ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ СЕВЕРНОЙ И ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ СЕВЕРНОЙ И ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

0474

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1984

Институт Геологических Наук АН Армянской ССР
Библиотека

УДК 55 + 553.3.07 (267)

Геология и металлогения северной и экваториальной частей Индийского океана. Кол. авторов.— Киев : Наук. думка, 1984.— 168 с.

Монография написана по материалам 19-го рейса НИС «Академик Вернадский». В ней рассматриваются геологические особенности региона (стратиграфия, тектоническое строение, литология, распределение рудогенных компонентов в донных осадках, петрография коренных пород дна и др.). Исследованы закономерности концентрации микроэлементов в Fe—Mn конкрециях, характер конкрециеносности донных осадков, их инженерно-геологические свойства в полях конкрециеобразования. Большое внимание уделено породам океанической коры. Установлен широкий диапазон рудной минерализации, представленной магнетитом, хромитом, халькопиритом, пиритом, пентландитом и другими минералами.

Для геологов и географов, а также студентов вузов океанологических специальностей.

Ил. 57. Табл. 41. Библиогр. 179 назв. (с. 159—164).

Ответственный редактор

Е. Ф. Шнюков

Редакционная коллегия:

Д. Е. Макаренко, А. Ю. Митропольский (зам. отв. редактора),
Г. Н. Орловский, В. И. Старостенко (зам. отв. редактора),
В. П. Усенко (уч. секретарь), *И. Б. Щербаков*

Рецензенты

С. В. Нечаев, Е. А. Рябенко

Редакция литературы о Земле

Г $\frac{1903030100\text{-}281}{\text{M221(04)-84}}$ 218-84

© Издательство «Наукова думка», 1984

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое изучение Индийского океана имеет достаточно длительную историю, обширно резюмированную в Геолого-геофизическом атласе Индийского океана [37]. Геологические и геофизические исследования Академии наук УССР, проводившиеся в этом регионе в последнее десятилетие, несли преимущественно металлогеническую направленность. Их логическим развитием явились работы, выполненные в 19-м рейсе научно-исследовательского судна АН УССР «Академик Вернадский» в северной и экваториальной частях Индийского океана (декабрь 1978 — март 1979) и последующих экспедициях на судах МРХ СССР.

Проведенные работы включали изучение рельефа и геофизических (магнитометрических, гравиметрических) особенностей основных тектонических структур региона, петрографии кристаллических пород и эндогенной металлогении срединно-океанического хребта, осадочного чехла, его литологии, стратиграфии, геохимии, экзогенной металлогении, инженерно-физических свойств донных отложений абиссальных котловин океана. Особое внимание уделялось рудной минералогии основных и ультраосновных пород, взаимосвязи рельефа и размещения железо-марганцевых конкреций, условиям их залегания, составу, происхождению, взаимосвязи с вмещающими илами, влиянию рифтовой зоны срединно-океанического хребта и вулканических очагов на их формиро-

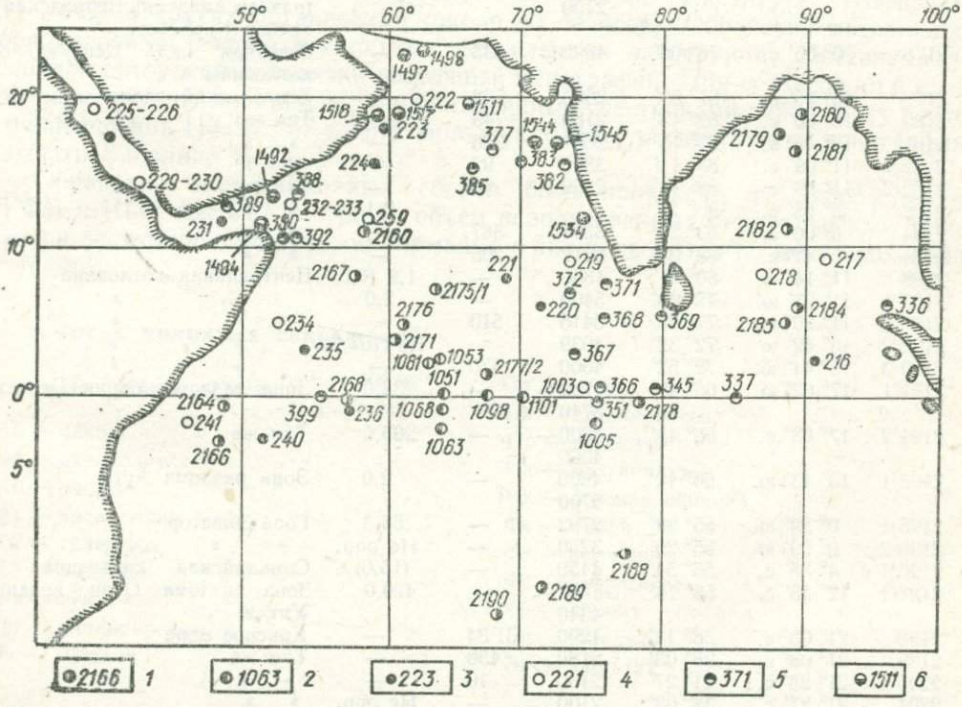


Рис. 1. Расположение станций в северной части Индийского океана:

1 — 19-го рейса НИС «Академик Вернадский»; *2* — 11-го рейса НИС «Академик Вернадский»; *3* — станции глубоководного бурения НИС «Гломар Челленджер», вскрывшие фундамент; *4* — станции глубоководного бурения НИС «Гломар Челленджер», остановленные в осадочной толще; *5* — станции 5-го рейса НИС «Академик Вернадский»; *6* — станции 19-го рейса НИС «Михаил Ломоносов»

Таблица 1. **Геологические станции, выполненные в 19-м рейсе НИС «Академик Вернадский»**

Станция	Координаты: широта: с.— северная ю.— южная	Координаты: восточная долгота	Глубина, м	Длина колонки, см	Масса драгированного материала кристаллических пород, кг	Местонахождение станции
2159	12° 35′ с.	58° 17′	3450	65	—	Аравийско-Индийский хребет, зона разлома Оуэн
2160	11° 47′ с.	57° 45′	2854	40	—	Там же
2161/1,2	0° 47′ с.	57° 46′	3900—2600	—	11,3	» »
2162	9° 43′ с.	57° 39′	1615—2200	5	4,3	Хребет Карлсберг (рифт)
2163	7° 22′ с.	56° 59′	4340	559	—	Сомалийская котловина
2164	1° 21′ ю.	48° 00′	4820	557	—	Там же
2166	3° 44′ ю.	47° 13′	4855	175	—	» »
2168/2	0° 03′ с.	57° 27′	4707	833	—	Подножье горы Экватор
2170	4° 00′ с.	80° 00′	4745	803	—	Там же
2171/1	2° 48′ с.	60° 19′	4375	—	(19,6) *	Западный фланг Аравийско-Индийского хребта, Сомалийская котловина
2171/2	2° 54′ с.	60° 10′	4250	508	—	Там же
2172/1	5° 01′ с.	61° 50′	3120	—	2,7	Аравийско-Индийский хребет, юго-западный склон хребта Карлсберг
2173/3	5° 00′ с.	62° 11′	4194	—	238,8	Там же
2174	5° 13′ с.	62° 19′	3400	—	1,0	» »
2175/1	6° 58′ с.	63° 02′	3980	604	—	Восточный фланг Аравийско-Индийского хребта, Аравийская котловина
2176/1	4° 01′ с.	60° 27′	4150	510	—	Западный фланг Аравийско-Индийского хребта
2177/2	1° 39′ с.	67° 07′	1520	195	—	Аравийско-Индийский хребет, подводная гора
2177/3	1° 43′ с.	67° 10′	2500—2150	—	55,3	Аравийско-Индийский хребет (разлом Академик Вернадский), хребет Карлсберг
2178	0° 05′ с.	78° 06′	4690	633	—	Северная часть Центральной котловины
2179	16° 36′ с.	87° 59′	2600	562	—	Бенгальский залив
2180	18° 00′ с.	89° 43′	2180	745	—	Там же
2181	15° 42′ с.	89° 15′	2681	320	—	» »
2182/1	11° 09′ с.	88° 14′	3300	92	—	» »
2182/2	11° 09′ с.	88° 14′	2280	90	—	» »
2183	5° 55′ с.	90° 11′			0,1	» »
2184	6° 00′ с.	89° 22′	3594	387	—	» »
2185	5° 47′ с.	88° 08′	3912	260	—	» »
2188	11° 14′ ю.	80° 41′	4860	—	1,2 (6,0)	Центральная котловина
2189/1	11° 25′ ю.	77° 00′	5400	—	2,0	» »
2189/2	11° 30′ ю.	77° 00′	5415	510	—	» »
2190/2	13° 42′ ю.	72° 32′	4939	—	1,8 (107,0)	» »
2190/3	13° 41′ ю.	72° 52′	4600	430	—	» »
2191/1	17° 02′ ю.	66° 49′	4740—3740	—	32,0	Зона разлома Мария Целеста
2191/2	17° 08′ с.	66° 43′	4300—4000	—	205,0	Там же
2193/1	13° 43′ ю.	66° 12′	4600—5700	—	2,0	Зона разлома Арго
2195/1	0° 29′ ю.	55° 29′	2792	—	55,3	Гора Экватор
2195/2	0° 29′ ю.	55° 29′	3250	—	Не опр.	» »
2196/1	4° 38′ с.	55° 54′	4450	—	(15,0)	Сомалийская котловина
2197/1	12° 35′ с.	58° 14′	5740—4340	—	420,0	Зона разлома Оуэн, впадина Уитли
2198	21° 03′ с.	38° 13′	1290	34	—	Красное море
2199	21° 08′ с.	38° 03′	2180	450	—	Там же
2200	21° 25′ с.	21° 27′	2100	10	—	» »
2201	21° 27′ с.	38° 03′	2100	—	Не опр.	» »
1484	11° 55′ с.	52° 29′	222	+	—	Шельф о-ва Сокотра
1487	12° 08° с.	53° 40′	33	+	—	Там же
1492	15° 16′ с.	52° 14′	210	+	—	Шельф Аравийского п-ова
1493	15° 29′ с.	52° 09′	93	+	—	Там же

Продолжение табл. 1

Станция	Координаты: широта: с.— северная ю.— южная	Координаты: восточная долгота	Глубина, м	Длина колонки, см	Масса драгированного материала кристаллических пород, кг	Местонахождение станции
1498	24° 50′ с.	61° 38′	71	+	—	Шельф северной части Аравийского моря
1500	24° 55′ с.	63° 50′	126	+	—	Там же
1511	20° 00′ с.	64° 30′	3237	810	—	Аравийская котловина
1516	20° 47′ с.	59° 29′	849	+	—	Материковый склон Аравийского п-ова
1517	20° 45′ с.	59° 04′	67	+	—	Шельф Аравийского п-ова
1534	15° 37′ с.	73° 08′	80	+	—	Шельф Индостана
1545	18° 44′ с.	72° 17′	60	+	—	Там же
1544	18° 36′ с.	71° 52′	86	+	—	» »

Примечание: Знаки (—) — донные отложения ударной трубкой или коренные породы дна драгой не отбирались; (+) — донные отложения подняты дночерпателем; * — кристаллические породы, в скобках железо-марганцевые образования.

