	-	-
		-							:		

		····		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		-							
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	1		i		1				11				
			<u> </u>				(o'	1000		、		
			CT. 62	20, rm	ошна 4	650 M	(20 50	,О с.ш.,	100 (ов, е а.д.	•/		
119	-	-	12,5	0.8	104	41	100	110	-	179	40	-	-
138	112		5.4	1.3	108	41	110	44		130	1. 	-	-
153	126	-	14.6	_	119	45	_	-		-	-	_	-
140	119	_	5.8	0.8	108	39	110	117	_	248	30	_	
140	106	_	133	0.8	124	42	121	1.32	_		-	_	_
192	07	-	10,0	0,0	100	40	110	95	-	59	96	_	_
152	110	-	16.0	0,0	110	=0	110		-	00	30	-	-
100	116	-	15,0		100	40	1	140	-		-	-	-
171	118	-	25,5	1,3	129	42	121	140	-	284	40	-	-
157	116	-	10,3	-	136	45	-	-	-	-	-	-	-
183	112		15,9	0,8	126	53	104	126	-	-	-	-	-
161	102	-	5,3	-	127	36	-	-	-	-	-	-	-
154	119	-	14,9	0,8	119	40	110	130	-	267	-	-	-
	•						•	,	•				
			Ст. 62	27, глу	бина 4	730 м	(21°10	,4′с.ш.,	158 8	54 ,9'а.д	.)		
109			170	<u>^</u>	107	-	1 20	60		000	E0		
108		-	17,0	0,8	107	39	129	68	-	283	52	-	-
154	134	-	6,1	1,2	102	30	129	105	-	-	-		-
138	132	-	5,8	1,7	125	32	71	108	-	-	-	-	-
105	113	-	12,6	1,7	114	19	96	121	-	-	-	-	-
88	92	-	3,5	1,7	93	20	-	-	-	-	-	-	-
104	96	-	7,0	1,7	102	27	-	-	-	-	-	-	-
115	90	-	8,3	1,3	69	39	121	126	-	-	-	-	÷
104	112	-	1.7	_	71	30	121	121	-	190	26	-	-
141	133	_	19.2	1.3	87	43	· _	-	· _	_	-	-	-
77	97	-	2.9		61	17	93	121	_	-	-	-	_
37	50	_	2.1	1.9	46	15	-		_	84	9	_	_
125	1.96	_		_,0	00	25	149	01	_		_	_	_
120	130	-	0,1	1.0	107	20	740	91	-	-	-	-	-
02	<i>F</i> (-	0,2	1,3	107	41	100		-	-	-	-	-
93	59	-	0,3	-	109	-41	129	04	-		-	-	-
98	56	-	4,7	-	88	43	-	-	-	209	26	-	-
104	96	-	4,8	1,7	83	35	-	-	-	-	~	-	-
108	83	-	8,8	-	71	29	96	118	-	-	-	-	-
122	91	-	20 ,3	-	82	37	-	-	-	184	30	·	
106	102	-	11,8	1,7	72	34	-		-	-	-	-	-
137	112	-	17.4	-	84	36	100	87	-	-	-	-	-
116	85	-	12.7	1.7	89	45	-	-	-	-	-	_	-
90	65	-	8.9	0.8	80	40	82	61	-	1.53	25	_	_
••			-1-	-,-	0,0			•-					
			Cr. 62	08 rm	funa 2	990 M ((27°09	4'	15802	4.4'	1		
			<u> </u>	.0, 1.0					100 -	,	•/		
74	-	-	15,1	0,8	57	13,4	1 75	102	-	157	16	-	-
61	55	-	7,6	0,8	36	26	81	136	-	-	-	-	-
58	50	-	8,8	0,8	41	19	70	105		-	-	-	-
58	48	-	1.3	0.8	40	16	71	70		-	-	-	-
44	42	-	2.3	0.8	37	20	74	79	-	_	-	-	-
51	43	-	3.3	0.8	43	26	71	70	_	139	20	_	_
16	2.9	_	<01	0.8	29	15	28	42	_				_
50	40	• -	51	0,0	47	24	£0	70	-	-	-	-	_
16	10	-	0,1	1 4	20	11	20	40	-	1.8	- -	_	_
10	10	.=	2,1	1,0	20	11	20	40	-	15		~	. 🗕
00	30	-	2,0	4,8	37	20	(4	85	-	-		-	-
43	46	-	1,7	1'3	36	23	69	86	-	123	15	-	-
			. .		_				0				
			Ст. 62	29, глу	бяша 2	760 м (21 20	,2`с.ш.,	15872	.9,3'з.д.	.)		
63	-	_	12.5	12	45	10 9	57	69	-	Hander	20	-	-
A7	40	_		1 2	91	20,0	60	01	_		20		-
41		-	10.0	1 0	31	21	60	07	-	-	-	-	-
41	31	-	10'0	1,2	24	20	23	07	-	-	-	-	-
37	44	-		10	21	24	69	68	-	-	-	-	-
28	45	-	17	1,0	24	24	62	72	-	-	-	-	-
62	39	-	1,7	1,4	12	24	66	80	. 🕶	81	16	-	-
									•				
			Ст. 64	11, глу	Genea 5	030 м (18 51	,7'с.ш.,	152 2	9,0'э.д.	.)		
124	102	_	4 2	17	101	20	129	104	_	214	40	_	
110	04	_			107	20	123	104	-	614		-	-
110	04 60	-	4,0	0,4	116	41	91	10	-	-	-	-	-
112	00	-	1,3	0,4	110	45	82	43	-		-	-	-
159	96	-	4,8	0,4	88 .	67	95	16	-	190	49	-	-
161	110	-	6,6	0,8	90	54	98	5	~	-	-	-	-
156	109	-	10,3	0,4	89	56	95	47	-	-	-	— ·	-
206	106	-	7,1	0,4	85	59	90	23	-	-		-	-
302	122	-	14.2	1.2	287	66	112	82	-	166	39	-	-
208	112	-	10.2	4.6	135	54	106	113	-	-	_	_	-
195	107	-	9.3	0.4	95	61	112	78	-	-	-	-	_ '
			~					. –					

Приложение (продолжение)

	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
												+
		Ст. 641	, глубина	5030 :	м (18 ⁰	51,7'c	. m., 15 2	°29,0ʻ3.	.д.)			
230-240	68.2	0.95	-	-	-	7.16	0.35	1.07	0.102	_	_	
290-300	62,9	0,68	Не обн.	1,82	7,55	7,94	0,34	1,19	0,114	-	-	
3 40 –3 50	68,4	0,73	-	-	-	7,24	0,17	1,16	0,078	-	-	
400-410	63,7	Не обн.	-	-	-	7,80	0,17	1,24	0,072	-	-	
420-430	75,5		- He of v	2 04	- 615	7,05	0,17	1,16	0,066	-	-	
400-470	03,00		neooa.	2,04	0,15	7,00	0,17	1,10	0,073	-	-	
		Ст. 64	3, глубы	HA 535 0) м (18	3 [°] 32,9′	с.ш., 14	6 ⁰ 59,0′	з.д.)			
0-2	65,1	0,45	0,20	1,79	8,05	6,35	0,59	0,76	0.127	-	-	
2-5	63,2	-	-	-	-	6,59	0,55	0,70	0,110	-	-	
10-20	6 3, 4	-	-	-	-	6,77	0,66	0,72	0,111	-	-	
5-10 40-50	63,2 50 5	-	-	-	-	6,46	0,57	0,73	0,102	-	-	
80-90	65.0	Необи.	0.52	1.58	8.15	6.64	0,50	0.74	0,124	-	-	
140-150	62,9	-	-	-	-	6,77	0.57	0.89	0,176	_	-	
210-220	58,6	-	-	-	-	6,19	0,79	0,65	0,202	-	-	
310-320	58,8		-	-	-	6,10	1,20	0,59	0,217	-	-	
325-335	58,8	1,00	0,35	-		6,10	0,89	0,59	0,241	-	-	
340-350	58,5 58,7	0,91	0,35	1,40	7,80	6.05	0,87	0,60	-	-	-	
360-370	58.3	Необя.	0.04	1.90	7.78	6.10	1.06	0,57	0.241	-	-	
				-,			-,	-,	-,	-	_	
		Ст. 64	5, глубы	18 5480) м (18	°11,1′	с.ш., 14	1°08,8′	э.д.)			
0-2	66,8	0,45	0,53	1,89	6,64	5,69	0,65	0,93	0,164	-	-	
2-5	6 3, 8	-	-	-	-	6,10	0,59	0,68	0,091	-	-	
5-10 10-20	50,8 50 0	-	-	-	-	6,32	0,57	0,70	0,092	-	-	
30-40	60.0	-	-	2	-	6.10	0.67	0.62	0,030	-	-	
50-60	60,4	-	-	-	_	6,28	0,68	0,65	-	-	_	
70-80	58,9	-	-	-	-	5,74	0,71	0,61	0,153	-	-	
120-130	55,8	Не обн.	0,04	0,98	8,16	5,29	0,98	0,50	0,271	-	-	
170-180	57,9	-	-	-	-	5,05	1,05	0,46	0,265	-	-	
230-240	58,0 58,0	-	-	-	-	5,05	1,14	0,44	-	-	-	
285-295	60.7	_	-	_	-	6.55	1.16	0.41	-	-	_	
318-328	59,7	0,12	Не обн.	2,10	7,51	7,04	1,49	0,42	0,332	-	-	
		Cr. 64	7. глубин	a 5280	м (18	°02.9′	с. п. . 13	5 ⁰ 32.9'a	ь. л.)			
0.0	64.00	0.66	0.00	1 000	7 90	5 60	0.59	0 80	0 100			
2-5	58 47	U,55 Heofy	0,30	1,02	7,30	5,65	0,35	0,58	0.079	-	-	
5-10	57,94	11,14	0,10	_	-	5,88	0,49	0,64	0,082	_	_	
10-15	56,27	0,32	0,11	-	-	5,88	0,51	0,53	0,081	-	-	
30-40	56,17	Не обы.	Не обн.	1,19	8,6 3	5,83	0,55	0,59	0,104	-	-	
60-70	-		0,27	-		5,97	0,55	0,62	-	-	-	
100-110	68,38		0,08	1,05	8,47	5,97	0,46	0,64	0,107	-	-	
200-210	57.86		0,00	-	-	5.92	0.71	0.62	0.120	-	-	
250-260	56,05	•	0.05	2,60	7,91	5,79	0,76	0,60	-	-	-	
300-3 10	50,95	•	Не обн.	-	-	5,74	0,81	0,59	0,125	-	-	
340-350	55,19	•	•	-	-	5,70	0,76	0,55	-	-	-	
370-380	54,93	•	•	-	-	5,65	0,93	0;57	0,139	-	-	
		Ст. 64	9. г луб ин	a 4950	м (17	°58.3′	c.w., 13(0 °09,0 ′a	в.д.)			
<u>_</u> 2	59 5	014	010	1 20	819	5.48	0.77	0.58	0.107	-	_	
2-5	52.8	- -	-	1,29 -	-	5,69	0.58	0.48	0.080	_	-	
5-10	54,2	-	-	-	-	5,81	0,56	0,50	0,075	-	-	
10-20	53,7	-	-	-	-	5,59	0,56	0,50	0,086	-	-	
30-40	53,6	-	-	-	-	5,81	0,57	0,51	0,098	-	-	
00-70 100-110	53,0	- Ha <i>cf</i> -	- Heofr	-	<u> </u>	5,81 5,91	0,67	0,50	0 1 2 0	-	-	
150-160	52.4	NVCOH.	Heode.	-	0,20 -	5,54	0,93	0,51	0,120	-	-	
200-210	52.8	_	-	1,05	8.88	5,59	0,97	0,51	0,141	-	-	
250-260	51,4	-	-	-	-	5,72	1,21	0,48	0,138	-	-	
275-285	52,3	-		-	-	5,29	1,05	0,44	-	-	-	
290-300	52,6	Не обн.	Не обн.	0,84	7,58	5,16	0,74	0,46	-	-	-	
307-330		-	-	-	-	4,98	U,71	0,42	0,233	-	-	

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
_		1	1			1	•					·		
				CT.	641, г	лубяна :	5030 м	(18~5)	1,7 c.m.	, 152	29,0 1	э.д.)		