вание, изучению возможных источников и путей выноса химических элементов в океан.

Основные материалы для монографии были собраны во время 19-го рейса НИС «Академик Вернадский». Особый интерес представляет драгировка, проведенная во впадине Уитли, когда одновременно было поднято до 700 кг ультрабазитов и базальтов. Учтены также работы более ранних экспедиций АН УССР на судах «Михаил Ломоносов» и др. (рис. 1, табл. 1) [1].

В 19-м рейсе НИС «Академик Вернадский» участвовала большая группа геологов киевских академических институтов — Института геологических наук, Института геохимии и физики минералов, Института геофизики АН УССР и других организаций (около 40 человек). Обработка материалов проводилась в течение нескольких лет членами экспедиции, составившими основной авторский коллектив настоящей монографии. При ее создании в полной мере учтены материалы, опубликованные участниками рейса сразу после его завершения [13, 15, 57 и др.]. Большую работу по подготовке монографии к печати выполнил В. П. Усенко.

Обработка экспедиционных сборов была проведена в лабораториях ИГФМ и ИГН АН УССР. Общий объем использованных аналитических материалов достаточно обширен; информация о них приводится по мере изложения в тексте.

Список принятых сокращений

f — общая железистость $\left(\frac{Fe \cdot 100\ \%}{Fe + Mg}\right)$

Аб — альбит
Акт — актинолит
Ан — анортит
Вол — волластонит
Ги — гиперстен
Ди — диопсид
Кв — кварц
КПи — клинопироксен
Не — нефелин
Ол — оливин
ОПи — ортопироксен
Ор — ортоклаз
Пл — плагиоклаз
Рог — роговая обманка
Фа — фаялит
Фо — форстерит
Фс — ферросилит
Хр — хромит
Шп — шпинель
Эн — энстатит

[1] Если в запланированной точке выполнялось несколько станций, им присваивались дробные номера. На рис. 1 они обозначены одним номером.

Часть I

ГЕОЛОГИЯ

Особенности геологического строения и эволюция блоков земной коры как в структурном, так и в палеогеографическом аспекте являются контролирующими факторами развития эндогенных и экзогенных процессов, фациальной и геохимической специализации пород и осадков и в конечном итоге — рудного процесса.

Глава 1

СТРАТИГРАФИЯ

ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС ОКЕАНА

Глубоководное бурение в океанах, в том числе Индийском, осуществленное в 1972 г. «Гломаром Челленджером», коренным образом изменило традиционные представления не только о геологических процессах, но и о стратиграфии осадочных отложений океана. Полученные фактические материалы позволили с новых позиций рассматривать его геологическую историю. Согласно этим данным Индийский океан имеет мезозойский возраст (200—160 млн. лет). Начало его образования относится к триасу или ранней юре. С момента возникновения по настоящее время очертания, площадь и осадочный покров Индийского океана изменяются. Только этим можно объяснить различный возраст и мощность осадков в его периферических частях и рифтовой зоне — постепенное увеличение мощности осадочных образований от рифтов к континентам.

Строение осадочного покрова — первого океанического слоя Индийского океана — чрезвычайно сложно. От прежних представлений о спокойном, последовательном залегании и непрерывной седиментации океанических осадков сейчас приходится отказаться. Весьма интенсивные геологические процессы, происходящие на дне океана, существенно влияют на строение осадочного покрова. В разрезах часто выпадают одна-две зоны, нередко ярусы, отделы и даже системы. Отмечается скольжение стратиграфических уровней в фациально однообразных толщах. Сильно развиты процессы размыва и переотложения осадков. Значительные трудности в расчленении осадочных образований обусловлены растворением карбонатных скелетов микроорганизмов на глубинах более 3500 м — фактор, который при изучении осадочных образований на континентах не учитывается.

В познание закономерностей формирования, распространения и расчленения осадочных отложений Индийского океана существенный вклад внесли советсткие исследователи, что дало возможность представить общую картину распространения и возрастной интерпретации мезо-кайнозойского чехла океанического ложа [64].

Отложения юрской системы. В северной части Индийского океана морские осадки юры не установлены. Этот факт еще не объясняет их отсутствия, поскольку количество пробуренных скважин незначительно. Не исключено также, что маломощные толщи юрских образований в результате вулканомагматической деятельности были метаморфизованы. Осадки юрской системы вскрыты скважинами у побережья Австралии и юго-восточной части Африки. Они представлены бурыми известковыми аргиллитами и базальтовы-

ми брекчиями мощностью до 10 м. По нанопланктону до некоторой степени условно их относят к оксфорду, кимериджу и титону.

Отложения меловой системы. Они шире распространены, чем отложения юрской системы, и имеют бóльшие мощности, однако развиты в основном вблизи западных берегов Австралии и юго-восточных берегов Африки (Мозамбикская впадина). Нижний мел представлен бурыми аргиллитами (берриас, валанжин, готерив), серыми некарбонатными цеолитовыми глинами с радиоляриями (апт), темными и серо-зелеными песчанистыми глинами с прослоями песчаников (баррем, апт). Суммарная мощность глин около 1000 м [64].

Верхнемеловые образования развиты вдоль африканского побережья и в треугольнике Австралия — Восточно-Индийский хребет — архипелаг островов Индонезии (скв. 216, 217). В скв. 216 верхнемеловые отложения залегают непосредственно на океаническом фундаменте. Они представлены переслаиванием вулканических глин, глауконитовых аргиллитов и мела. Мощность 126 м. Наличие в мелу обломков раковин пелеципод свидетельствует о мелководности бассейна седиментации этих осадков. На основании планктонных фораминифер вся эта толща датируется поздним маастрихтом (зона Abatomphalus magaroensis). Примерно такой же разрез верхнемеловых отложений вскрыт и на севере Восточно-Индийского хребта (скв. 217). Правда, фундамент здесь не вскрыт. Нижняя часть разреза представлена чередованием мелководных доломитизированных известковых песков, кремней, косослоистых детритовых известняков и мела. Выше следуют известковистые алевролиты, кремни и детритовый мел с массой обломков раковин иноцерамов, устриц и других моллюсков. Общая мощность 244 м. Этот разрез расчленен на кампан (зона Eiffellithus angustus), нижний (зона Rugotruncana subcircumnodifer) и верхний (зона Abathomphalus mayaroensis) маастрихт. Мощная толща верхнемеловых осадков (550 м) представлена темно-зеленоватыми алевритовыми глинами (скв. 241 в Сомалийской впадине). По наличию нанопланктона нижняя часть глин отнесена к турон-нижнесенонскому ярусу, верхняя — к кампанскому [64].

Отложения палеогеновой системы. Распространены почти повсеместно по периферии северной части Индийского океана, в центральной части их нет. Они представлены разнообразными породами от известковистых песков с различной бентосной фауной до бурых глин в глубоководных впадинах. Мощность 70—240 м.

Почти непрерывное накопление палеогеновых осадков происходило в северо-восточной части Индийского океана (скв. 216—218). Здесь вулканогенно-осадочная толща маастрихта без перерыва сменяется илами и мелом всех отделов палеогена. Общая мощность 145 м. Согласно В. А. Крашенинникову [64], в скв. 216 снизу вверх установлены следующие зоны: Globorotalia trinidadensis (дат), G. angulata (монс), G. pseudomenardii, G. velascoensis (верхний палеоцен), Globigerapsis kugleri, Globorotalia lehneri, Truncorotaloides rohri (средний эоцен), Globigerapsis semiinvoluta, Globorotalia cocaensis (верхний эоцен), Globigerina tapuriensis, Gl. sellii, Gl. ampliapertura, Gl. ciperoensis, Globorotalia opima (олигоцен).

Идентичная картина наблюдается южнее Индостана. Здесь палеоген вскрыт скв. 219, 220, 221. Мощность и полнота разреза убывают от континента к Срединному хребту. В этом же направлении изменяется и фациальный состав осадков от мелководных до глубоководных. Скв. 119, заложенная в осевой части Чагос-Лаккадивского хребта, вскрыла верхнепалеоценовые отложения. Они представлены желтоватыми и темно-серыми карбонатными песчаниками и глауконитовыми глинистыми алевролитами с остатками мелководной фауны моллюсков и нуммулитид. Выше следует толща глауконитовых известняков с раковинами пелеципод. Вся эта толща мощностью 111 м относится к зоне Globorotalia pseudomenardii. На палеоценовых отложениях залегают тонкозернистый мел, известняк и мягкие нанофораминиферовые илы нижнего эоцена (зона Globorotalia formosa, Gl. aragonensis, Gl. palmerae). Мощность 81 м. Остальная часть палеогена (средний и верхний эоцен и олигоцен) мощностью 73 м сложена мягкими илами и мелом (зоны Hantkenina aragonensis, Globigerapsis kugleri, Truncorotaloides rohri — средний эоцен; зоны Globigerapsis

semiinvoluta, Globorotalia cunialensis — верхний эоцен; зоны Globigerina tapuriensis, Gl. selli — нижний олигоцен).

На огромных пространствах Аравийского бассейна палеогеновые отложения не вскрыты, за исключением прибрежной части Омана и Маската (скв. 223, 224). Они характеризуются большим содержанием терригенного компонента и большой мощностью (до 470 м). Разрез начинается крепкими монтмориллонитовыми аргиллитами верхнего палеоцена. Затем идут цеолитовые некарбонатные аргиллиты с радиоляриями нижнего эоцена. Выше следуют нанопланктонные глины, переходящие в мел (средний эоцен). Таким же нанопланктонным мелом с примесью глинистого материала сложен верхний эоцен и олигоцен. В осадках среднего и верхнего эоцена установлено три перерыва.

Хотя обе скв. 223 и 224 вскрыли фундамент, он отличается от типичного океанического фундамента обилием вулканического стекла и наличием прослоев мела, песчаников и галек.

Вдоль африканского побережья глубоким бурением отложения палеогена вскрыты скв. 234, 236, 240 и 241. Скв. 234 не вышла за пределы среднего олигоцена, представленного серо-зелеными глинами и илами (75 м). Скв. 240 встретила только осадки нижнего эоцена, сложенного глинами, песками и нанопланктонными илами мощностью 33 м [64].

Отложения неогеновой системы. Миоценовые и плиоценовые образования распространены на значительной акватории рассматриваемой части океана. Там, где они пройдены скважинами полностью, отмечается их согласное залегание на породах олигоцена. В восточной части преобладают пелагические карбонатные илы, в северо-западной — монотонные бурые глины. Одна из скважин, расположенная в рифтовой зоне (скв. 231), обнаружила миоценовые осадки, залегающие на базальтах.

В восточной части океана полный разрез неогена вскрыт скв. 216 и 217. В толще пелагических карбонатных органогенных илов установлено 15 фораминиферовых зон. Верхнемиоценовые и плиоценовые отложения представлены светло-зеленым и серым глинистым илом, переполненным нанопланктоном. Общая мощность неогена 208 м. Еще более мощная толща неогена (773 м) находится в центральной части Бенгальского залива (скв. 218). Однако здесь в накоплении осадков главную роль играли турбидитовые потоки конусов выноса рек Ганг и Брахмапутра. По песчано-алевритовому материалу, перемешанному с нанопланктонными илами, нельзя сделать детальное зональное расчленение.

Наиболее интенсивная эрозионная деятельность и влияние ее на состав морских осадков происходила в конце среднего миоцена, середине позднего миоцена и на границе позднего миоцена и плиоцена [64].

У южной окраины Индостана на Чагос-Лаккадивском хребте неогеновые осадки вскрыты скв. 219—221. Нижнемиоценовые отложения представлены белыми фораминиферовыми илами, средне-, верхнемиоценовые и плиоценовые — глинистыми нанопланктонными илами. Мощность миоцена около 100, плиоцена 15 м. Вследствие спорадического отбора керна зональное деление здесь неполно.

Неогеновые отложения Аравийской впадины и Бенгальского залива (скв. 222, 224) сходны по составу осадков. Здесь также преобладают продукты терригенного происхождения. Неогеновая толща сложена в основном серыми алевритовыми глинами. Выделяются нанопланктонные зоны Discoaster quinqueramus (верхний миоцен); D. asymetricus, Reticulofenestra pseudoumbilica, Discoaster pentaradiatus и D. brouweri (плиоцен). Мощность вскрытых отложений верхнего миоцена 605, плиоцена 615 м.

В западной части океана неоген разбурен скв. 235, 236 и 241. Миоцен сложен серыми и бурыми глинами, переходящими кверху в органогенные илы. Мощность миоцена 136, плиоцена 24 м. В скв. 241 мощность неогена около 367 м. Миоцен и плиоцен расчленен на зоны лишь частично [64].

Четвертичные отложения. Глубоководным бурением с корабля «Гломар Челленджер» четвертичные отложения обнаружены почти повсеместно. В фациальном отношении они представлены радиоляриево-диато-

мовыми илами, бурыми и цеолитовыми глинами. Весьма обычны турбидиты — чередование бурых глин, алевритов, глинистых песчаников с органогенными илами. Терригенный компонент играет важную роль. В большинстве скважин отмечается постепенный переход от отложений плиоцена к плейстоцену (скв. 221, 222, 225, 231—233, 235, 236). Мощность плейстоценовых осадков изменяется от 12 (скв. 220) до 135 м (скв. 223).

СТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ПЛАНКТОННЫМ И БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ И ОЦЕНКА СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Экспедиционными исследованиями в 19-м рейсе НИС «Академик Вернадский» четвертичные отложения вскрыты многочисленными грунтовыми трубками на Аравийско-Индийском хребте, в Сомалийской и Центральной котловинах, Аравийской впадине и Бенгальском заливе. Средняя длина колонок равна 3—4, максимальная 8,33 м (Сомалийская котловина, ст. 2168). В основном это осадки голоцена и верхнего плейстоцена. Изотопный возраст наиболее древних осадков плейстоцена не превышает 150—200 тыс. лет.

Зональное расчленение плейстоцен — голоцена по планктонным фораминиферам позволяет снизу вверх выделить две плейстоценовые зоны: Globorotalia truncatulinoides и Globigerina calida calida и одну зону в голоцене — Globorotalia fimbriata.

В нашем материале голоценовый вид Globorotalia fimbriata не был обнаружен. В плейстоцене пройдена только верхняя часть зоны Globigerina calida calida. Поэтому мы были лишены возможности использовать зональную шкалу, разработанную по планктонным фораминиферам. Более дробное стратиграфическое расчленение верхнего плейстоцена по планктонным фораминиферам осуществляется с помощью климатостратиграфии, использующей периодические оледенения и связанные с ним изменения состава и соотношения видов, а также определением изотопного возраста радиокарбоновым, протактиний-ониевым, протактиниевым и ториевым методами.

Методика построения палеотемпературной кривой по изменению содержания в ассоциации планктонных фораминифер, в частности Globorotalia menardii complex, разработана и успешно использована зарубежными исследователями [150] и нами [45] при расчленении плейстоцен-голоценовых осадков в Карибском море и отдельных акваториях Атлантического океана.

В Индийском океане вследствие его изолированности, особенно от Арктического бассейна (в отличие от Атлантического океана), климатические изменения в плейстоцен-голоцене не были столь ярко выраженными. В связи с этим возникает трудность в выборе видов, наиболее чувствительных к изменению температуры. Возрастные расчленения осадков, проведенные с помощью Globorotalia menardii complex, не дали достаточно четких характеристик.

В. Фрерихс [151] на основе материалов колонок из Андаманского моря расчленил плейстоцен-голоценовые отложения по относительному содержанию видов Globigerina rubescens complex, куда вошли виды Globigerina rubescens и Globigerinoides tenellus.

Указанный метод оказался вполне приемлемым для северной части Индийского океана. Кривая, полученная на основании подсчета относительного количества названной группы видов, отражает периоды похолодания и потепления, хорошо коррелируется с кривыми Д. Эриксона и Г. Воллин [150], с палеотемпературной кривой Ц. Эмилиани [149] (рис. 2). В отличие от кривой Д. Эриксона и Г. Воллин для Атлантического океана, в Индийском океане, по данным В. Фрерихса и нашим, как и на кривой Ц. Эмилиани, выделяется межледниковый период позднего висконсина, который расчленяет, как выражаются некоторые исследователи, «основное» оледенение висконсина на среднее и позднее оледенение.

Определения изотопного возраста выделенных подразделений (см. рис. 2) существенно не отличаются от данных, приводимых Ц. Эмилиани [149],

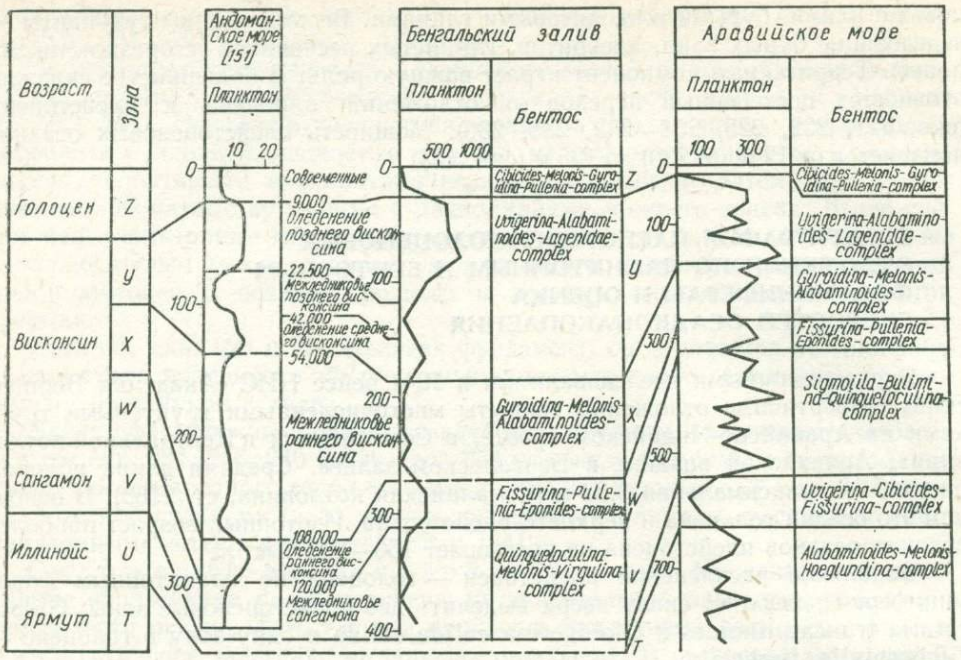


Рис. 2. Расчленение плейстоцен-голоценовых осадков северной части Индийского океана по планктонным и бентосным фораминиферам

Д. Эриксоном и Г. Воллин [150]. Часто различия находятся в пределах точности определения этих величин.

На приводимых палеотемпературных кривых выделяются следующие подразделения (снизу вверх): межледниковье сангамон, оледенение ранний висконсин, межледниковье ранний висконсин, оледенение средний висконсин, межледниковье поздний висконсин, оледенение поздний висконсин и межледниковье голоцен.

Определения изотопного возраста границ помогают сопоставить подразделения в верхнем плейстоцене — голоцене северо-восточной части Индийского океана с таковыми, выделенными по Globorotalia menardii complex в Карибском море и тропической части Атлантического океана. В Индийском океане возраст границы плейстоцен — голоцена оказался несколько моложе — 9 тыс. лет (вместо признанной большинством исследователей цифры 11 тыс. лет). Все остальные величины изотопного возраста пограничных слоев весьма близки и не оставляют сомнения в их одновозрастности.

Мы считаем, что методика расчленения голоцен-верхнеплейстоценовых осадков по количественному содержанию Globigerina rubescens complex дает достоверные результаты для тех участков дна Индийского океана, где осадконакопление не осложнено стратиграфическими перерывами, наличием турбидидов.

При расчленении плейстоцен-голоценовых осадков бентосные фораминиферы используются реже. Это связано с тем, что систематический состав этой группы зависит от фаций и по ней трудно выделять комплексы, имеющие узкое вертикальное распространение. Поэтому стратификация производится по различным группам, которые сложно скоррелировать. Так, И. И. Бурмистрова [19] на основании смены преимущественно агглютинирующих фораминифер выделила в Центральной котловине пять горизонтов. Х. М. Саидова, Н. В. Беляева и И. И. Бурмистрова [100] стратифицируют осадки в северной части этой же котловины по бентосным секреционным фораминиферам. Нами исследовался комплекс бентосных фораминифер, прослеживалось изменение разнообразия ассоциаций, уровень специализации, характер доминирования. В результате были выделены комплексы для каждого стратиграфического уровня и названы по наиболее характерным видам (см. рис. 2). Границы вертикаль-

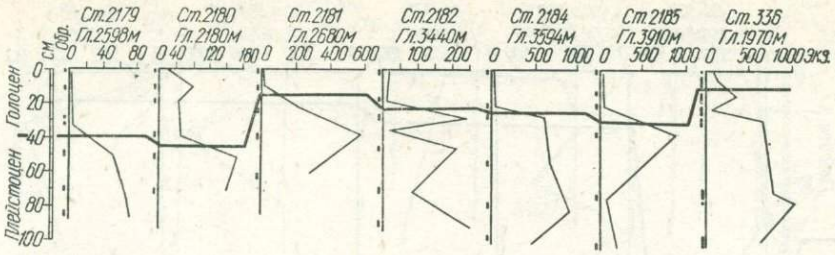


Рис. 3. Граница плейстоцен-голоценовых отложений в колонках станций Бенгальского залива и Андаманского моря

ного распространения указанных комплексов бентосных фораминифер в основном совпали с границами, проведенными по относительному содержанию планктонных фораминифер группы Globigerina rubescens.