	209	111	-	7,1	0,6	78	58	112	13	-	-	-	-	-
	183	112	-	4,2	0,8	104	56	100	113	-	221	-	-	-
	130	83	-	2,1	0,8	87	41	84	26	-	-	•	-	-
	127	84 A1	-	1.1	0,8	88	44	70 95	52	-	-	-	-	-
	118	87	-	1.6	0.8	107	49	95	43	-	98	30		_
					•									
				Ст. 6	43, гл	убина 53	350 м	(18 [°] 32,	,9′ с.ш.,	146°5	9,0 [′] 3.	д.)		
	493	133	-	17,6	4,2	330	121	123	92	-	281	52	-	-
	275	126	-	15,1	3,7	115	98	84	. 78	-	-	-	-	-
•	293	123	-	13,6	6,2	122	101	78	78	-	-	-	-	-
	273	119	-	10,3	2,9	115	99	73	74	-	-	-	-	-
	279	116	_	10,3	4,6	107	87	67	87	_	235	25	_	_
	293	137	-	10,7	4,6	97	90	73	74	-	-	-	-	-
	293	119	-	3,6	-	177	105	-	-	-	-	-	-	-
	435	144	-	4,6	-	257	162		-	-	-	-	-	-
	301	127	-	3,0	10,7	189	129	- 07	-	-	293	44	-	-
	409	138	_	-	-	205	137	-	-	_	-	-	-	-
	441	121	-	4,6	-	229	155	-	-	-	195	47	-	-
				Cr. 6	45, глу	бина 54	80 м (18°11,	1′с.ш.,	141 ° 0	8, 8' a.,	g.)		
	3 21	113	-	13,5	5,4	123	77	95	69	-	284	39	-	-
	217	112	-	16,5	6,2	131	-85	73	78	-	-	-	- .	-
	229	119	-	15,3	6,2	130	92	67	61	-	-	-	-	-
	240	119	-	20.9	12.5	133	95	78	65	_	-	-	-	-
	261	117	-	-	-	121	90	-	-	-	_	_	_	_
	306	126	-	4,0	-	146	105	-	-	-	-	-	-	-
	195	130	-	2,6	29,2	216	125	64	19	-	204	50	-	-
	285	124	-	5,6	-	197	124	-	-	-	-	-	-	-
	313	133	-	-	-	180	134	-	-	-	-	-	-	-
	320	119	-	. 7,0	-	102	113	-	-	-	-	-	-	-
	341	118	-	23,1	-	163	120	-	-	-	148	40	-	-
							:	•		•				
				Ст. 6	47, rm	бина 52	80 м(1	8 02,8	с.ш., 1	.35~32	.,9′ э.д.	.)		
	303	117	-	17,6	5,4	152	81	101	73	-	293	52	-	-
	227	120	-	20,3	4,1	120	90	93	53	-	-	-	-	-
	211	127	2	14.0	7.1	121	91	80	56	-	-	-		-
	269	130	_	21,5	8,2	100	90	90	51	-	203	41	-	-
	224	109	-	-	-	114	89	-	-	-	-	-	-	-
		-	-	7,6	-	-	-		-	-	211	30	-	-
	237	111	-	7,6	-	119	104	-		-	-	-	-	-
	333	130	-	-	20.8	198	124	87		-	237	44	-	-
	-	-	-	9,5			-	_	-	-	_	-	-	-
	331	119	-		-	172	114	-	-	-	-	-	-	-
	388	129	-	5,6	-	205	132	-	-	-	-	-	-	-
				C- 6/	10	6	eo /	17 ⁰ E0 (\ ^ /~ -	、		
	284	149	_	01 R	60, FAU	പണം എത്. ഗ70	оом (. 111	-1 00,0 79	т. 74	130 08	7,∪ 3.Д. 96≡	40		
	197	128	-	18.2	7.5	129	92	73 84	49	-	203	40	-	-
	185	210	-	13,2	8,2	115	82	93	46	-	-	-	-	-
	246	194	-	12,7	8,2	164	89	95	51	-	-	-	-	-
	210	107	-	13,5	10,8	128	95	9 3	51	-	-		-	-
	204	95	-		-	129	95	-	-	-	~	-	-	-
	200 278	99	-	3,7	-	232	144	-	-	-	226	50	-	-
	-	-	_	_ 4.6	-	-	-	-	_	_	220	-	-	-
	-	-	-	4,6	20,8	-	-	87	24	-	-	-	-	-
	350	119	-	-	-	223	148	-	-	-	-	-	-	-
	274	111	-	-	-	199	142	-	-	-	239	35	-	-
	212	118	-	0,7	-	131	102	-	-	-	-		-	-

Приложение (продолжение)

·												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
	r		ا ۱۹۹۰ میلاد	1950		7040 8	· · · · ·	4°41 0')			
		CT. 03)I, FAQUE	Ha 4300	, м (т	/ 49,0	С,Щ., 12	4 41,0	э.д./		,	
0-2	61,6	0,86	0,42	1,71	8,29	5,29	0,51	0,48	0,148	-	-	
2-5	59,5	-	-	-	-	5,42	0,43	0,52	0,127	-	-	
10-25	50,5	-	-	-	-	5,30	0,49	0,53	0,110	-	-	
30-40	55.3	_	-	_	-	5.46	0.76	0.51	0.147	-	-	
60-70	56,08	0,23	0,13	0,70	7,22	5,55	0,64	0,53	0,148	-	-	
100-110	57,2	-	– ·	<u> </u>	-	5,59	0,63	0,50	0,141	-	-	
150-160	58,1	-	-	-	-	5,42	0,48	0,51	-	-	-	
190-200	57,2	-	-	-	-	5,42	0,57	0,49	0,167	-	-	
230-240	56,4	-			- 40	5,42	0,58	0,52	-	-	-	
270-280	40,2	He oon.	Heode,	- 0,98	8,40	5,40	0,58	0,50	0,183	-	-	
280-390	53.8	Не обн.	Необи.	0.84	7.93	5.59	0.82	0.49	0,182	-	-	
440-450	52.8	-	-	-	_	5,59	1.08	0.49	-	_	_	
460-480	53,3	-	-	-	-	5,55	1,16	0,50	0,207	-	-	
		Ст. 65	53. глуби	ња 4070	м (14	8 °39. 0'	′с.ш., 1`1	9°00.8′	э.д.)			
0-2	66.8	0.86	0.82	1.29	7.49	5.29	0.75	0.50	0.166	-	-	
2-5	64,0	-	-	-	-	5,51	0,85	0,50	0,151	-	-	
5-10	60,90	-	-	-	-	5,64	0,96	0,50	0,142	-	-	
10-20	61,1	-	-	-	-	5,64	0,81	0,50	0,148	-	-	
25-35	58,9	-	-	-	-		-	-	0,136	-	-	
35-41	61,3	-	-	-	-	5,49	0,57	0,49	0,125	-	-	
107-120	60 1	песож.	песон.	1,02	1,02	5,38	0,78	0,50	0,152	-	-	
155-165	57.9	_	-	-	_	5.38	0.68	0.48	0.170	_	_	
205-210	56,5	Не обн.	Необн.	0,77	8,06	5,59	0,91	0,48	0,211	- .	-	
264-278	60,8		-	-	_	5,42	1,15	0,47	0,207	-	-	
300-308	56,0	Не обн.	Не обн.	0,70	7,65	5,64	1,13	, 0,46	0,158	-	-	
		Ст. 65	35, глуб а	на 3200	м (1	8 [°] 59,9′	с.ш., 11	3°33,1′	э.д.)			
0-5	75.2	0.55	1.12	4.39	6.20	5.51	1.15	0.46	0.157	_	-	
5 - 10	72.6	Необн.	0.33	-	-	5.36	1.12	0.44	0.175	-	-	
10-20	71,0	0,32	0,54	-	-	5,11	1,10	0,41	0,171	-	-	
20-22	64,6	0,32	0,27	1,40	7,64	5,64	1,24	0,45	0,177	-	-	
20-29	67,3	0,32	0,26	1,50	-	5,44	-	-	0,189	-	-	
28 -3 5	6 3, 9	0,32	0,26	1,05	7,51	5,77	1,42	0,42	0,161	-	-	
35-45	63,2	4,40	0,46	1,89	7,08	7,22	2,69	0,35	0,142		-	
50-56	66,9	Необы.	Необн.	1,26	6,20	8,21	2,43	0,35	0,136	-	-	
58-60	71.0		0,04	1.05	6.93	0,49	2,02	0,34	0,133	-	-	
90-100	791	0.18	110 OOH. #	0.88	4,81	8.77	2,02	0,33	0,153	-	-	
130-140	71.1	0.34		-	6.15	10.03	1.91	0.33	0.258	_	-	
170-180	69,9	Не обн.	0,51	-	_	9,76	3,03	0,33	0,289	-	-	
220-230	72,2	•	0,52	0,91	5,47	9,90	1,94	0,33	0,193]=	-	
		Ст. 66	8, г луб ен	ma 140 M	a (23 ⁰	2 3, 0′ c	.ш., 106 ⁶	56,9′ s.	д.)			
0-2	69.6	4.87	3.66	1.05	7.51	3.73	0.039	0.41	0.135	0. 3 61	_	
2-5	66,8	4,00	3,31	1,54	6,95	3,59	0,039	0,43	0,128	_	- ·	
5-10	64,4	4,78	3,35	1,20	7,59	3,59	0,046	0,43	0,117	-	-	
10-25	65,1	7,04	3,21	1,51	7,01	3,5 0	0,039	0 ,3 9	0,144	0,073	i —	
20-30	56,8	6,26	3,29	1,37	7,61	3,48	0,039	0,39	0,151	0,676	-	
50-60	62,5	7,63	3,38	1,74	7,26	3,55	0,031	0,38	0,181	1,090	<u> </u>	
150-160	60,6	4,04	3,48	106	7,04	3,50	0,031	0,41	0,154	0,994	i -	
200-215	59.6	8.81	2 97	1.20	7.06	3,00	0,023	0,40	0,171	0,832		
250-260	57.3	8.17	3.62	1.34	7.45	3.22	0.031	0.38	0.167	0.876		
300-315	51,6	7,54	2,70	0.95	6.69	3.04	0.031	0.43	0.149	0.987		
345-358	49,3	11,01	2,70	0,84	7,05	3,15	0,046	0,38	0,117	1,028	3 -	
		Cr. 66	9. глуби	м 1000	м (23	°13.9′	сж. 103	7 ⁰ 07.0 ⁴ s	(, ,)			
<u>2</u>	74.8	7.09	7.80	1.54	6.51	2.76	0.023	0.33	0,150	_	_	
2-5	72.5	7,76	8,70	1.85	6,71	2,80	0.023	0.32	0.167	_	-	
5-10	70,8	7,85	8,70	1,12	6,77	2,80	0,023	0,33	0,153	-	-	
10-25	69,6	8,35	8,30	1,33	6,57	2,94	0,023	0,33	0,150	-	-	
25-35	62,8	11,58	4,25	0,95	7,01	2,99	0,023	0,33	0,118	0,476	-	
70-80	59,0	7,26	2,70	1,71	7,48	2,99 `	0,031	0,35	0,071	1,036	-	
124-140	62,6	7,04	3,40	2,24	7,66	2,99	0,023	0,35	0,072	1,076	i -	
195-210	59,0	4,04	3,30	2,32	7,35	3,08	0,031	0,36	0,056	1,215	-	
200-280	56,U	4,99	3,27	1,82	7,43	3,08	0,031	0,33	0,058	1,155	-	
201-310	99'U	8,03	5,30	1,11	1,30	3, ∪8	0,031	0,33	0,058	-	-	

_	 	,	·	r										
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	F	1		1		l	1 1	^	+					
				Ст. 6	51, глу	бена 4	1350 м	(17~49	,5′с.ш.,	124	41,0's.1	ı.)		