Особого внимания заслуживает граница плейстоцен — голоцен, установление которой позволяет определить современные скорости осадконакопления в различных акваториях океана. При этих исследованиях дополнительно были использованы материалы 5-го рейса НИС «Академик Вернадский», участником которого был один из авторов.

Бенгальский залив. Плейстоцен — голоценовая граница определена на шести станциях (рис. 3)[2]. Максимальная мощность голоценовых осадков установлена на ст. 2179 и 2180 и составляет соответственно 40 ± 7 и 45 ± ± 5 см. Наибольшая мощность голоценовых осадков подтверждается и максимальным содержанием терригенной фракции, обусловленной выносом рек Ганг и Брахмапутра. На ст. 2181 мощность голоцена равна 17 ± 4, еще южнее, на ст. 2182, она достигает 24 ± 3 см. На двух самых южных, близлежащих ст. 2184 и 2185, мощность голоценовых осадков соответственно равна 25 ± 1 и 30 ± 7 см. Из сопоставления приведенных данных следует, что основной поток, выносящий терригенный материал с суши, несколько смещен к западу от центра залива, и чем ближе к восточному побережью Бенгальского залива, тем меньшее влияние на осадконакопление оказывает вынос терригенного материала названными реками. Соответственно мощности голоценовых осадков рассчитана скорость осадконакопления в голоцене (табл. 2). Полученные данные сравнивались с результатами глубоководного бурения «Гломар Челленджер» в Бенгальском заливе по скв. 216—218 [64]. В скв. 218, расположенной, по-видимому, в центре конуса выноса, мощность четвертичных отложений равна 210 м и соответственно средняя скорость осадконакопления для всего четвертичного периода составляет 11,7 см/1000 лет. Но уже в скв. 216 и 217, находящихся юго- и северо-восточнее скв. 218, мощность этих отложений равна соответственно около 20 и 30 м. Средняя скорость осадконакопления четвертичных отложений

Таблица 2. **Скорости осадконакопления (по материалам 5-го и 19-го рейсов НИС «Академик Вернадский», составил М. М. Иваник)**

Регион	Станция	Скорость осадконакопления, см/1000 лет
Бенгальский залив	2179	4,4 ±0,7
	2180	5,0 ±0,5
	2181	1,9 ±0,4
	2182	2,7 ±0,3
	2184	2,8 ±0,1
	2185	3,3 ±0,7
Андаманское море	336	2,3 ±0,1
Лаккадивское море	367	1,4 ±1,0
	368	2,5 ±2,1
	372	1,2 ±0,9
Аравийское море	377	2,1 ±1,7
	1511	2,4 ±0,4
	382	1,9 ±1,5
	383	1,9 ±1,5
	385	2,2 ±1,7
Аденский залив	389	1,3 ±1,0
Сомалийская котловина	399	0,55±0,3
	2176/1	0,7 ±0,3
	2163	1,8 ±0,3

[2] Граница проводилась условно по середине между последним образцом из голоценовых и первым образцом из плейстоценовых отложений. Знаком ± указывается точность определения, которая находится в прямой зависимости от расстояния между этими образцами.

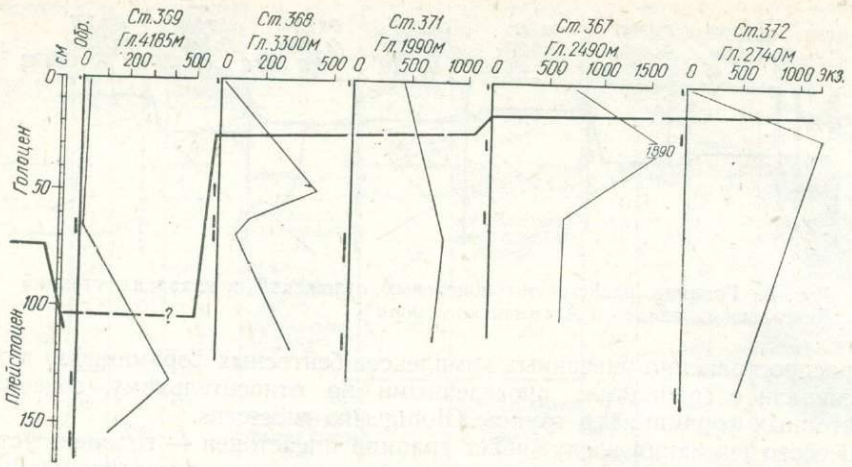


Рис. 4. Граница плейстоцен — голоцена в колонках станций Лаккадивского моря

достигает 1,1—1,6 см за 1000 лет, что весьма близко к скорости осадконакопления голоценовых отложений, по нашим данным.

Андаманское море. В Андаманском море исследовались данные, полученные по ст. 336 (см. рис. 3), расположенной у северо-восточной оконечности о-ва Суматра. Мощность голоценовых отложений равна 21 ± 1 см. На скорость осадконакопления определенное влияние оказывает снос терригенного материала с о-ва Суматра.

Лаккадивское море. Скорости осадконакопления, по данным ст. 367, 368 и 372, не высоки и составляют в среднем первые сантиметры за 1000 лет. На ст. 371, расположенной в нижней части континентального склона, у южной оконечности Индостанского п-ова, кривая мало выразительна (рис. 4). Содержание Globigerina rubescens complex в поверхностном слое осадка необычно высокое, что, по-видимому, связано с переотложением голоценовых и плейстоценовых осадков с крутого континентального склона и нижней части шельфа.

Подобное высокое содержание Globigerina rubescens complex в поверхностном слое установлено на ст. 367, расположенной восточнее Мальдивских о-вов при глубине океана 2490 м. Но уже в следующем образце количество Globigerina rubescens complex увеличивается почти в три раза, что позволяет предположить, что в данной части Лаккадивского моря отмечается высокая биологическая продуктивность. На это в определенной степени указывает и содержание всей обнаруженной фауны в осадке, которое составляет 59—74 % общего его объема. Для сравнения в рассмотренной выше ст. 371, в районе которой фактор растворения раковин повлиять не мог, содержание в осадке Globigerina rubescens complex составляет всего 22 % при глубине моря 1990 м. В алеврито-песчаной фракции отсутствует терригенный материал, который в свою очередь мог бы изменить процентное содержание фауны в осадке.

Примером необходимости осторожного подхода к применению методики расчленения плейстоцен-голоценовых отложений по содержанию Globigerina rubescens complex, как, впрочем, и при использовании любых других методик, основывающихся на количественной характеристике сложных процессов, являются результаты, полученные на ст. 369, с глубиной залегания поверхностного слоя — 4185 м. Содержание G. rubescens complex в поверхностном слое осадка и в горизонте 60—68 см чрезвычайно низкое, а в следующем образце (127—133 см) относительно высокое (см. рис. 4). Естественно было бы провести границу между двумя последними образцами. Однако из-за больших глубин океана и возможности растворения части раковин низкое содержание Globigerina rubescens complex может быть вызвано именно этими причинами. А высокое содержание G. rubescens complex в образце из горизонта 127—133 см вызвано мутьевыми потоками, привносившими эти формы с участков с мень-

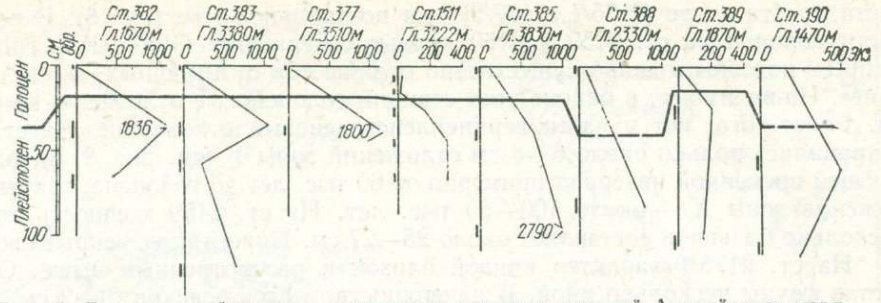


Рис. 5. Граница плейстоцен — голоцена в колонках станций Аравийского моря

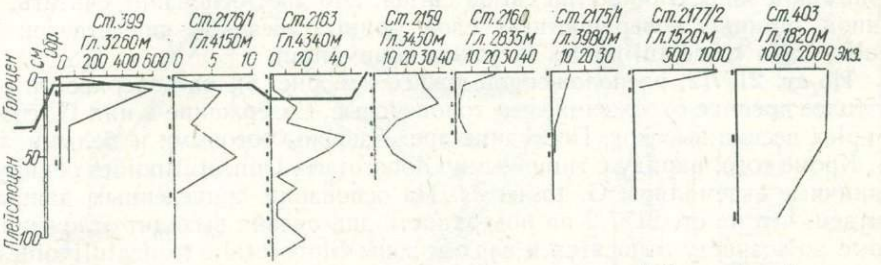


Рис. 6. Граница плейстоцен — голоцена в колонках станций Сомалийской котловины

шими глубинами. На это указывает и общее количество органических остатков в образце. Вниз по разрезу колонки наблюдается их периодическое изменение от 0,6—2,1 до 46—74 %.

В северной части Лаккадивского моря судном «Гломар Челленджер» пробурена скв. 219, в которой средняя скорость осадконакопления в четвертичное время составляет около 1,7 см/1000 лет, что вполне согласуется с данными, полученными нами по материалам 5-го рейса НИС «Академик Вернадский».

Аравийское море. Относительно низкие скорости осадконакопления в голоценовое время отмечены на ст. 382 и 383, расположенных ближе к западному побережью Индии. К западу от этих станций мощность голоценовых осадков и соответственно скорости осадконакопления постепенно увеличиваются от 2,1 на ст. 377 до 2,4 см/1000 лет на ст. 1511 (рис. 5). Еще далее на запад в скв. 222 средняя скорость осадконакопления в четвертичное время достигает 4,4 см/1000 лет.