									~~		0.00	40		
	305	124	-	15,1	5,8	164	87	103	69	-	200	40	-	-
	167	98	-	11,5	9,6	105	81	87	50	-	-	-	-	-
	188	103	-	12,1	11,7	108	80	70	48	-	-	-	-	-
	201	108	-	13,7	12,5	128	95	78	48	-	-	-	-	-
	238	112	-	13,5	12,9	148	-93	81	38	-	-	-	-	-
	230	112	-	8,7	-	143	99	-	-	-	197	40	-	-
	233	108	-	8.7	-	146	91	-	-	-	-	-	-	-
	246	111	-	_	-	126	88	-	-	-	-	-	<u> </u>	-
	228	107	-	5.3	13.3	124	80	81	40	-	-	_	-	-
		101	_				_	-	_	_	_	_	- ·	-
		107	-		-	194	-	_	_	_	78	36	_	_
	228	107	-	2,2	-	107	100	-	-	-	15	90	-	-
	212	118	-	4,0	-	102	100	-	-	-		-	-	-
	256	114	-	4,1	-	173	104	-	-	-	203	40	-	-
	319	122	-	-	-	252	148	-	-	-	-	-	-	-
	319	119	-	5,5	-	238	141	-	-	-	-	-	-	-
								•	,	•	,			
				Ст. 6	53, глу	ибяща 4	ю70 м	(18 39	,0′ с.ш.,	119 ()0 , 8′ 3,1	ı.)		
						105	00		60			20		
	297	-		11,3	5,4	185	98	84	60	-	238	39	-	-
	220	112	-	15,3	10,4	148	94	64	45	-	-	-	-	-
	249	117	-	12,8	13,3	186	105	62	45	-	-	-	-	-
	214	113	-	13,5	12,5	141	94	73	51	-	-	-	-	-
	250	115	-	12.2	-	151	85	-	-	-	-	-	-	
	196	103	-	14.1	10.4	102	73	67	45	-	-	-	-	-
	234	106	-	14.0	13.8	121	98	. 78	51	_	166	35	-	-
	257	117	_	7.8	13.3	1.51	84	67	46	-	_	_	_	_
	222	107	_	3.6		119	82	_	_	_	_	_	_	_
	220	120	-	7.6	-	105	122	-	_	_	1 9 2	30	_	-
	201	120	-	1,0	-	190	122	- 40		-	102	30	-	-
			-	2,1	25,0				15	-	~~~	-	-	-
	332	116,	-	11,6	-	226	145	- '	-	-	223	39	-	-
				_					-1	0.	/			
				Ст. 6	55, глу	тбина З	3200 м	(18-59	,9′с.ш.,	113-3	33,1° 3./	L.)		
	204	140		107	48	299	07	87	40		220	_	_	
	204	110	-	11.4	7,0	200				-	220	-	- .	-
	193	113	-	11,4	11	141	. 00	30	33	-	-	-	-	-
	215	155	-	12,2	11,3	194	86	48	43	-		-	- .	_
	322	128	-	10,2	11,3	194	76	48	52	•	209	-	-	-
	245	187	-	11,2	-	148	79	-	-	-	-	-	-	-
	601	196	-	12,1	16,7	443	104	45	23	-	229	-	-	-
	600	230	-	16,4	27,1	562	74	59	22	-	225	-	-	-
	373	192	-	23.1	27.1	388	73	59	24	-	209	-	-	-
	362	205	_	25.4	34.6	371	57	78	29	_	-	-	-	-
	388	196	_	28.2	37.A	430	61	78	29	-	227	-	-	-
				25.6	37.6	_	_	67	13	_	100	_	-	-
	21.2	242	-	52.0	20.2	200	57	79	24			_	_	_
	512	242	-	70.0	20,2	200	80	67	27	-	-	-	-	-
	503 .	284	-	10,2	39,0	339	50	07	20	-	1.00	-	-	-
	318	1/4	-	40,5	20,8	109	51	0/	30	-	190	-	-	-
								~	,	•				
				Ст. 66	8, глу	бяна 1-	40 м (2	3°23,0	́с.ш., 1	06 °5 6	,9' э.д.)			
	10	117		10.7	• •		7.0	FO	47		0.40			
	24	0E 11(-	10,7	0,0	40	7,0	00	41		272	Z 1	-	-
	44	83	-	12,1	2,4	41	24	38	43		220	-	-	
	24	81	-	12,7	4,2	30	18	48	μŪ	-	111	-	-	-
	17	46	-	12,8	-	13	7	-	-	-	207	÷	-	-
	28	73	-	13,2	4,6	27	11	45	43	-	249	-	-	-
	S 1	77	-	13,3	5,0	53	12	48	21	-	238	-	-	-
	29	81	-	13,1	5,4	50	19	45	50	-	232	-	-	-
	25	77	-	13,4	6,2	49	23	45	50	-	-	-	-	-
	28	70	-	11,9	6.7	49	17	50	65	-	170	-	-	-
	31	77	~	12.7	_	62	16	-	-	_	253	_	-	-
	28	66	_	12.8	_	39	17	-	-	-	146	_	_	_
	28	71	_	11.9	27	42	17	20	41	-	260		_	_
	20		-	11,0	- , ,	76	11	00	71	-	200	-		-
				C	0			0.0 ⁰ 1.0	o' o	10700	7 0'	、		
				UT. 00	э, глу	MHH IU	ЛОО М (~3 IJ,	σс.ш.,	101.0	,,∪ з.д.	,		
	49	71	-	5,3	4.2	73	8.1	34	75	-	193	24	-	-
1	9.4	113	-	7.3	0.6	86	20	42	86	-	192	-	-	-
	53	115	-	14.2	-	69	15		-	-	106	-	-	_
	48	127	_	142	14	83	21	42	45	-	110	_	_	_
	36	07	_	196	- 17	50	10			-	149	-	-	-
	01	77	-	140	10 -	40	10	-	-	-	170	-	-	-
	31	11	-	14,8	12,5	43	10	42	45	-	209	-	-	-
	35	-	-	15,2	12,5	38	17	45	45	-	180	-	-	-
	3 6	95	-	13,1	-	48	17	-	-	-	-	-	-	-
	45	95	-	14,2	-	42,9	14	-	-	-	187	-	-	-
	54	108	-	14,1	7,5	48	20	45	62	-	182	-	-	-
				-	-									

Приложение (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Г
		Cr. 67	0. глубн	EA 1450	м (22	°36.3	с.ш., 10'	7 [°] 24,5'	э.д.)			
0.3	74.0	14 60	6 95	1 96	5 97	3.08	0.031	0.28	0 1.31	_	_	
2-5	68.7	15.94	6.29	1,96	5.94	2,99	0.031	0.26	0.096	-	_	
5-10	67,8	18,40	6,21	1,40	5,66	2,99	0,031	0,26	0,090	-	-	
10-25	66,6	13,17	5,69	1,37	5,84	2,85	0,023	0,26	0,071	· •	-	
20-30	55,6	2 3, 88	3,54	0,84	5,23	3,91	0,023	0,24	0,051	0,452	-	
52-60	49,9	30,24	2,57	1,20	5,45	3,87	0,023	0,22	0,048	0,411	-	
95-108	48,0	24,24	2,57	1,04	5,26	4,83	0,023	0,25	0,046	0,757	-	
150-165	39,5	11,44	1,73	1,12	4,90	8,65	0,015	0,23	0,050	0,435	-	
200-214	30,3	0,00	2,04	1,04	0,10	0,00	0,020	0,20	0,001	0,020	_	
		Ст. 67	1, глуби	на 2650	м (22	02,1	с.ш., 10	3`19,8'	э.д.)			
0-2	76,7	1,09	2,52	3,53	6,76	4,99	0,130	0,35	0,076	0,096	-	
2-5	/1,5	110 00H. 0 01	2,30	1 96	7 1 1	4,82 5 1 1	0,070	0,35	0,034	-	-	
10-25	68 1	0,64	2.34	2,16	7.07	5.01	0.093	0.38	0.069	0.070	_	
20-30	59.4	1.82	1.18	1.62	7.46	4.28	0.046	0,39	0,061	0.529	-	
50-60	59.0	2,95	1,96	1,22	8,31	4,28	0,039	0,39	0,057	0,930	-	
100-110	60,8	6,26	1,68	0,84	6,91	-	0,046	0,36	0,057	0,151	-	
160-170	58,6	11,53	1,52	0,98	7,05	3,91	0,039	0,33	0,054	0,442	-	
225-235	57,0	16,93	1,20	1,71	6,73	3,55	0,046	0,32	0,050	0,499	-	
290-300	62,4	0,27	1,03	1,20	8,06	4,60	0,039	0,39	0,061	0,410	-	
360-3 69	59,6	0,36	0,98	2,02	7,48	3,78	0,039	0,34	0,051	0,677	-	
368-372	-	Необы.	0,68	1,71	7,60	3,27	0,046	0,28	0,055	-	-	
368-370			Необн.	1,62	6,41	1,24	0,046	0,14	0,031	0,394	-	
371-380	61,5		0,87	1,96	7,50	3,50	0,054	0,30	0,050	0,275	-	
415-425	63,0	-	1,10	1,02	7,50	4,10	0,040	0,43	0,074	0,334	-	
		Ст. 67	2, глубе	IBA 2900	м (21	27,7	с.ш., 10	9 ⁻ 1 3, 9'	з.д.) О ОРР		_	
0-1	78,5	1,27	1,44	3,30	7,25	5,02	1,480	0,34	0,000	0.065	-	
1-3	76,5	0,59	1,48	-	-	4 07	0,040	0,04	0.071	0,000	-	
3- 10	73,6	2,27	1,50	1 26	6.96	474	0,140	0.37	0.069	0.068	-	
10-25	09,9	1,91	1 10	1 20	6 69	3.87	0,150	0.29	0.064	0,110	-	
100 110	66 B	3 61	1 79	1.33	6,60	4.51	0.120	0.34	0.059	0.167	_	
150-165	64.1	3.72	1.63	-	-	4.19	0.101	0,33	0,058	0,127	-	
210-225	63.3	1.91	1.57	-	_ `	4,74	0,093	0,35	0,059	0,232		
290-305	67.5	3.94	1,16	1,05	6,61	4,65	0,110	0,31	0,065	0,224	-	
365-375	65,6	6,17	1,04	-	-	4,05	0 ,10 1	0,33	0,060	0,372	-	
460-475	64,2	2,09	1,29	-	-	4,78	0,101	0,88	0,061	0,334	-	
515-530	-	11,67	1,41	-	-	4,17	0,110	0,30	0,055	0,498	-	
570-583	63,8	8,40	1,44	-	-	4,65	0,130	0,31	0,065	0,338	-	
		Ст. 67	З, глуби	нна 32 80	м (20	°29,2	′с.ш., 11	0 ⁶ 53,0'	э.д.)			
0-2	68,7	1,73	0,34	3,75	8,23	4,80	3,82	0,38	0,126	-	-	
2-5	69,6	0,32	1,38	-	-	4,78	3,41	0,41	0,137	-	-	
5-10	69,5	2,16	0,51	-	-	4,82	2,64	0,41	0,138	! -	-	
10-20	68,4	3,22	1,36	-	-	4,55	1,66	0,37	0,134	-	-	
5-15	67,2	3,81	1,37	-	-	4,00	115	0,37	0,122			
20-30	67,6	5,27	1,37	-	-	4 93	0.93	0.41	0.129	5 -	-	
35-45	690	1,01	1,30	-	-	4.65	1.71	0.36	0.122		-	
48-32	64.6	Heofy	0,00	3.02	7.50	4.37	0.55	0.35	0,111		-	
60-70	65.2	1.04	0.03	3.16	6.75	3.82	0,27	0,35	0,102	2 -	-	
90-100	67.6	10.90	0.46	-	-	4,87	0,26	0,41	0,128) _	-	
140-150	67.7	9.03	1.21	-	-	4,33	0,21	0,38	0,116	3 🚄	-	
190-200	69.6	2,27	0,73	2,43	7,15	4,60	0,20	0,39	0,117	7 0,054	F -	
250-260	67.7	0,86	0,46	-	-	4,97	0,13	0,43	0,140	2 -	-	
305-315	66,8	1,82	0,65	2,32	7,50	4,92	0,15	0,44	0,168	3		
320-335	64,9	2,22	0,81	-	-	5,15	0,16	0,44	0,178	3 0,045	; -	
		Ст. 6'	74, гжуб	ныа 3470) м (1	9 °32,3	'c.w., 11	2 ° 25,0'	'з.д.)			