Аденский залив. В северо-восточной части Аденского залива на ст. 389 (см. рис. 5) скорость осадконакопления в голоцене составляет 1,3 см/1000 лет. У северо-восточной оконечности Африканского рога исследовались материалы по ст. 390 (гл. 1470 м) (см. рис. 4). На этой станции определить достоверно границу плейстоцен — голоцена затруднительно из-за явных признаков переотложения, на что указывают как высокое содержание Globigerina rubescens complex, так и присутствие в ассоциации фауны мелководных, явно переотложенных бентосных фораминифер и крупных игл морских ежей.

Сомалийская котловина. Минимальные скорости осадконакопления, отмеченные на ст. 399 (рис. 6), расположенной в центральной части котловины, равны $0{,}55 \pm 0{,}3$ см/1000 лет. Несколько больше они на ст. 2176/1 и составляют $0{,}7 \pm 0{,}3$ см/1000 лет. Максимальная скорость осадконакопления ($1{,}8 \pm 0{,}3$ см/1000 лет) определена на ст. 2163, расположенной вблизи Аравийско-Индийского хребта. На ст. 2164 и 2165, из-за больших глубин океана планктонные фораминиферы встречаются редко или вообще отсутствуют в результате частичного или полного растворения карбонатных раковин.

Аравийско-Индийский хребет. Анализ количественного распределения Globigerina rubescens complex производился по колонкам четырех станций, две из которых (2159 и 2160) расположены в северо-западной

части хребта и две (2175/1, 2177/2) — в центральной (см. рис. 6). В верхней части колонок на ст. 2159 и 2160 кривые содержания Globigerina rubescens complex подобны, однако существенно отличаются от типичных, приведенных ранее. По-видимому, в районе этих станций голоценовые отложения не развиты. Более того, нет и части верхнеплейстоценовых отложений. На ст. 2160 сохранились только около 6—8 см отложений зоны *Y* (см. рис. 2, 6), охватывающей временной интервал примерно от 60 тыс. лет до голоцена; вскрыты отложения зоны *X* — около 100—60 тыс. лет. На ст. 2159 мощность зоны *Y* несколько больше и составляет около 25—27 см. Ниже также вскрыта зона *X*.

На ст. 2175/1 характер кривой близок к рассмотренным выше. Однако состав фауны несколько иной. В поверхностном слое осадков (0—2 см) встречаются белые Globigerina rubescens complex и Globigerinoides ruber, не характерные для зоны Globigerina calida calida. Это дает основание считать, что на данной станции поверхностный слой донных осадков представлен зоной Globorotalia truncatulinoides (в узком понимании).

На ст. 2177/2, расположенной южнее (см. рис. 6), на поверхности залегают более древние отложения, чем голоценовые. Содержание в них G. rubescens complex весьма высокое. Последние представлены розовыми и белыми формами. Кроме того, наряду с типичными Globorotalia truncatulinoides обнаружены единичные экземпляры G. tosaensis. На основании приведенных данных мы считаем, что на ст. 2177/2 на поверхность дна океана выходят отложения, которые по возрасту относятся к верхам зоны Globorotalia truncatulinoides (в узком понимании) и низам зоны Globigerina calida calida.

Кроме рассмотренных нами обрабатывались материалы по ст. 403, расположенной в северной части Мозамбикского пролива (гл. 1820 м), где по данным количественного распределения Globigarina rubescens complex, на поверхности дна залегают отложения плейстоцена.

Глава 2

ТЕКТОНИКА И СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

АРАВИЙСКО-ИНДИЙСКИЙ ХРЕБЕТ

Гравитационное поле и тектоническое районирование. Результаты исследований этой структуры освещены во многих публикациях [27, 36, 37, 94, 136 и др.]. Северной границей хребта является зона разлома Оуэн, которая примыкает к нему в районе 10° с. ш. (рис. 7). Отсюда он простирается на юго-восток и затем на юг до 20° ю. ш. Его общая протяженность около 3700, ширина 300—700 км. Хребет занимает почти строго меридианное положение в северо-западной части океана, разделяя его на крупные котловины — Сомалийскую и Аравийскую.

Аравийско-Индийский хребет не проявляется в поле силы тяжести как единое целое [37]. Его северную от экватора часть можно разделить на две зоны: для первой характерно северо-западное простирание гравитационных аномалий, для второй — северо-восточное. Смена простираний происходит довольно резко в районе, центр которого находится в точке с координатами 1° с. ш., 67° в. д. Однако интенсивность поля остается без изменений и характеризуется чередованием слабых аномалий в свободном воздухе разного знака интенсивностью до 50—60 мГал. Совместный анализ батиметрических и гравиметрических данных показывает, что рельеф дна отличается важной особенностью: на меридиональные структуры хребта накладываются элементы рельефа северо-восточного простирания. Поэтому общий план рельефа приобретает сложный узор из пересекающихся желобов и возвышенностей меридионального и северо-восточного простираний.

В тектоническом отношении хребет также можно разделить на две части, отличающиеся простираниями. Первая протягивается в юго-восточном направлении от разлома Оуэн до горы Вернадского. Расположенная южнее вторая

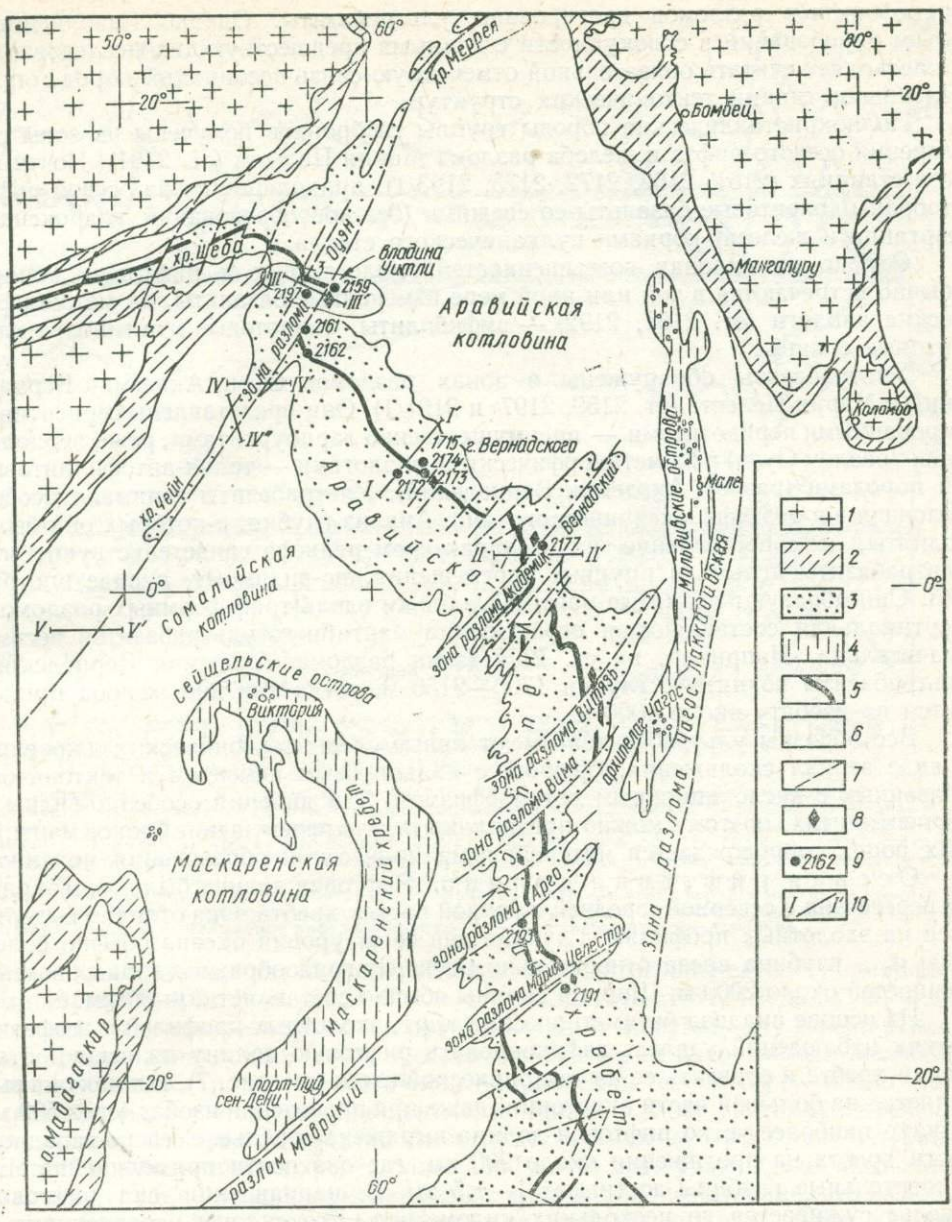


Рис. 7. Схема тектоники Аравийско-Индийского хребта:

1 — области континентальной коры; *2* — шельфовые зоны; *3* — срединно-океанические хребты; *4* — асейсмические хребты; *5* — рифтовая долина; *6* — океанические котловины; *7* — трансформные разломы; *8* — установленные драгированием ультрабазиты; *9* — станции драгирования и их номера (19-й рейс НИС «Академик Вернадский»); *10* — положение профилей, вдоль которых составлены плотностные разрезы

(бóльшая часть хребта) имеет меридиональное простирание. Она протягивается на расстояние 2500 км, примерно от горы Вернадского до южного окончания хребта. Эта часть хребта, по-видимому, тектонически активнее, более резко расчленена и разбита многочисленными разломами, смещающими в плане рифтовую зону.

Магматические и метаморфические породы коренного дна. Станции драгировок в основном были приурочены к стыкам осевого рифта и трансформных разломов (см. рис. 7). В большинстве случаев были подняты породы общей массой до 50 кг, а в зоне разлома Оуэн — около 700 кг.

Со дна осевой рифтовой долины в большом количестве подняты новообразованные (свежие) базальты с типичными формами подушечных лав. Из желобов

трансформных разломов драгированы ультрабазиты. Однако выполненный объем опробований в совокупности с данными предшествующих исследований не позволяет считать обязательной отмеченную связь ассоциаций пород с определенными типами тектонических структур.

Полнокристаллические породы группы габброидов получены из зоны сочленения осевого рифта и желоба разлома Мария Целеста (ст. 2191). Почти на всех станциях (2161, 2162, 2172, 2173, 2193/1), приходящихся на осевой рифт, отобраны толеитовые базальты со свежими (без новообразований гидроксидов марганца и железа) корками вулканического стекла.

Однако на склонах возвышенностей, прилегающих к рифтовой долине, обычно встречаются в той или иной мере измененные базальты, их метаморфические аналоги (ст. 2162, 2192) — амфиболиты, эпидотовые и актинолит-хлоритовые сланцы.

Ультрабазиты обнаружены в зонах разломов Оуэн, Академик Вернадский и Мария Целеста (ст. 2159, 2197 и 2191/1). Они представлены серпентинизированными перидотитами — преимущественно гарцбургитами, реже лерцолитами (разлом Оуэн) и их метаморфическими аналогами — тальк-антофиллитовыми породами (разлом Академик Вернадский). Ультрабазиты занимают особое положение в рельефе океанического дна. Анализ глубин, с которых они были подняты, и сопоставление их с характером рельефа свидетельствуют, что ультрабазиты испытали крупные перемещения, по-видимому, в виде протрузий. Они образуют поднятые мантийные блоки вдоль трансформных разломов. Вертикальная составляющая перемещения мантийных ультрабазитов весьма значительна. Например, на ст. 2177 (зона разлома Академик Вернадский) ультрабазиты подняты с глубин 1700—2150 м, тогда как дно желоба приходится на изобату около 4000 м.

Все образцы ультрабазитов имеют явные следы тектонических движений в виде зеркал скольжения, брекчий с кальцитовым цементом и тектонитов, связанных с дислокационным метаморфизмом. Эти явления особенно видны в серпентинитах, поэтому можно предположить, что перемещение блоков мантийных пород сопровождается интенсивными процессами образования меланжа.

Осевая рифтовая долина. Рифтовая долина была многократно пересечена в северной, средней и южной частях хребта. Она отлично выделяется на эхолотных профилях. Глубина дна ее от уровня океана обычно более 4000 м, а глубина вреза относительно смежных грядообразных горных возвышенностей около 2000 м. Ширина долины обычно составляет 20—30 км.

На основе анализа батиметрических карт, эхолотных профилей и геофизических наблюдений удалось зафиксировать рифтовую долину на всем протяжении хребта и отразить ее на тектонической схеме (см. рис. 7), так как она выделяется на большой части акватории, даже при проведении изобат через 500 м. Однако наиболее четко рифтовая долина выражена в рельефе северо-западной части хребта на протяжении около 900 км, где она почти прямолинейна. Ее относительные глубины достигают 1—1,5 км. В направлении дна рифтовое ущелье суживается до нескольких километров. Его склоны нередко крутые (20—30°), ступенчатые. В районе горы Вернадского проявляются дополнительные глубокие долины, которые дробятся на отдельные фрагменты, смещенные относительно друг друга.

Южная часть хребта резче расчленена и больше разбита многочисленными трансформными разломами, которые смещают рифтовую долину в плане. Поэтому на некоторых участках она как бы теряется или появляются ее «дубликаты» в виде нескольких равноценных по глубине рифтовых долин, и трудно решить, какая из них представляет подлинный осевой рифт, например, между трансформными разломами Арго и Мария Целеста.

Зона разлома Академик Вернадский. Южнее горы Вернадского находится широкая зона тектонических нарушений с эшелонированными в ней многочисленными разломами, резко усложнившими рельеф центральной части хребта. Она занимает значительный сегмент Аравийско-Индийского хребта, приходящийся на сочленение его северо-западной и меридиональной провинций. Вероятно, здесь вследствие довольно резкой смены простирания хребта возникли напряжения скалывания, вызвавшие крупные

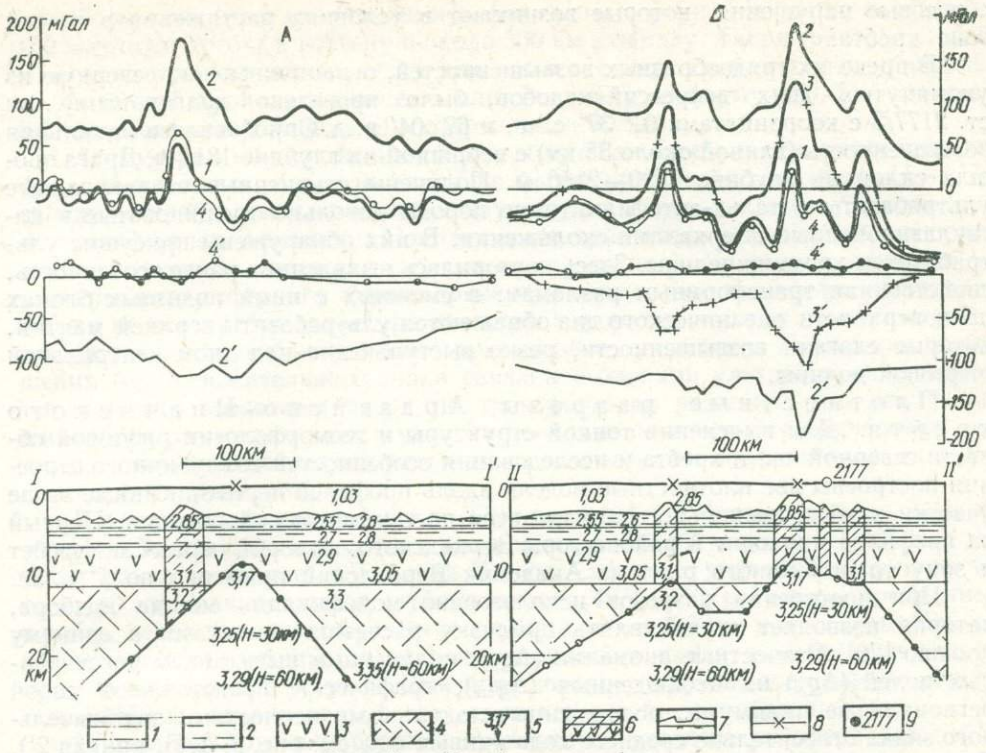


Рис. 8. Плотностная модель Аравийско-Индийского хребта:

А — по профилю I—I′; *Б* — по профилю II—II′. Кривые силы тяжести (цифры на рисунке): *1* — наблюденная; *2* — рассчитанная от модели с корой глубоководной котловины; *2′* — разностная (кривая *1* — кривая *2*); *3* — рассчитанная от модели с мощностью литосферы 20 км; *3′* — разностная (кривая *1* — кривая *3*), отражающая эффект разуплотнения для хребта по профилю II—II′; *4* — рассчитанная от принятой плотностной схемы; *4′* — разностная (кривая *1* — кривая *4*), демонстрирующая точность подбора плотностной схемы. *1* — осадочно-вулканогенные породы; *2* — океанический слой *2*; *3* — океанический слой *3*; *4* — породы верхней мантии; *5* — значения плотности пород верхней мантии на различной глубине; *6* — блоки ультраосновных пород; *7* — рельеф дна, границы раздела внутри коры и значения плотности пород; *8* — положение рифтовой долины; *9* — номера станций драгирования

4740

тектонические смещения. В этом регионе, который ограничен в меридиональном направлении от 1° ю. ш. до 4° с. ш., а по долготе от 64° 30′ до 68° 30′ в.д., основные элементы рельефа почти ортогональны к генеральному северо-западному простиранию. Здесь четко прослеживается серия прерывистых желобов, ориентированных в северо-восточном направлении по азимуту около 45°. В рельефе выделяются, по крайней мере, четыре желоба, которым отвечают минимальные значения аномалий силы тяжести (—50 ÷ —75 мГал). Глубина в желобах вблизи гребня хребта более 4000 м. По мере удаления от него относительная глубина желобов уменьшается, и создается впечатление, что желобы выклиниваются. Наиболее протяженные два желоба (длиной свыше 500 км) находятся в районе ст. 2177/3, приуроченой к зоне максимальных смещений. Они разделены цепью прерывистых грядообразных поднятий, ориентированных также по азимуту около 45°. Гряды возвышаются до отметок глубин местами менее 2000 м. Характер рельефа отражен на профиле, пройденном почти поперек этих нарушений (рис. 8).

Зона максимальных смещений аналогична зонам трансформных разломов Оуэн, Вима, Витязь, Арго и др., установленным ранее. По сложившейся традиции, ее назвали зоной разлома Академик Вернадский [57]. Судя по рельефу дна, ее протяженность около 600 км. Величина смещения рифтовой долины около 120 км. По характеру смещения зона разлома Академик Вернадский в целом представляет собой левосторонний трансформный разлом.

Во всей области сочленения северо-западной и меридиональной части Аравийско-Индийского хребта центральная рифтовая долина теряет выразительность, поскольку она разорвана на отдельные фрагменты, значительно смещенные относительно друг друга (см. рис. 7). Эхолотные профили выявляют повсеместное террасирование склонов возвышенностей, по-видимому, отражающее

Институт Геологических Наук АН
Библиотека

сбросовые нарушения, которые возникают в условиях растяжения в осевой зоне хребта.

В пределах грядообразных возвышенностей, ограничивающих северную из упомянутых двух депрессий-желобов, было проведено драгирование на ст. 2177/3 с координатами 01° 37′ с. ш. и 67° 04′ в. д. Опробовалась локальная возвышенность (длиной около 35 км) с вершиной на глубине 1311 м. Драга прошла склон на глубине 1700—2150 м. Получены измененные оталькованные ультрабазиты и тальк-антофиллитовые породы довольно трещиноватые и катаклазированные с зеркалами скольжения. В них обнаружены присущие ультрабазитам хромшпинелиды. Здесь повторилась выявленная ранее особенность, свойственная трансформным разломам: в смежных с ними поднятых блоках на поверхности океанического дна обнажаются ультрабазиты верхней мантии, которые слагают возвышенности, резко выступающие над дном центральной рифтовой долины.

Плотностные разрезы Аравийско-Индийского хребта. Для выяснения тонкой структуры и геоморфологии рифтовой области северной части хребта и исследования особенностей ее глубинного строения построены две плотностные модели вдоль профилей через описанные выше участки хребта, несколько отличающиеся по тектонической позиции. Первый из профилей проходит в районе горы Вернадского, а второй пересекает хребет и зону трансформного разлома Академик Вернадский примерно по 1° с. ш.

При построении разрезов использована модификация метода подбора, которая позволяет осуществлять привязку расчетных аномалий к единому уровню [20]. Разностные аномалии (Δg_p), полученные вычитанием рассчитанных полей ($\Delta g_м$) из наблюденных ($\Delta g_{с.в}$), графически представляют собой региональные минимумы, осложненные локальными всплесками положительного знака относительно среднего хода кривых Δg_p (см. рис. 8, А, Б, кривая 2′). Для первого профиля амплитуда разностной региональной аномалии достигает 135, для второго — 185 мГал. Локальные возмущения Δg_p превышают 30 мГал.

Крупные отрицательные разностные аномалии поля силы тяжести над Аравийско-Индийским хребтом установлены давно [35]. Их легко объяснить, если допустить существование под корой разуплотненного вещества, отождествленного с астеносферой, кровля которой под рифтовой долиной залегает на глубине всего 7—9 км [38]. Локальные возмущения региональных разностных кривых Δg_p также обусловлены геологическими факторами, поскольку обнаружено совпадение местных искажений графиков Δg_p с положительными формами рельефа, представляющими собой крутые склоны поперечных хребтов, параллельных трансформным разломам. Измерения плотности поднятых при драгировании ультрабазитов с учетом литературных сведений дают основание принять для пород приподнятых блоков значения плотности 2,85—3,15 г/см³, отвечающие ультраосновным породам умеренной и средней степени серпентинизации.