0-2	73,4	1,09	0,37	4,73	6,89	5,20	1,62	0,44	0,16	5 -	-	
2-5	68,9	-	-	-	-	5,07	1,58	0,40	0,190) _	-	
5-10	69,8	-	-	-	÷	5,27	1,80	0,43	0,18	4 -	-	
10-25	67,2	-	-	-	-	5,29	1,02	0,44	0,17		-	
20 3 0	67,9	Не обн.	0,29	1,75	7,46	5,29	0,97	0,42	0,17	L _	-	
35-45	67,2		-	-		5,33	0,68	0,42	0,100	- C	-	
45-56	67,5	Не о бн.	0,30	1,61	7,43	5,38	0,03	0,44	0,13	ă _	-	
85-100	67,4			1 40	7.00	0,00	0,44	0,40	0.1.3	7 -	_	
105-118	68,1	He oom.	0,20	1,40	7,26	, 0,03 5.29	0.2.2	0.43	0.13	6 _	_	
125-140	07,3	÷	-	-	-	0,20		-,				

		T	_	1 10	10	10	T 00	0.1	0.01	0.01	24	26	26
13	14	1	5 16	17	18	.19	20	21	22	23	24	20	40
	1	1		70			10°26	, , ,	10702	4 5'	`	•	
			CT. 0	10, глу	ORHA 1 4	130 M (22 30,	эс.ш.,	107 2	4,5 э.д.	.)		
68	121	-	4,2	4,2	83	12	60	75	-	172	20	-	-
101	125	-	7,2	0,4	84	22	28	37	-	171	20	-	-
70	104	-	10.2	0.8	73	19	42	55	-	163	25	-	-
59	100	-	10.1	0.4	68	26	34	55	_	169	20	_	_
43	76	_	101	-	46	11	_	_	-	180	16	_	_
40	70	-	140		40	17	=		-	1 4 1	10	-	-
40	10	-	14,9	1,0	48	17	50	101	-	150	10	-	-
36	90	-	10,3	3,7	48	18	81	121	-	152	-	-	-
50	79	-	14,9	0,8	35	16	95	192	-	184	-	-	-
54	80	-	8,2	0,1	43	20	107	214	-	80	-	-	-
							•	,	•	.			
			Ст. 6'	71, глу	бина 26	350м (22'02,	1′с.ш.,	108 ° 1	9,8′ з .,	ı.)		
	~~~		• •										
136	203	~	3,2	1,3	121	21	101	56	-	168	25	-	-
96	225	-	3,2	0,4	97	27	84	26	-	194	-	-	-
104	227	-	4,2	0,6	119	28	101	36	-	190	24	-	-
113	184	-	8.2	0.8	137	28	87	52	-	144	-	-	-
86	111	-	10.2	1.4	116	36	92	43	_	149	22	-	-
123	119	_	267	20	199	36	94	20	_	192	27	_	_
100	110	-	20,7	2,0	100	, 30		00	-	014	~ (	-	-
105	140	-	21,1	2,5	128	40	80	20	-	214	-	-	-
102	129	-	24,6	1,2	100	29	73	30	-	240	-	-	-
119	132	-	25,4	1,2	100	33	90	39	-	194	-	-	-
128	117	-	23.1	3.3	101	32	90	60	-	210		-	-
93	87	_	13.6	0.8	59	17	101	43	_	215	-	_	-
116	105	-	197	0.0	<u> </u>	21	161	24	_	220	_	_	_
110	100	-	13,7	1.4	50	~1	30		-	146	-	-	-
43	34	-	6,9	1,4	20	8	39	2	-	143	-	-	-
137	94	-	16,9	1,0	66	17	101	32	-	252	-	-	-
487	170	-	24,7	-	176	36	-	-	-	262	-	-	-
							•	,	-				
			Ст. 6	72, rm	ибные 2	900 м (	(21°27,	7'с.ш.,	109'1	3,9'з.д.	.)		
167	256		71		101		106	67		107	0.4		
100	200	-	1,1	0,0	101	32	103	57	-	101	24	.=	-
130	237	-	4,2	2,9	155	38	65	49	-	-	-	-	-
148	513	-	4,1	0,4	196	31	75	31	-	-	-	-	-
144	314	-	3,6	0,8	202	33	78	7	-	197	22	-	-
121	172	-	7.4	0.8	153	35	67	32	-	144	23	-	-
106	157	-	7.0	2.0	163	36	73	20	_	112	24	-	-
104	160	_	70	_,-	172	30						_	-
191	100	-		~ ~	1/2	30	-	-	-	-	-	-	-
131	100	-	<b>0</b> , (	2,9	200	12	90	51	-		-	-	-
115	144	-	5,4	-	121	31	-	-	-	112	33	-	-
105	108	-	7,0	2,0	103	26	66	46	-	-	-	-	-
1 <b>34</b>	60	-	7,0	-	185	41	-	-	-	-	-	-	-
141	168	-	7,0	-	114	25	-	-	-	-	-	-	-
129	197	-	10.1	4.0	184	45	66	21	-	-	-	-	-
			C. 6	73 rm		280 14	20029	2'	11005	30'2 "	۱		
			00				20 20,			0,0 0.0	•/		
424	176	-	22,8	18,0	603	60	123	40	-	254	35	-	-
301	135	-	17.1	29.0	402	67	67	63	-	-	-	-	-
314	165		15.9	15.0	365	76	62	44	_	_	_	_	_
330	185	_	111	20	280	79	64	42	_	-		-	
407	150	_	11 0	-,0	200	70	-	-16	_	-	_	-	_
364	107	-	104		400	14	-	-	-	-	-	-	-
304	10/	-	10,4	2,4	282	82	28	40	-	-	-	-	-
483	246	-	10,4	-	347	87	÷.	-	-	-	-	-	-
290	. 98	-	7,2	2,9	280	65	64	<b>48</b> '	-	-	-	-	-
308	169	-	7,2	-	251	61	-	-	-	187	39	-	-
225	135	-	6,2	0,8	172	41	48	42	-	246	30	-	-
428	138	-	6.2	0.8	268	47	67	28	-	_	-	-	-
507	141	_	7.1	_	22A	35	_	-	-	-	-	-	-
258	161	-	6.2	0 ⊿	271	52	64	46	_	201	42	-	_
155	164	_	- <b>5</b> 1	0,4	201	46	04	40	-	201	76	-	-
1 90	104	-	1,0	-	200	-10	-	-	-	100	-	-	-
139	-	-	8,1	-	228	52	-	-	-	198	-	-	
362	79	-	6,2	0,8	202	41	63	51	-	~	-	-	-
			-					,	•	/			
			Ст. 6	74, глз	бина З4	470 м (	19 32,	З с.ш.,	112~2	5;0'з.д.	.)		
940	90		11 ₽	10 =	91.9	64	110			1.04	91		
0.00	04	-	110	12,0	313	00	112	30	-	190	31	-	-
232	64	7	12,6	13'8	225	77	78	41	-	-	-	-	-
235	115	-	13,5	16,7	249	83	78	38	-	-	-	-	-
186	103	-	12,7	10,4	148	73	65	35	-	-	-	-	-
218	104	÷	10,2	<b>-</b> .	151	85	-	-	-	182	40	-	-
217	82	-	12.7	1.2	138	70	64	44	-	-	-	-	-
297	94	-	11.5		125	83	_		_	192	44	-	_ ·
28.9	69	_			1.90	70	-	_	_				_
200	100	-	2,2	-	100	70	-	-	-	1	-	-	-
280	108	-	7,8	-	129	(1	-	-	-	125	30	-	-
324	94	-	8,5	0,8	125	47	50	40	-	-	~	-	-

5-10 5-10	•0-2 2-5 5-10 10-25 20-30 60-70 90-100 100-115 115-124 130-140	0-2 2-5 5-10 10-15 20-30 50-60 90-100 135-147 190-200 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 290-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-300 200-30000000000	0-2 2-5 2-5 20-20 20-30 50-60 10-200 10-200 10-200 240-250 240-250 330-340 330-340 330-340 330-340	0-5 5-10 20-20 60-70 150-160 210-222 2210-220 2210-227 2210-227 2210-227 2210-227 2210-210 2250-260 2250-260 2260-270 360-370 425-440	Приложе 1 200-212 262-280 340-360 340-360 4403-420 460-470 550-555 5520-550
45,88 28,34 61,50	52,2 52,2 51,1 52,2 51,1 51,1 51,1 51,1	73,65,11 71,3 71,3 71,3 71,3 71,3 71,3 71,3 7	65,17,4 65,17,4 65,12,17,4 65,12,12 717,4 65,12,12 65,12,12 65,12,12 65,12,12 717,4	65,0 62,1 62,1 64,1 65,1 65,1 65,1 65,1 65,1 65,1 65,1 65	68,6 68,6 67,7 70,3 55,5 51,9 51,9 51,4
0,77 -	C	Ст. 67 0,14 необи. необи. необи. необи.	С., 67 Необи. Необи. Необи.	Cr. 67 0,55 1,14 He offer He offer He offer He offer	тание) Ст. 674 Необн. - - - - - - - - - - - - - - - - - - -
3, глубин 0,11	5, rny6#	8, rny6m 0,14 1, 0,36 0,36 Heo6m 0,03 0,23 0,23 0,23	7, rŋyodui 0,14 	5, 779688 0,30 1 1 1 1 1 0,30 0,01 0,01 3 0,01 3 0,01 3 0,05	. глубина Не обн. Не обн. Не обн.
a 5400 2,69	13,78	a 3300 1 4,5300 3,1 66 3,2 66 1 1,56 4,2 0 2,80	4 5300 5,60 1,05 1,05	■ 3910 1,43 3,28 7 0,81 0,70 0,70 1,12 1,12	5 3470 <b>,</b> 1,40 1,40
6,03 -	6,08 (18	м (12 5,39   6,87 7,80 7,80 7,80 7,65 5,68 5,68	ж (18 6,16 	* (18 7,60 7,02 7,83 7,83 7,83 8,57 8,57 8,57 7,92 7,92	6 7,35 6,95 7,01
52,8 c 8,66 9,24 8,79	9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9	9 ⁹ 56,0′ 7,60 7,88 8,07 7,88 8,07 7,88 8,07 7,18 8,07 7,18 7,18 7,18 7,18 7,18 7,18 7,18 7,1	6,95 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,100 7,1000 7,10000000000	ី02,1 ភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភ ភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភ ភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូភូ	2 3 3 3 4 4 3 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4
,, 154 0,14 0,16 0,1 <b>3</b>	·H., 15; 0,18 0,19 0,16 0,16 0,16 0,16 0,16 0,14 0,14 0,14 0,15	0,31 0,31 0,31 0,31 0,31 0,31 0,31 0,31	0,35 0,35 0,35 0,35 0,35 0,35 0,35 0,35		0,51 0,51 0,51 0,61 0,51 0,61 0,61 0,58
1,87 1,87 1,88 1,68	⁶ 1,57 1,57 1,35 1,35 1,35 1,35 1,35 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1,26 1	1°11,8'( 1,31 1,22 1,22 1,24 1,24 1,24 1,24 1,27 0,96 0,96 0,96 0,96 0,96 0,96 0,96 0,96	9 ⁹ 33,0 0,83 0,85 0,85 0,88 0,88 0,88 0,88 0,88 0,88	9 ⁵ 22,1 0,44 0,47 0,47 0,47 0,47 0,48 0,48 0,48 0,48 0,48 0,48 0,48 0,50 0,50 0,48	0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,
0,138 0,138 0,138 0,114	,4.) 0,138 0,097 0,097 0,080 0,078 0,078 0,078 0,078 0,083 0,083 0,084	0,101 0,101 0,095 0,086 0,086 0,088 0,088 0,116 0,116 0,116 0,116 0,116 0,116 0,013 0,065 0,062	*.4.) 0,104 0,073 0,087 0,086 0,086 0,086 0,115 0,115 0,115 0,115 0,107 0,107	^{3,4,)} 0,160 0,133 0,143 0,143 0,143 0,148 0,187 0,187 0,188 0,188 0,188 0,188 0,188 0,188 0,188	10 <b>P.</b> ) 0,148 0,128 0,228 0,125 0,136 0,125 0,085
111			1111111111111111		
111	111111111111				3

	 										· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			
$ \begin{array}{c} Cr. 6^{-7}4, rrgrrssa 3470 + 118^{9}32, 3^{4} c.m. 112^{9}25, 0^{4}.n. 1 \\ 124 106 - 7, 2 1, 2 110 76 45 40 - 61 34 - 134 1 \\ 133 - 6, 4 0, 8 100 37 39 34 266 39 - 116 37 - 6, 2 - 73 35 266 39 - 116 37 - 6, 2 - 73 35 266 39 - 116 37 - 6, 2 - 73 35 266 39 - 116 37 - 6, 2 - 73 35 266 39 126 38 124 - 3, 2 2, 2 9 64 44 11 1 26 36 26 - 275 - 276 12, 5 17, 0 419 92 98 30 - 252 46 $	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Cr. 674, rgytems 3470 w (16 ³ 28, 5 cm, 112 ² 28, 0 2m.) 182 65 - 5, 2 - 97 75				<b> </b>		+	+	+	1				1	
				Cr. 67	74, глу	община Э	1470 m I	(19~32	,3′c. <b>⊒</b> .,	112~2	2 <b>5,</b> 0′ з.д	.)		