Удовлетворительное совпадение наблюденного и модельного графиков Δg_p по профилю *I—I′* получено, исходя из предположения, что в этом районе распределение плотности под рифтовой долиной типично для подобных структур (3,17 г/см³ на гл. 7 км и 3,29 г/см³ на гл. 60 км), а плотность пород, слагающих указанные приподнятые блоки, соответствующие бортам трансформных разломов, изменяется от 2,85 на вершине до 3,15 г/см³ у основания. Асимметрия региональной остаточной аномалии (см. рис. 8, А, кривая 2′), отражает различную мощность литосферы по обе стороны от осевой долины хребта. Утонение литосферы к западу от рифтового ущелья — следствие того, что здесь дно океана на одинаковом расстоянии от оси хребта, судя по магнитным аномалиям, моложе, чем к востоку [136]. Поскольку графики Δg_p для профилей *I—I′* и *II—II′* не совпадают не только по уровню, но и по форме, механический перенос плотностной модели типичной рифтовой зоны профиля *I—I′* для профиля *II—II′* не привел к совпадению наблюденной и рассчитанной кривых. Вдоль профиля *II—II′*, пересекающего зону трансформного разлома Академик Вернадский (см. рис. 8, Б), методом подбора аномалий поля силы тяжести установлена более сложная геологическая обстановка, чем в районе горы Вернадского: так кривая $\Delta g_м$ совмещается с графиком $\Delta g_{с.в}$ только в том случае, если

мощность литосферы за пределами рифта принять равной 20 км на расстоянии 150 км от оси хребта к востоку и около 300 км к западу. Такая трактовка геологического строения согласуется с тем, что к востоку от рифта возраст пород дна по магнитной хронологии менее 5 млн. лет, чему по формуле О. Г. Сорохтина [38] соответствует толщина литосферы около 20 км.

Асимметрия мощности литосферы, полученая в результате интерпретации $\Delta g_{с.в}$, обусловлена тем, что, судя по форме кривой Δg_p, профиль *II—II′* к западу от хребта дважды пересек одну и ту же рифтовую долину, смещенную по трансформному разлому. Поэтому здесь зафиксирована удвоенная ширина зоны пониженной плотности (астеносферного клина). Удвоенные латеральные размеры астеносферного клина привели к тому, что только на расстоянии 300 км от оси хребта литосфера достигла мощности, которая обычно наращивается значительно ближе к конструктивной границе плит. Локальные возмущения Δg_p положительного знака связаны с блоками ультраосновных пород, тектонически выжатыми вверх по трансформным разломам. По локальным аномалиям разностного поля удалось продлить некоторые трансформные разломы, которые на некоторых участках выделены по геоморфологическим и геологическим признакам.

Зона разлома Арго. Она пересекает рифтовую долину Аравийско-Индийского хребта в точке с координатами 13° 37′ с. ш. и 66° 30′ в. д. Ее простирание составляет 40°, длина 700 км. Смещение рифтовой долины достигает 180 км. Максимальная глубина желоба 4978 м [37]. Галсом, пройденным в рейсе, пересечены желоб разлома (глубина около 4030 м) и оба борта. Южный возвышается до глубины 1632 м, имеет сложный рельеф в виде многочисленных продольных долин и уступов. Северный довольно крутой, поднимается до глубины 2458 м, однако рельеф его нерасчлененный, однообразный.

В разломе Арго опробование проводилось западнее рифтовой долины по северному склону желоба зоны разлома (координаты 13° 41′ ю. ш. и 66° 13′ в. д.). С глубины 4565—3470 м драгой подняты толеитовые базальты с типичными корками вулканического стекла и метаморфизованные базальты.

Зона разлома Мария Целеста. Это самая южная зона в Аравийско-Индийском хребте. Рифтовую долину она пересекает в точке с координатами 15° 45′ ю. ш. и 67° 37′ в. д. В этом районе выделяется еще одна долина. Пока не ясно, какая из них является осевым ущельем. Зона разлома Мария Целеста пересечена по трем галсам, два из которых прошли к ней под острым углом и поэтому оказались мало информативными. Третий, северо-западный, галс пересек желоб разлома почти в ортогональном направлении между ст. 2191 и 2193. Простирание зоны разлома 40—45°, протяженность 700 км, смещение рифтовой долины около 200 км. Максимальная глубина желоба 5836 м [37].

На профиле, пройденном значительно западнее рифтовой долины, максимальная глубина желоба составляет 4517 м, ширина около 30 км. Кроме этого желоба в 35 км северней выделяется еще один желоб, строго параллельный первому, глубина его 4200 м. Вероятно, он отвечает одной из ветвей разрывной зоны. Этот желоб имеет довольно крутые склоны, усложненные в верхней части депрессиями и грядообразными поднятиями.

Опробование проводилось на станции с координатами 17° 12′ ю. ш. и 66° 12′ в. д. Оно началось почти со дна желоба по его северному склону на глубине 4300—3500 м. Подняты обломки коренных пород общей массой до 300 кг. Среди них преобладали нормальное габбро, кварцевое габбро, единичные обломки серпентинизированных гарцбургитов, раздробленных и сцементированных кальцитовыми прожилками.

ЗОНА РАЗЛОМА ОУЭН

Это один из самых крупных разломов океанического дна длиной свыше 2700 км. Его впервые выделил Д. Метьюз [159]. Простирание разлома 50—55°. По направлению сдвига он представляет собой левосторонний трансформный разлом типа хребет — хребет со смещением в плане осевого хребта примерно на 300 км. Максимальная глубина отвечающего ему желоба 5803 м (впадина

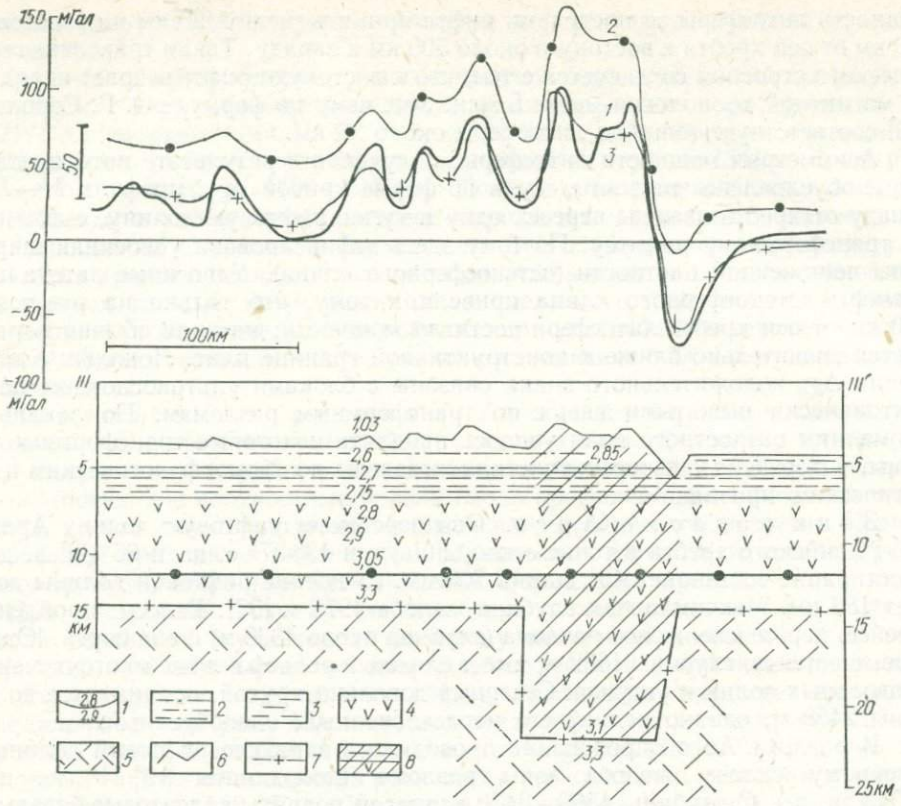


Рис. 9. Плотностной разрез зоны разлома Оуэн через впадину Уитли.

Кривые силы тяжести (цифры на рисунке): *1* — наблюденная; *2* — рассчитанная от модели с корой глубоководной котловины; *3* — рассчитанная от принятой плотностной схемы. *1* — границы раздела в коре и значения плотности слоев; *2—5* — условные обозначения те же, что и на рис. 8; *6* — рельеф дна; *7* — вероятное положение границы Мохоровичича; *8* — предполагаемое положение зоны протрузий

Уитли). Вдоль разлома вытянуты крупные грядообразные поднятия, контрастно возвышающиеся над дном желоба. Наиболее выдающиеся из них — хребет Чейн на юго-западе и хребет Меррея на северо-востоке. Проблематично юго-западное продолжение разлома [142].

В поперечном сечении зоны разлома Оуэн выделяются два главных элемента рельефа: глубоководная узкая депрессия вдоль юго-восточного борта разломной зоны и узкая, но высокая горная гряда, ограничивающая депрессию с северо-запада.

Обе они хорошо видны на профилях, составленных на основании промеров дна по различным сечениям зоны разлома Оуэн (см. рис. 9, 10). Вдоль юго-восточного борта зоны разлома прослеживается *V*-образная долина. Средняя ее глубина — 4000—5000 м. Относительное превышение отдельных горных вершин над дном депрессии достигает 3030 м. В других местах склоны имеют ступенчатое строение, обусловленное, возможно, сбросовыми нарушениями. Юго-восточный борт впадины отделен от абиссальной равнины пологим залом с отметками глубин 3700—3600 м. В районе впадины Уитли особенно контрастно воздымается северо-западный борт депрессии разлома Оуэн. Крутизна склонов не только достигает здесь местами 30°, но на эхолотных профилях зафиксированы почти вертикальные уступы, по-видимому, отвечающие выходам коренных пород. Ранее была проведена драгировка с подъемом пород массой до 300 кг и установлено, что северо-западный борт впадины Уитли от основания кверху сложен ультрабазитами [139]. Этот борт повторно драгировался в рейсе (ст. 2197). С глубины 3600—5730 м получены исключительно ультрабазиты (700 кг). Среди них были крупные глыбы лерцолитов и гарцбургитов, большей частью серпентинизированных и только изредка мало затронутых гидратацией. У всех образцов, как правило, развиты различные структу-

ры тектонитов. Плоскости скольжения обычно проходят по серпентинитам, по которым, очевидно, предпочтительней развиваются смещения. Узкие хребты Чейн и Меррея, находящиеся соответственно на юго-западе и северо-востоке от впадины Уитли, состоят из отдельных кулисообразно расположенных в плане удлиненных отрогов. Все они имеют северо-восточное простирание. Относительные превышения этих гряд над дном желоба составляют 1000—3000 м. Гребни гряд и их отрогов весьма расчленены и лишены осадков, которые, как показали драгировки (ст. 2173), встречаются лишь на дне и нижних склонах узких долин и ущелий. Большей частью эти осадки состоят из фораминиферовых песков. Кристаллические породы представлены в различной степени измененными толеитовыми базальтами. Особенно сложные и пересеченные формы рельефа установлены между впадиной Уитли и рифтовой долиной Аравийско-Индийского хребта. Здесь хребет изрезан многочисленными узкими долинами, ориентированными под острым углом к его общему простиранию. Выявлено около десяти округлых вершин, возвышающихся до 1000—1500 м. В профиле все они имеют остроконечную форму и, по-видимому, сложены базальтами. Аналогичные формы рельефа распространены также в пределах хребтов Чейн и Меррея. Большинство из них тяготеет к северо-западному склону хребта. Анализ эхолотных данных и детальных карт рельефа с учетом результатов драгирований показывает, что эти округлые возвышенности, вероятно, представляют собой вулканические сооружения.