243 106 - 7,2 1,2 110 76 48 40 - 61 34 192 78 - 6,8 - 100 47 266 39 - 114 108 - 7,2 - 73 56 - 2 266 39 - 116 87 - 6,2 - 81 57 266 39 - 116 87 - 6,2 - 81 57 266 39 - 116 97 - 6,2 - 81 57 266 39 - 116 97 - 6,2 - 81 57 83 124 - 3,2 2,9 64 44 11 26 - 366 - 126 116 - 2,4 2,9 30 0 $\mu$ (19 ⁰ 2,1 ^c c.m., 116 ⁰ 2,2,1 ^d a.m.) 490 186 - 12,5 17,0 419 22 98 30 - 252 46 - 183 50 - 8,8 10,8 125 90 69 43 - 195 35 - 124 98 0 - 13,6 15,4 128 65 73 46 244 77 - 8,7 14,6 117 73 73 48 - 169 38 - 195 65 - 14,2 16,7 167 78 78 52 195 65 - 14,2 16,7 167 78 78 62 195 65 - 14,2 16,7 167 78 78 48 - 195 - 14,3 20,0 186 129 73 48 - 169 38 - 222 102 - 10,1 20,9 290 107 51 - 104 - 173 - 224 103 - 11,2 20,0 186 129 73 48 - 226 102 - 8,5 - 195 123 226 102 - 8,5 - 195 123 - 226 102 - 8,5 - 195 123 - 226 133 - 11,2 25,0 234 117 75 42 - 185 - 226 133 - 11,2 25,0 255 122 61 46 - - 226 133 - 11,2 25,0 251 126 14 49 - 175 79 - 4,6 0,6 97 63 90 61 - 226 133 - 11,2 25,0 255 122 61 46 - - 226 133 - 11,2 7 96 49 129 104 - 227 - 185 70 - 4,6 0,6 97 63 90 61 - 228 63 - 196 64 - 229 77 - 197 - 197 - 196 70 - 196 70 - 196 70 - 197 - 197 - 197 - 197 - 197 - 197 - 198 75 48 - 191 111 - 398 - 198 73 - 204 85 - 77 - 197 - 197 - 198 75 48 - 191 111 - 398 - 198 70 - 199 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 - 190 70 -	182	65	-	5.2	-	97	75	-	_	_	_	_	_	_
	243	106	_	7.2	1.2	116	76	45	· 40		61	34	_	Ξ
	1:02	79	_	6 4	0.0	100	52	90	24		01	01	-	-
141 108 - 0.2 - 103 16 286 29 - 286 - 286 286 29 286 29	101	69	-	<b>0,</b> -	0,0	100	47	30	34	-	-	<b>-</b> .		-
113 105 - 1.2 - 1.3 36 2.26 39 2. 136 116 - 2.8 2.9 37 21 77 8	1 4 1	100	-	0,0	-	100	4/	-	-	-			-	-
118 87 - 6,2 - 81 57	141	108	-	7,2	-	73	56	-	-	-	286	39	-	
86 116 - 2,8 2,9 37 20 17 8	118	87	-	6,2	-	81	57	-	-	-	-	-	¢ -	<b>-</b> .
83 124 - 3,2 2,9 64 44 11 2636 - Cr. 675, rryGuns 3910 $ mu$ (19°02,1' c.m., 116°22,1' s.m.) 469 186 - 12,5 17,0 416 92 86 30 - 252 46 - 183 56 - 12,5 17,0 416 92 86 30 - 252 46 - 249 86 - 13,6 15,4 128 95 73 46 - 241 70 - 8,7 14,6 117 73 73 46 - 241 70 - 8,7 14,6 117 73 73 46 - 241 70 - 8,7 14,6 117 73 73 46 - 240 80 - 14,7 20,0 148 84 73 50 - 188 83 - 14,3 - 157 82 - 240 - 241 72,0 12,0,9 20 107 81 46 - 173 73 48 - 240 - 241 20 - 241 12, 20,0 156 129 73 46 - - 242 75 - 5,6 1,3 85 28 73 41 - - 240 102 - 241 12, 20,0 156 129 73 46 - - 241 - 241 72,0 148 84 73 50 - 240 - 241 20 - 241,2 20,0 156 129 73 46 - - 240 102 - 241 13 - 240 133 - 240 1,2 25,0 251 122 81 46 - - - 246 133 - 11,2 12,5 171 98 75 48 - 177 79 - 4,6 0,6 97 63 80 61 - - 246 0,8 91 62 93 67 - - 247 60 - 248 133 - 249 133 - 11,7 96 49 129 104 - 244 26 - - - 249 133 - 11,7 196 79 - 4,6 0,6 97 63 80 61 - - - 240 75 - 250 83 - 3,1 1,7 96 49 129 104 - 244 26 - - - 219 92 - 2,4 0,8 91 62 93 67 - - - 219 92 - 2,4 0,8 91 62 93 67 - - - 219 92 - 2,4 0,8 91 62 93 67 - - - 219 92 - 2,4 0,8 91 62 93 77 - - - 219 92 - 2,4 0,8 91 62 93 67 - - - - 219 92 - 2,4 0,08 91 62 93 67 - - - - 219 92 - 2,7 0,6 17 75 76 - 2 - - - - 267 97 - 14,3 - 158 83 - 252 88 - 8,0 - 107 82 0 - - - 267 97 - 14,3 - 158 84 - - - - 267 97 - 14,3 - 158 84 - - - - - - 267 97 - 270 99 - 9,2 1,0 147 63 84 95 - - - - 270 99 - 9,2 1,0 147 63 84 95 - - - - - - 270 99 - 9,2 1,0 147 63 84 95 - - - - - 267 97 - 274 0,6 77 55 78 65 - - - - - 276 86 - 9,1 1,0 103 68 84 104 - 143 40 - - - - - - - - - -	86	116	-	2,8	2,9	37	20	17	. 8	-	-	-	-	-
Cr. 675, raydems 3910 $ u$ (19 ⁶ 02,1 ['] c.m., 116 ² 22,1 ['] s.m.) 469 186 - 12,5 17,0 419 92 98 30 - 252 46 - 183 56 - 8,8 10,6 15,4 128 95 78 50 - 195 35 - 249 86 - 13,6 15,4 128 95 78 50 - 195 38 - 241 70 - 8,7 14,6 117 73 73 46 - 169 38 - 241 70 - 8,7 14,6 117 73 73 46 - 169 38 - 241 21 102 - 10,1 20,0 148 84 73 50 - 189 39 - 242 102 - 10,1 20,0 200 107 81 46 - 173 33 - 222 75 - 5,6 1,3 85 28 73 46 242 102 - 11,2 20,0 156 129 73 48 246 30 - 14,7 20,0 156 129 73 48 242 102 - 11,2 20,0 156 129 73 48 244 3 - 13,2 25,0 234 117 75 42 - 185 - 236 143 - 13,2 25,0 234 117 75 42 - 185 - 236 133 - 11,2 25,0 234 117 75 48 - 171 31 - Cr. 677, raydems 5300 $ (18358,2'C.m., 149338,0's.g.)$ Cr. 677, raydems 5300 $ (18358,2'C.m., 149338,0's.g.)$ 259 83 - 3,1 1,7 96 49 129 104 - 244 26 -  185 70 - 4,6 0,6 99 62 95 77 185 70 - 4,6 0,6 16 27 93 100 - 185 70 - 4,6 0,6 99 62 95 67 185 70 - 4,6 0,6 99 62 95 67 185 70 - 4,6 0,6 99 62 95 67 - 185 70 - 12,7 1,6 104 73 106 94 - - - 185 70 - 12,7 1,6 104 77 2 - 199 74 - 3,1 1,4 80 47 67 56 - 26 30 - 187 60 - Cr. 676, raydems 5300 $ u$ (18 ⁵ 6,0 ['] C.m., 151 ⁰ 11,6 ['] s.g.) Cr. 676, raydems 5300 $ u$ (18 ⁵ 6,0 ['] C.m., 151 ⁰ 1,6 ['] s.g.) Cr. 676, raydems 5300 $ u$ (18 ⁵ 6,0 ['] C.m., 151 ⁰ 1,6 ['] s.g.) 228 88 - 8,0 - 107 82 -  199 74 - 3,1 1,1 480 47 67 56 - 26 89 - 8,6 0,6 116 73 112 67 - - 26 89 - 8,6 0,6 116 73 112 67 - - 27 99 - 8,2 1,0 147 63 84 95 - - - 26 89 - 8,6 0,6 116 73 112 67 - - 27 88 - 89 - 13,1 1,7 107 41 186 130 - 215 40 - - 220 81 - 5,2 0,4 130 57 101 100 - 135 30 - - - 26 88 - 9,1 10,1 62 73 138 - - - - 26 89 - 8,6 0,6 116 73 112 67 - - - - - - - - - - - - - -	83	124	<b>-</b> .	3,2	2,9	64	44	11	26	1. <u>1</u> .	-	36	-	-
Cr. 675, regimes 2910 w $(19^{9}02,1' c.m., 116^{9}22,1' s.m.)$ 469 186 - 12,5 17,0 418 92 98 30 - 232 46 - 168 52 - 8,8 10,8 128 90 69 43 - 195 35 - 164 62 - 8,9 12,5 128 85 78 56 241 70 - 13,7 15,1 128 85 78 56 241 70 - 13,7 15,1 128 85 78 56 241 70 - 13,7 15,1 128 85 78 56 241 70 - 13,7 12,0 146 84 73 50 - 189 39 - 242 102 - 14,3 - 0,9 60 127 1 - 6 242 102 - 14,3 - 0,9 60 127 1 - 6 242 102 - 14,3 - 0,9 66 128 73 46 244 1 246 80 - 14,7 12,0 146 127 3 46 246 80 - 14,7 12,0 146 123 - 246 122 - 10,1 - 0,9 66 129 73 46 246 246 133 - 11,2 25,0 255 122 61 46 246 133 - 11,2 25,0 254 117 7 4 - 246 133 - 11,2 25,0 254 117 7 4 - 246 133 - 11,2 25,0 254 117 7 4 - 246 133 - 11,2 25,0 255 122 61 46 246 133 - 11,2 12,5 171 96 19 104 - 244 26 - 246 133 - 11,2 12,5 171 96 19 104 - 244 26 - 246 133 - 11,2 12,5 171 96 75 48 - 171 31 - 247 79 - 4,6 0,6 91 62 90 61 248 133 - 11,7 06 49 129 104 - 244 26 - 147 79 - 4,6 0,6 91 62 95 77 248 248 249 240 240 95 - 5,2 147 72 240 95 - 3,2 147 72 - 240 95 - 3,1 1,4 09 79 101 111 - 252 85 - 3,0 - 107 82 - 252 85 - 7,7 0,6 108 67 101 77 - 252 85 - 7,7 0,6 108 67 101 77 - 252 85 - 7,7 0,6 108 67 101 77 - 252 85 - 7,7 0,6 108 67 101 77 - 252 85 - 7,7 0,6 108 67 101 77 - 252 85 - 253 99 - 8,6 0,8 116 73 112 67 - 254 89 - 254 89 - 254 89 - 254 89 - 254 89 - 255 99 - 256 99 - 256 99 - 256 99 - 256 99 - 257 0,96 108 67 101 77 - 258 99 - 258 99 - 259 90 - 250 103 11,7 07 41 188 130 - 216 40 - 226 89 - 132 1,1,7 107 41 188 130 - 216 40 - 226 89 - 132 1,1,7 107 41 186 130 - 216 40 - 226 89 - 132 1,1,7 107 41 186 130 - 216 40 - 227 99 - 246 89 - 132 1,1,7 185 84 - 247 133 - 246 105 - 247 080 - 240 133 - 148 132 - - 246 105 - 9,3 2,9 186 71 112 126 - 32 31 - 246 105 - 9,3 2,9 186 71 112 126 - 32 31 - 246 105 - 9,3 2,9 186 71 112 126 - 32 31 - 246 105 - 9,3 2,9 186 71 112 126 - 32 31 - 246 105 - 34 4 - - - - 246														
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$				Ст. 6	75. rm	võima 3	3910 M	(1902	2.1 [′] с.ш	116	22.1 [′] a.r	.)		
				»						;		,		
	499	156	-	12,5	17,0	419	92	98	30	-	252	46	-	-
	183	56	-	8,8	10,8	125	90	69	43	-	195	35	-	-
2449 86 - 13,6 15,4 128 95 73 46	186	62	-	8,9	12,5	128	85	78	50		-	-	-	-
241 70 - 6,7 14,6 117 73 73 48 - 169 88 - 269 80 - 14,7 20,0 148 84 73 50 - 189 39 - 269 80 - 14,7 20,0 148 84 73 50 - 189 39 - 212 102 - 10,1 20,9 260 107 81 - 173 33 - 222 102 - 11,2 20,0 156 129 73 48 206 102 - 8,5 0 294 117 75 42 - 185 - 226 133 - 11,2 25,0 255 122 81 46 226 133 - 11,2 12,5 11 98 75 48 - 171 31 - 226 133 - 11,2 12,5 11 98 75 48 - 171 31 - 226 133 - 11,2 12,5 11 98 75 48 - 171 31 - 226 133 - 11,2 12,5 11 98 75 48 - 171 31 - 219 92 - 2,6 0,8 91 62 93 67 219 92 - 1,7 1,6 104 73 106 94 - 219 92 - 1,7 1,6 104 73 106 94 - 219 92 - 9,4 2,1 99 79 101 111 - 38 35 - 222 85 - 7,7 0,6 108 67 101 77 219 92 - 9,4 2,1 99 79 101 111 - 38 35 - 226 33 - 3,1 1,7 75 78 65 - 226 30 - 219 92 - 9,4 2,1 99 79 101 111 - 38 55 - 226 85 - 7,7 0,6 108 67 101 77 219 74 - 3,1 1,4 80 47 67 55 78 65 - 218 70 - 4,3 - 158 84 - 267 97 - 14,3 - 158 84 - 267 99 - 8,6 0,6 116 73 112 67 - 276 88 - 9,1 0,1 47 63 84 95 - 287 88 - 285 99 - 8,6 0,6 118 73 112 67 - 216 99 - 210 13,1 1,7 107 41 188 130 - 215 40 - 224 83 - 13,2 0,6 182 5 64 100 - 215 40 - 224 83 - 265 99 - 8,6 0,6 118 73 112 67 - - 277 89 - 288 69 - 3,7 0,6 108 62 73 139 - - 276 88 - 9,1 0,147 63 84 95 - - 276 88 - 9,1 0,148 62 73 139 - - - 276 88 - 9,1 0,148 62 73 139 - - - 276 88 - 9,1 0,148 62 73 139 - - - 276 88 - 9,2 1,0 147 63 84 104 - 143 40 - 244 83 - - 276 88 - 9,3 2,0 18 72 73 84 134 - - - 276 88 - 9,3 2,0 18 72 73 84 134 - - - - 276 88 - 9,3 2,0 18 72 73 84 134 - - - - - - - - - - - - - -	249	86	-	13.6	15.4	128	95	73	46	-	-	-	-	-
	241	70	-	8.7	14.6	117	73	73	48	-	169	38	_	-
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	291	65	-	12.2	16.7	167	89	78	. 52	_		-	-	-
200 60 - 14, 20, 146 84 73 50 - 189 39 - 219 83 - 14, 3 - 157 82				1 4 7		1 40	00		. 02	-			-	-
319 83 - 14,3 - 157 82	209	80	-	14,7	20,0	148	84	73	50	-	188	39	-	-
422 102 - 10,1 20,9 200 107 81 48 - 173 33 222 75 - 5,6 1,3 85 28 73 41 206 102 - 8,5 - 105 123 328 133 - 11,2 25,0 234 117 75 42 - 185 326 133 - 11,2 12,5 171 98 75 48 - 171 31 - Cr. 677, raydama 5300 $\times$ (18 ⁵ 58,2'c.u., 149 ⁵ 33,0's.a.) 259 83 - 3,1 1,7 96 49 129 104 - 244 26 - 175 79 - 4,6 0,6 97 63 90 61 218 67 - 4,6 0,6 97 63 90 61 218 67 - 4,6 0,6 99 62 95 77 185 70 - 4,6 0,6 99 62 95 77 185 70 - 4,6 0,6 99 62 95 77 219 92 - 2,6 0,8 91 62 93 67 219 92 - 9,4 2,1 99 79 101 111 - 38 35 - 259 83 - 3,8 - 62 42 219 92 - 9,4 2,1 99 79 101 111 - 38 35 - 219 92 - 9,4 2,1 96 77 55 78 65 219 74 - 3,1 1,4 80 47 67 56 - 26 30 - 181 71 - 5,6 - 127 52 187 62 - 7,4 0,6 77 55 78 65 181 71 - 5,6 - 127 52 187 62 - 7,4 0,6 77 55 78 65 181 71 - 5,6 - 127 52 187 62 - 7,4 0,6 71 55 78 65 267 97 - 14,3 - 158 84 276 89 - 8,6 0,6 116 73 112 67 276 89 - 13,1 1,7 107 1 188 130 - 215 40 - 232 85 - 13,1 1,7 107 1 88 130 - 215 40 - 232 85 - 13,1 1,0 13 68 44 170 - 215 40 - 236 99 - 8,6 0,6 116 73 112 67 270 99 - 8,6 0,6 116 73 112 67 270 99 - 8,6 0,6 116 73 112 67 270 99 - 8,6 1,0 137 55 78 63 270 89 - 13,2 0,8 122 63 62 113 - 75 49 - 240 85 - 13,2 0,8 122 63 62 113 - 75 49 - 240 85 - 13,2 0,8 122 63 62 113 - 75 49 - 240 85 - 13,2 0,8 122 73 84 134 240 85 - 13,2 0,8 172 73 84 134 240 85 - 17,2 0,8 172 73 84 134 240 85 - 13,2 0,4 103 30 140 217 - 83 44 - 240 85 - 17,2 0,8 122 63 22 13 - 75 49 - 240 85 - 13,2 0,4 103 30 140 217 - 83 44 -  241 0,2 146 136  24,6 0,2 148 1820  24,6 0,4 140 143  24,6 0,4 140 143  24,6 0,4	318	83	-	14,3		157	82	-	-	-	-	-	-	-
222 75 - 5,6 1,3 65 26 73 41	422	102	-	10,1	20,9	290	107	81	48	÷	173	33	-	-
200 - 11,2 20,0 166 129 73 46	222	75	-	5,6	1,3	85	28	73	41	-	-	-	<b>-</b> ·	-
208 102 - 8,5 - 165 123	290	-	-	11,2	20,0	156	129	73	48	-	-	-	-	-
328 133 - 11,2 25,0 234 117 75 42 - 185 226 133 - 11,2 12,5 171 98 75 48 - 171 31 - Cr. 677, rryGmm 5300 $\bowtie$ (18°58,2′c, 149°33,0′a.g.) 259 83 - 3,1 1,7 96 49 129 104 - 244 26 - 175 77 - 4,6 0,6 97 63 90 61 219 92 - 2,6 0,8 91 62 93 67 218 70 - 4,6 0,6 99 62 95 77 204 95 - 5,2 147 72 217 92 - 2,6 0,8 91 62 93 67 219 92 - 9,4 2,1 99 79 101 111 - 38 35 - 252 88 - 8,0 - 107 82 219 92 - 9,4 2,1 99 79 101 111 - 38 35 - 252 88 - 8,0 - 107 82	208	102	-	8,5	-	195	123		-	-	-	-	-	_
<b>336</b> 143 - 13,2 25,0 285 122 81 46	328	133	**	11.2	25.0	234	117	75	42	-	185	-	-	-
226 133 - 11,2 12,5 171 98 75 48 - 171 31 - Cr. 677, rayGama 5300 $(18^{\circ}58,2'c,m, 148^{\circ}33,0's,n,)$ 259 83 - 3,1 1,7 96 49 129 104 - 244 26 - 219 92 - 2,6 0,8 91 62 93 67 219 92 - 4,6 0,6 97 63 90 61 219 92 - 3,4 2,1 99 72 219 92 - 9,4 2,1 99 79 101 111 - 38 35 - 220 85 - 7,7 0,6 108 67 101 77 187 90 - 12,7 1,6 104 73 106 94 219 92 - 9,4 2,1 99 79 101 111 - 38 35 - 202 85 - 7,7 0,6 108 67 101 77 189 74 - 3,1 1,4 80 47 67 56 - 26 30 - 189 74 - 3,1 1,4 80 47 87 56 - 26 30 - 181 71 - 5,6 - 127 52 187 62 - 7,4 0,6 77 55 78 65 267 97 - 14,3 - 158 84 Cr. 678, rayGama 5300 $(18^{\circ}6,0'c,m, 151^{\circ}11,6's,m,)$ 238 89 - 13,1 1,7 107 11 188 130 - 215 40 - 270 99 - 8,6 0,6 116 73 112 67 270 99 - 9,2 1,0 147 63 84 170 - 270 99 - 9,2 1,0 147 63 84 104 - 143 40 - 270 89 - 9,2 1,0 147 63 84 104 - 276 88 - 9,1 1,0 103 66 84 104 - 278 88 - 9,1 1,0 103 66 84 104 - 248 102 - 17,2 0,8 132 57 139 276 88 - 9,1 1,0 103 66 34 104 - 246 85 - 246 85 - 246 85 - 17,2 0,8 172 73 84 134 270 89 - 281 - 283 - 29 91 - 6,8 0,8 161 61 95 130 - 270 89 - 3,2 0,8 - - - 270 80 - 17,2 0,8 172 73 84 134 - - - 270 80 - 3,2 0,8 - - - 270 91 - 6,8 0,8 161 61 95 130 - - - - - - - - - - - - - -	336	143	-	13.2	25.0	255	122	81	46	-		_	_	_
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	226	1.9.3	_	112	12.6	171		75	49		171	91	-	-
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	440	100	-	11,£	14,0	111	90	10	-10	-	1/1	31	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$				<u> </u>			000	(1.0°	0'-	1 400-	a	、		
259 83 - 3,1 1,7 96 40 120 104 - 244 26 - 175 79 - 4,6 0,6 97 63 90 61 204 92 - 2,6 0,8 91 62 93 67				Ст. 6	(7, гл)	C BHHOV	300 M	(18 58	,2 с.ш.,	149 3	13,0 э.д	.)		
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	259	83	-	3.1	1.7	96	49	129	104	-	244	26	_•	_
219 92 - 2,6 0,8 91 62 93 67	175	79	_	4.6	0.6	97	63	- 00	Ê1	_			_	
185       70       -       4,6       0,6       99       62       95       77       -       -       -         204       95       -       3,2       1,47       72       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       - </td <td>210</td> <td>40</td> <td>-</td> <td>2,0</td> <td>0,0</td> <td>01</td> <td>60</td> <td>00</td> <td>67</td> <td>-</td> <td>-</td> <td>-</td> <td>-</td> <td>-</td>	210	40	-	2,0	0,0	01	60	00	67	-	-	-	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	106	70	-	2,0	0,0	91	02	93	07	-	-	-	-	-
204 95 - 5,2 147 72	185	<i>1</i> 0	-	4,6	0,6	99	62	95	11.	-	-	-	-	-
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	204	95	-	5,2		147	72	-	-	-	-	-	-	-
219 92 - 9,4 2,1 99 79 101 111 - 38 35 - 252 86 - 8,0 - 107 82 199 74 - 3,1 1,4 80 47 67 56 - 26 30 - 181 71 - 5,6 - 127 52 181 71 - 5,6 - 127 52 267 97 - 14,3 - 158 84 158 32 - 265 99 - 8,6 0,6 116 73 112 67 Cr. 678, rayofana 5300 $\times$ (18°56,0'c.m., 151°11,8's.m.) 238 89 - 13,1 1,7 107 41 188 130 - 215 40 - 232 83 - 13,2 0,8 132 56 84 170 270 99 - 9,2 1,0 147 63 84 95 276 88 - 9,2 1,0 118 62 73 139 276 88 - 9,2 1,0 118 62 73 139 276 88 - 9,1 1,0 103 68 84 104 - 143 40 - 284 85 - 9,2 2,0 130 68 21 13 - 75 49 - 246 105 - 9,3 2,9 188 71 112 126 - 246 105 - 9,3 2,9 186 71 112 126 - 247 83 - 17,2 0,8 121 63 62 113 - 75 49 - 240 83 - 17,2 0,8 121 63 62 113 - 240 83 - 17,2 0,8 121 63 62 113 - 240 83 - 17,2 0,8 120 63 62 - 113 - 75 49 - 244 105 - 9,3 2,9 186 71 112 126 - 245 105 - 9,3 2,9 186 71 112 126 - 246 105 - 9,3 2,9 186 71 112 126 - 247 83 248 102 - 17,2 0,8 120 73 84 134 249 91 - 6,8 0,8 161 61 95 130 - 240 83 - 17,2 0,8 120 63 62 - 151 61 - 1,6 - 100 36 -  277 3,2 0,8 95 94 - 663 30 - Cr. 685, rayofana 5000 $\times$ (18°55,9'c.m., 153°16,2's.m.) 168 72 - 4,2 0,4 103 30 140 217 - 83 44 -   - 3,2 0,8 95 94 - 663 30 - Cr. 685, rayofana 5000 $\times$ (18°55,9'c.m., 153°16,2's.m.) 168 72 - 4,2 0,4 -       	187	90	-	12,7	1,6	104	73	106	94	-	-	-	-	
252 88 - 80 - 107 82	219	92	-	9,4	2,1	99	79	101	111	-	38	35	-	-
202 85 - 7,7 0,6 108 67 101 77	252	88	-	8,0	-	107	82	-	-	-	-	-	-	-
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	202 🐪	85	-	7,7	0,6	108	67	101	77	_ `	-	-	-	-
159 53 - 3,8 - 62 42	199	74	-	3.1	1.4	80	47	67	56	-	26	30	_	-
181       71       -       5,6       -       127       52       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -	159	53	-	3.8		62	42	_	_	_		_	_	_
187       62       7       55       78       65       -       -       -         267       97       -       14,3       -       158       84       -       -       -       158       32       -         265       99       -       8,6       0,6       116       73       112       67       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -	1.81	71	_	5.6	-	127	52	-	-		-	_	-	-
267 97 - 14,3 - 158 84 158 32 - 265 99 - 8,6 0,6 116 73 112 67 Cr. 678, rayforma 5300 $\times$ (18°56,0′c.m., 151°11,8′3.m.) 238 89 - 13,1 1,7 107 41 188 130 - 215 40 - 232 83 - 13,2 0,8 132 56 84 170 270 99 - 9,2 1,0 147 63 84 95 264 85 - 9,2 1,0 118 62 73 139 276 88 - 9,1 1,0 103 68 84 104 - 143 40 - 240 83 - 17,2 0,8 172 73 84 134 240 83 - 17,2 0,8 172 73 84 134 240 83 - 17,2 0,8 161 61 95 130 202 81 - 5,2 0,4 130 57 101 100 - 135 30 - 151 61 - 1,6 - 100 36 - 3,2 0,8 - 95 94 - 663 30 - Cr. 685, rayforma 5000 $\times$ (18°55,9′c.m., 153°16,2′3.m.) 168 72 - 4,2 0,4 103 30 140 217 - 83 44 - 2,1 0,2 109 150 2,1 0,2 108 150 2,1 0,2 108 150   	197	<b>A</b> 2	-	74	- -		52		-	-	-	-	-	-
261 97 - 14,3 - 158 84 158 32 - 265 99 - 8,6 0,6 116 73 112 67 Cr. 678, rayGama 5300 $\times$ (18°56,0'c,m., 151°11,6'3,0,) 238 89 - 13,1 1,7 107 41 188 130 - 215 40 - 232 83 - 13,2 0,8 132 56 84 170 270 99 - 9,2 1,0 147 63 84 95 276 88 - 9,1 1,0 103 68 84 104 - 143 40 - 288 102 - 17,2 0,8 212 63 62 113 - 75 49 - 246 85 - 9,3 2,9 188 71 112 126 - 132 31 - 229 91 - 6,8 0,8 161 61 95 130 151 61 - 1,6 - 100 36 169 101 - 0,8 0,4 108 49 101 41 178 3,6 - 83 52 169 101 - 0,8 0,4 108 49 101 41	101	02	-	1,4	0,0	1		10	63	-		-	-	-
265 99 - 8,6 0,6 116 73 112 67 Cr. 678, ray56ma 5300 $ mmm (18^{\circ}56,0'c.m., 151^{\circ}11,8'_{3.R.})$ 238 89 - 13,1 1,7 107 41 188 130 - 215 40 - 232 83 - 13,2 0,8 132 56 84 170 270 99 - 9,2 1,0 147 63 84 95 276 88 - 9,1 1,0 103 68 84 104 - 143 40 - 240 83 - 17,2 0,8 212 63 62 113 - 75 49 - 240 83 - 17,2 0,8 172 73 84 134 244 105 - 9,3 2,9 188 71 112 126 - 132 31 - 246 105 - 9,3 2,9 188 71 112 126 - 132 31 - 246 105 - 9,3 2,9 188 71 112 126 - 132 31 - 240 83 - 17,2 0,8 161 61 95 130 151 61 - 1,6 - 100 36 169 101 - 0,8 0,4 108 49 101 41 3,6 - 83 52 3,2 0,8 95 94 - 663 30 - Cr. 685, ray56ma 5000 $ mmm (18^{\circ}55,9'c.m., 153^{\circ}16,2's.m.) $ 168 72 - 4,2 0,4 103 30 140 217 - 83 44 - 2,1 0,2 109 150 2,1 0,2 109 150 2,1 0,2 118 182 2,1 0,2 118 182  2,1 0,2 145 150  4,6 0,2 145 150  4,6 0,2 140 143   	207	97	-	14,3	-	128	84			-	158	32	~	-
Cr. 678, rayGene 5300 $\bowtie$ (18°56,0′c.m., 151°11,8′s.m.) 238 89 - 13,1 1,7 107 41 188 130 - 215 40 - 232 83 - 13,2 0,8 132 56 84 170 270 99 - 9,2 1,0 147 63 84 95 264 85 - 9,2 1,0 118 62 73 139 276 88 - 9,1 1,0 103 68 84 104 - 143 40 - 288 102 - 17,2 0,8 212 63 62 113 - 75 49 - 240 83 - 17,2 0,8 172 73 84 134 246 105 - 9,3 2,9 188 71 112 126 - 132 31 - 229 91 - 6,8 0,8 161 61 95 130 151 61 - 1,6 - 100 36 3,2 0,8 - 95 94 - 663 30 - Cr. 685, rayGene 5000 $\bowtie$ (18°55,9′c.m., 153°16,2′s.m.) 168 72 - 4,2 0,4 103 30 140 217 - 83 44 - 3,2 0,8 95 94 - 663 30 - Cr. 685, rayGene 5000 $\bowtie$ (18°55,9′c.m., 153°16,2′s.m.) 168 72 - 4,2 0,4 103 30 140 217 - 83 44 - 2,1 0,2 109 150 2,1 0,2 108 180 3,2 0,8 95 94 - 663 30 - Cr. 685, rayGene 5000 $\bowtie$ (18°55,9′c.m., 153°16,2′s.m.) 168 72 - 4,2 0,4 103 30 140 217 - 83 44 -   	205	99	-	8,6	0,6	116	73	112	67	-	-		-	-
Cr. 676, ray fame 5300 w ( $18^{-}56,0^{-}c.m., 151^{-}11,8^{-}3.m.$ ) 238 89 - 13,1 1,7 107 41 188 130 - 215 40 - 232 83 - 13,2 0,8 132 56 84 170 264 85 - 9,2 1,0 147 63 84 95 264 85 - 9,2 1,0 118 62 73 139 268 102 - 17,2 0,8 212 63 62 113 - 75 49 - 240 83 - 17,2 0,8 172 73 84 134 246 105 - 9,3 2,9 188 71 112 126 - 132 31 - 229 91 - 6,6 0,8 161 61 95 130 202 81 - 5,2 0,4 130 57 101 100 - 135 30 - 151 61 - 1,6 - 100 36 3,6 - 83 52 3,2 0,8 - 95 94 - 663 30 - Cr. 685, ray 6ma 5000 m ( $18^{0}55,9'c.m., 153^{0}16,2'a.m.$ ) 168 72 - 4,2 0,4 103 30 140 217 - 83 44 -  									-1					
238 89 - 13,1 1,7 107 41 188 130 - 215 40 - 232 83 - 13,2 0,8 132 56 84 170 270 99 - 9,2 1,0 147 63 84 95 264 85 - 9,2 1,0 118 62 73 139 276 88 - 9,1 1,0 103 68 84 104 - 143 40 - 280 83 - 17,2 0,8 212 63 62 113 - 75 49 - 240 83 - 17,2 0,8 172 73 84 134 229 91 - 6,8 0,8 161 61 95 130 169 101 - 0,8 0,4 108 49 101 41 178 - 3,6 - 83 52 - 3,2 0,8 95 94 - 663 30 - Cr. 685, ray6ma 5000 $M$ (18°55,9'c.m., 153°16,2'3,m.) 168 72 - 4,2 0,4 103 30 140 217 - 83 44 -  				Cr. 67	78, глу	бина 5	300 м	(18`56	,0'с.ш.,	151~1	1,8' з.д.	.)		
232 83 - 13,1 1,7 107 41 165 130 - 213 40 - 232 83 - 13,2 0,8 132 56 84 170 270 99 - 9,2 1,0 147 63 84 95 276 88 - 9,1 1,0 103 68 84 104 - 143 40 - 288 102 - 17,2 0,8 212 63 62 113 - 75 49 - 240 83 - 17,2 0,8 172 73 84 134 229 91 - 6,8 0,8 161 61 95 130 202 81 - 5,2 0,4 130 57 101 100 - 135 30 - 169 101 - 0,8 0,4 108 49 101 41 - 3,6 - 83 52     	2 9 8	90	_	191	17	107	41	100	1 20		01 E	40		
232 33 - 13,2 0,8 132 36 84 1/0	1 2 0	00	• •	100		107		100	130	-	215	40	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	232	03	-	13,2	0,8	132	50	84	170	-	-	-	-	-
264 85 - 9,2 1,0 118 62 73 139 2 276 88 - 9,1 1,0 103 68 84 104 - 143 40 - 288 102 - 17,2 0,8 212 63 62 113 - 75 49 - 240 83 - 17,2 0,8 172 73 84 134 246 105 - 9,3 2,9 188 71 112 126 - 132 31 - 229 91 - 6,8 0,8 161 61 95 130 202 81 - 5,2 0,4 130 57 101 100 - 135 30 - 151 61 - 1,6 - 100 36	270	99	-	8,2	1,0	147	63	84	95	-	-	-	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	264	85	<del>-</del> .	9,2	1,0	118	62	73	139	-	-	-	-	-
288 $102$ - $17,2$ 0,8 $212$ 63 62 $113$ - $75$ 49 - 240 83 - $17,2$ 0,8 $172$ 73 84 134 246 105 - 9,3 2,9 188 71 112 126 - 132 31 - 229 91 - 6,8 0,8 161 61 95 130 202 81 - 5,2 0,4 130 57 101 100 - 135 30 - 151 61 - 1,6 - 100 36	276	88	-	9,1	1,0	103	68	84	104	•	143	40	-	-
240 83 - 17,2 0,8 172 73 84 134 246 105 - 9,3 2,9 188 71 112 126 - 132 31 - 229 91 - 6,8 0,8 161 61 95 130	288	102	-	17,2	0,8	212	63	62	113	-	75	49	-	-
246 105 - 9,3 2,9 188 71 112 126 - 132 31 - 229 91 - 6,8 0,8 161 61 95 130 131 61 - 1,6 - 100 36 169 101 - 0,8 0,4 108 49 101 41 178 3,6 - 83 52 3,2 0,8 95 94 - 663 30 - CT. 685, rny6ина 5000 $\mathbf{M}$ (18°55,9'c.m., 153°16,2'3,n.) 168 72 - 4,2 0,4 103 30 140 217 - 83 44 - 5,1 0,2 109 150 2,1 0,2 109 150 1,1 0,2 160 243 4,6 0,2 118 56 4,6 0,4 129 91 4,6 0,4 129 91 CT. 686, rny6ина 5400 $\mathbf{M}$ (18°52,8'c.m., 154°36,1'a.m.) 89 86 - 0,6 1,2 118 26 240 270 - 71 30 - 0,6 0,2 104 170	240	83	-	17,2	0,8	172	73	84	134	-	-	-	-	-
229 91 - 6,8 0,8 161 61 95 130	246	105	-	9,3	2,9	188	71	112	126	-	132	31	-	-
202 81 - 5,2 0,4 130 57 101 100 - 135 30 - 151 61 - 1,6 - 100 36 169 101 - 0,8 0,4 108 49 101 41 178 3,6 - 83 52 3,2 0,8 95 94 - 663 30 - Cr. 685, rny6ma 5000 $\times (18^{\circ}55,9'c.m., 153^{\circ}16,2's.m.)$ 168 72 - 4,2 0,4 103 30 140 217 - 83 44 - 5,1 0,2 109 150 - 2,1 0,2 118 182 2,1 0,2 145 150 2,1 0,2 184 34 4,6 0,2 184 34 4,6 0,2 145 150 4,6 0,4 140 143 4,6 0,4 129 91 4,6 0,4 129 91 4,6 0,4 129 91 4,6 0,4 129 91   	229	91	-	6,8	0,8	161	61	95	130	-	-	-	-	-
151 61 - 1,6 - 100 36	202	81	-	5,2	0.4	130	57	101	100	-	135	30	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	151	61	-	1.6	_	100	36	_	_	_		-	_	_
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	169	101	-	0.8	0.4	108	40	101	41	_	_	_	-	_
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	178		_	3.6	0,1	- 00	50	101		-	-	-	-	-
CT. 685, FRYÓRHA 5000 M (18°55,9'c.m., 153°16,2's.g.) 168 72 - 4,2 0,4 103 30 140 217 - 83 44 - 5,1 0,2 109 150 - 2,1 0,2 118 182 2,1 0,2 160 243 2,1 0,2 118 56 4,6 0,2 118 56 4,6 0,2 118 56 4,6 0,4 129 91 4,5 0,4 129 91 4,5 0,4 129 91  CT. 686, FRYÓRHA 5400 M (18°52,8'c.m., 154°36,1's.g.) 89 86 - 0,6 1,2 118 26 240 270 - 71 30 - 0,6 0,2 104 170	1.10	-	-	3.0	- -	00	52	- 0 E	-	-	~~~	-	-	-
Cr. 685, $r_{M}$ 6 Ha 5000 M $(18^{\circ}55,9'c.m., 153^{\circ}16,2's.g.)$ 168 72 - 4,2 0,4 103 30 140 217 - 83 44 - 5,1 0,2 109 150 - 1,1 0,2 118 182 2,1 0,2 145 150 2,1 0,2 145 150 4,6 0,2 184 56 4,6 0,2 84 234 4,6 0,4 140 143 4,6 0,4 140 143 4,5 0,4 129 91 4,5 0,4 129 91 0,6 0,2 145 208 0,6 0,2 145 208 0,6 0,2 145 208 0,6 0,2 104 170	-	-	-	3,2	0,8	-	-	95	94	-	603	30	-	-
Ст. 685, глубяна 5000 м (18 55,9 с.ш., 153 16,2 з.д.)         168       72       -       4,2       0,4       103       30       140       217       -       83       44       -         -       -       -       5,1       0,2       -       -       109       150       -       -       -       -         -       -       2,1       0,2       -       118       182       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -				~ ~	_		~~~ ·	0	27		1			
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$				UT. 68	зэ, глу	OKHA D	000 м (	18 55	,9 с.ш.,	153 1	6,2 з.д.	.)		
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	168	72	-	4.2	0.4	103	30	140	217	-	83	44	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		_	-	51	0.2		-	100	150	_		_	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	_		_	2 1	0.2	-	_	110	100	-	-	-	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	_	_	_	1 1	0,2	-	-	145	164	-	-	-	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	-	-	-	7,1	0,2	-	-	140	130	-	-	-	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	-	-	-	2,1	0,2	-	-	160	243	-	-	-		-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	-	-	-	4,6	0,2	<b>÷</b>	-	118	56	-	-	-	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	· <b>-</b>	-	÷	0,6	0,2	· 🗕	-	84	234	-	-	-	-	-
4,6 0,4 140 143	-	-	-	1,1	0,4	-	-	84	34	-	-	-	-	-
4,5 0,4 129 91 Ст. 686, глубяна 5400 м (18°52,8'с.ш., 154°36,1'э.д.) 89 86 - 0,6 1,2 118 26 240 270 - 71 30 - 0,6 0,2 145 208 0,6 0,2 104 170	-	-	-	4,6	0,4	-	-	140	143	<u> -</u>	-	-	-	-
Ст. 686, глубяна 5400 м (18°52,8'с.ш., 154°36,1'з.д.) 89 86 - 0,6 1,2 118 26 240 270 - 71 30 - 0,6 0,2 145 208 0,6 0,2 104 170	-	-	-	4,5	0,4	-	-	129	91	~	-	-	-	-
Ст. 686, глубяна 5400 м (18°52,8'с.ш., 154°36,1'з.д.) 89 86 - 0,6 1,2 118 26 240 270 - 71 30 - 0,6 0,2 145 208 0,6 0,2 104 170								· •		-	,			
<b>89</b> 86 - 0,6 1,2 118 26 240 270 - 71 30 - 0,6 0,2 145 208 0,6 0,2 104 170				Ст. 68	6, глу	бина 54	400м (	18 <b>°5</b> 2.4	<b>8'с.ш.</b> . :	154°30	3 <b>,1' a.a.</b> )	)		
55 $56$ - 0,6 1,2 118 26 240 270 - 71 30 - 0,6 0,2 145 208 0,6 0,2 104 170								,				••		
0,6 0,2 145 208 0,6 0,2 104 170	89	86	-	0,6	1,2	118	26	240	270	-	71	30	-	-
0,6 0,2 104 170	-	-	-	0,6	0,2	-	-	145	208	-	-	-	-	-
	-	-	-	0,6	0,2	<b>-</b> .	-	104	170	-	-	-	-	-

## оглавление

Предисловие	3
Часть первая	
вещественный состав донных осадков	7
Глава 1	
Основные факторы осадкообразования (Н.А.Лисицына, Г.В.Букузова)	7
Глава 2	
Литолого-фациальные типы (Н.А.Лисицына, Г.В.Бужузова)	.3
Прибрежные осадки 1	.4
Гемипелагические осадки	8
Пелагические осадки	22
Глины переходного типа	,
Красные глины глубововодных вотловин	25
Осадки подводных поднятий	28
Осадки Гавайской зоны	0
Корреляция осадков разных литолого-фациальных зон	13
Распределение абсолютных масс осадков на профиле	6

### Глава З

Гранулометрический и минералогический состав (И.А.Лисицына, Г	r.D.	, Бутузова)	43
Гранулометрический состав			
Минералогический состав песчано-алевритовых фракций	• •		50
Гланистые минералы			53
Днагенетические минералы	• • •		64
Глаудонит			
Сульфиры (А. D. Леин)			75
Родохрозит (И.И.Волков, Н.В.Лонениенко, Е.Г.Соколова, А.	<b>.D.</b> J	Геин)	85
Цеолиты	•••		91

# Глава 4

Влиянке	вулканизма на	а осадкообразо	вани	le	(r.	D.B	'ymy	906	a, H		<b>]] u</b> c	:# ¥	ын	a)	•	•	•	. 102
Влиян	не эксгаляций	и гидротерм	• •	• •		•	• •	• •	• •	• •	• •	•		•	• •	•	•	• -
Влиян	не базальтово	го вулканизма		•			• •	•••	• •	•	•		•	•		•	• •	.108
Влиян	ше андезитово	го вулканизма		•		• •	• •	•,•	• •	• •	•	• •	•	• •	•	•	• •	.115
		•																

# Часть вторая

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ . . . . . 118

## Глава 5

Элементы грушны органического вещества	120
Бногенные компоненты (CaCO3, SiO2 ам, Copp.) (H.A.Лисицына, Г.D.Бужузова)	
Сера и селен (И.И.Волков, А.Г.Розанов, Н.Н.Жабина)	127

#### Глава б

Элементы железо-марганцевой группы		•	•		• •	143
Подгруппы железа, марганца и халькофильная (М.А.Глаголева) .	•	•	•	•	• •	-
Подгруппа элементов-гидролизатов (Н.А.Лисинына, Г.D.Бужузова)		•	•	•	•	186

### Глава 7

#### Глава 8

Источники и механизм распределения химических элементов на профиле																																						
(Н.А.Лисии	ษท	<b>a</b> , ·	1	Γ.	ID.	Б	ym;	yз	06	a)		• '	٠	•		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	• '	٠	٠	•	•	•	•	22	5
Заключение	•••	•	•	•	•	•	•	•	• •	• •	•	•	•	•	•	•	•	·	•	•	• •	•	•	•	•	•	•	•	•	• •	•	•	•	•	•	•	228	в
Литература	•••	•	•	•	•	•	•	•	• •	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	• •	•	•	•	•	•	•	23:	1
Приложение	•				•	•	•		•	•	•				•	•				•	•			•	•	•	•		•		•		•	÷		•	238	3

# CONTENTS

Foreword
Part first
COMPOSITION OF BOTTOM SEDIMENTS 7
Chapter 1
The major factors of sediment formation (N.A. Lisitzina, G.Yu. Butuzova)
Chapter 2
Lithologo-facial types of bottom sediments (N.A. Lisitzina, G.Yu. Butuzova).       13         Near-shore sediments .       14         Gemipelagic sediments .       18         Pelagic sediments .       22         Clays of the transitional type .       23         Red clays of the deep-ocean basins .       25         Sediments of submarine rises .       28         Sediments of the Hawaian region .       30         Correlation of sediments of different lithologo-facial zones .       33         Distribution of absolute masses of en sediment the profile .       36
Chapter 3
The granulometric composition and mineralogy of sediments (N.4. Lisitzina, G.Yu. Butu- zova)       43         Granulometric composition of sediments       -         Mineralogy of sandy-silty fractions of sediments       50         Clay minerals       53         Diagenetic minerals       64         Glauconite       -         Sulphides (A.Yu. Lein)       75         Rhodochrosite (I.I. Volkov, N.V. Logvinenko, E.G. Sokolova, A.Yu. Lein)       85         Zeolites       91
Chapter 4
Influence of the volcanism on the sedimentation (G.Yu. Butuzova, N.A. Lisitzina) 102 Influence of exhalations and hydrothermae Influence of basaltic volcanism
Part second
DISTRIBUTION OF CHEMICAL ELEMENTS IN BOTTOM SEDIMENTS118
Chapter 5

Elements of the organic matter group	• • •	120
Biogenic components (CaCO ₃ , SiO _{2 am} , C _{org} ) (N.A. Lisitzina, G.Yu. Butuzov	a) . :	· · · · -
Sulphur and selenium (I.I. Volkov, A.G. Rozanov, N.N. Zhabina)		• • 127
# Chapter 6

Elements of the iron-manganese group	143
Subgroups of iron, manganese and chalcophiles (M.A. Glagoleva)	-
Subgroup of elements-hydrolysates (N.A. Lisitzina, G.Yu. Butuzova)	186

## Chapter 7

The transitional group of elements. Phosphorus, rare-earth elements and yttrium			
(I.I. Volkov, T.A. Yagodinskaya)	•	2	.03

### Chapter 8

Source and mechanism of distribution of chemical elements on the profile (N.4. Lisitzina, G.Yu. Butuzova)	225
Conclusion	228
Bibliography	<b>231</b>
Supplement	238

#### ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ОСАДКОВ ТИХОГО ОКЕАНА (трансокеанский профиль)

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор В.М. Израилев

#### Редактор издательства Н.М. Митяшова

#### Художественный редактор И.Ю. Нестерова

Технический редактор Н.А. Посканная

#### ИБ№ 16359

Подписано к печати 28.05.79. Т – 08761 Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная № 1 Усл.печ.л. 23,1+2,5 вкл. Уч.изд.л. 27,3 Тираж 650 экз. Тип. зак. 459 Цена 4р. 60 к.

#### Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва.В-485, Профсоюзная ул., д. 90; Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я липия, 12