Плоское абиссальное дно Сомалийской котловины упирается в высокий и крутой склон хребта Чейн. Относительное превышение отдельных вершин этого хребта над абиссальной равниной достигает более 3000 м. Такой перепад высот на расстоянии 7 км по горизонтали свидетельствует о контрастных вертикальных перемещениях вдоль разлома. Судя по картам рельефа океанического дна, аналогичные перемещения произошли и вдоль северо-западного борта хребта Меррея. Примечательно, что вулканические аппараты центрального типа в хребтах Чейн и Меррея пространственно тяготеют к зоне разлома. Они образуют цепочки вдоль нее, тем самым подтверждая высокую тектоническую активность зоны разлома Оуэн.

Плотностные разрезы зоны разлома Оуэн. Исследование плотностных разрезов структур, относящихся к зоне разлома Оуэн и возможному ее продолжению на юго-запад, проведено по четырем профилям (см. рис. 7). Один из них пересекает впадину Уитли, два — хребет Чейн, а третий проходит по Сомалийской котловине в широтном направлении примерно по 1° ю. ш.

Результаты первого этапа подбора плотностного разреза оказались различными: гравитационный эффект исходной модели (нормальная океаническая кора, но реальный рельеф) совпадает с наблюденным полем силы тяжести хребта Чейн; систематически превышает измеренное значение $\Delta g_{с.в}$ впадины Уитли и постоянно не достигает величины реального поля Сомалийской котловины. Такой итог расчетов указывает на то, что каждый участок, где проходят профили, характеризуется геолого-геофизическими параметрами коры и верхней мантии, присущими только данному участку.

В районе впадины Уитли (см. рис. 9, профиль *III—III′*), для того чтобы добиться совмещения графиков измеренного и модельного полей силы тяжести при выбранном уровне привязки рассчитанных графиков $\Delta g_м$, необходимо увеличить мощность земной коры до 9 км за исключением интервала между пикетами 520—580, где приподнятый северо-западный борт впадины, судя по результатам опробования, сложен ультрабазитами. Если принять плотность ультрабазитов равной 2,85 г/см³ на вершине блока и 3,15 г/см³ у подошвы, то наблюденное и измеренное поля совпадают в том случае, когда кровлю мантии с нормальной плотностью 3,3 г/см³ поместить на глубине 22 км.

Анализ химического состава оливинов, орто-, клинопироксенов и шпинелей, слагающих приподнятый борт, привел к выводу, что эти породы образовались на глубине примерно 25 км в океанической литосфере, а затем были частично перекристаллизованы и приведены в состояние равновесия во время последующего двухстадийного процесса транспортировки мантийного вещества на дно океана [139]. Это представление о глубинном происхождении ультра-

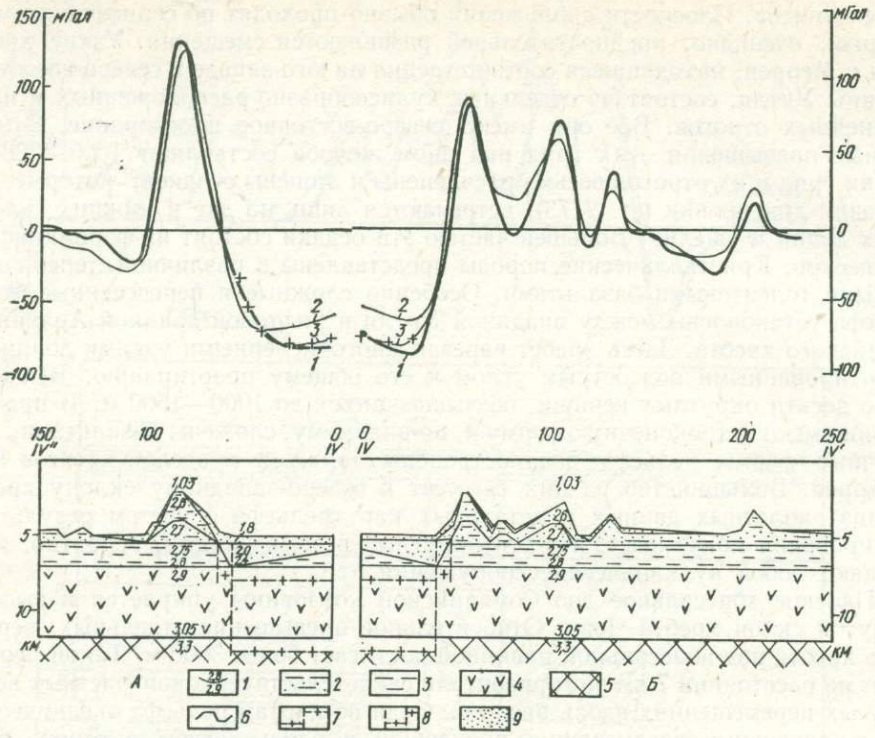


Рис. 10. Плотностной разрез хребта Чейн:

А — по профилю IV—IV″, *Б* — по профилю IV—IV′. Кривые силы тяжести (цифры на рисунке): *1* — наблюденная; *2* — рассчитанная от модели с корой глубоководной котловины; *3* — рассчитанная от принятой плотностной схемы. *1* — границы раздела в коре и значения плотности слоев; *2—5* условные обозначения те же, что и на рис. 8; *6* — рельеф дна; *7* — вероятные контуры опущенного блока коры; *8* — зоны предполагаемых разломов; *9* — область накопления осадков

основных пород западного склона впадины Уитли в общем согласуется с результатами интерпретации $\Delta g_{в}$, поскольку нижняя кромка блока ультрабазитов при приемлемых величинах плотности пород в нем (2,85—3,2 г/см³) находится на глубине 22—25 км.

Перейдем к истолкованию аномалий в свободном воздухе хребта Чейн (рис. 10). Его поле тяжести, как видно из совпадения $\Delta g_{с.в}$ и $\Delta g_{м}$, обусловлено в основном рельефом дна. Исключение составляет западное подножье хребта, где по сейсмическим наблюдениям развита мощная толща осадков [37]. Различия кривых $\Delta g_{с.в}$ и $\Delta g_{м}$ над западным склоном хребта вызваны тем, что здесь кровля консолидированной коры залегает глубже, чем в опорной колонке, так как параметры осадочного кармана у подножия хребта определены сейсмическими измерениями достаточно точно [37, 173].

Для совмещения модельной кривой (см. рис. 10, кривая *2*) и наблюденного графика $\Delta g_{с.в}$ (кривая *1*) пришлось весь разрез у западного склона хребта опустить вниз на 1 км. По-видимому, это могло произойти только при смещении слоев коры по разлому. Однако смещение не выражено в рельефе дна котловины потому, что у западного склона хребта накопилась толща осадков, которая выровняла дно абиссальной котловины в районе хребта Чейн.

Рассмотрим профиль *V—V′* в Сомалийской котловине, который пересекает погребенную мощной толщей осадков структуру (см. рис. 10). Она выявлена только методом непрерывного сейсмического профилирования, потому что в аномальном магнитном поле не проявляется, а гравиметрически ранее не изучалась [142]. По сейсмическим наблюдениям установлена узкая система поднятий и прогибов кристаллического фундамента субмеридионального простирания, расположенная к юго-западу от хребта Чейн между 2° с. ш. и 4° ю. ш. Она состоит из трех поднятий, отделенных друг от друга прогибами общей шириной около 50 км. Каждая из линейных возвышенностей уверенно зафиксирована только на отдельных участках. Например, западная из них не трасси-

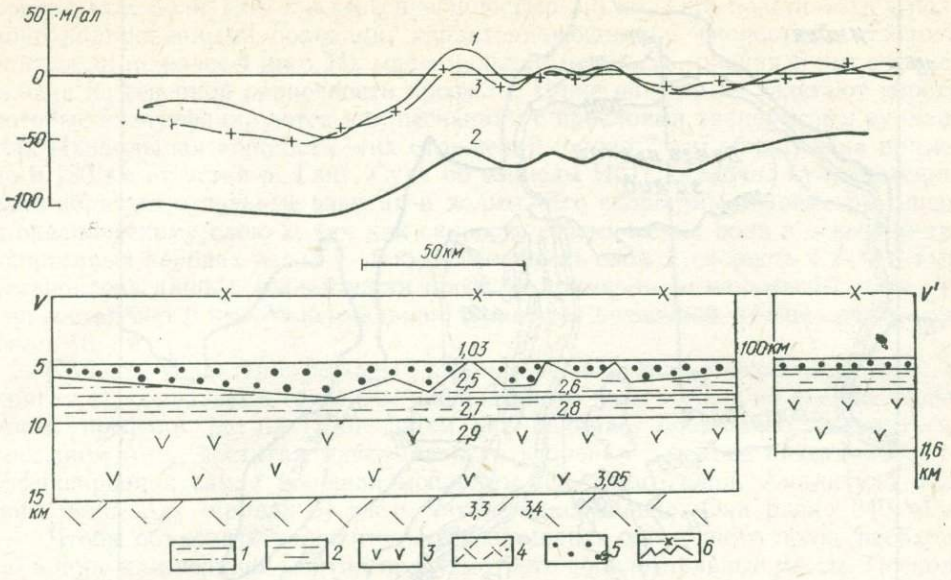


Рис. 11. Плотностной разрез через Сомалийскую котловину по 1° ю. ш.

Кривые силы тяжести (цифры на рисунке):
1 — наблюденная; *2* — рассчитанная от модели с корой глубоководной котловины; *3* — рассчитанная от принятой плотностной схемы. *1—4* — условные обозначения те же, что и на рис. 8; *5* — области накопления осадков; *6* — рельеф погребенного хребта; справа от плотностной Сомалийской котловины показан разрез глубоководной котловины возрастом 40—80 млн. лет

руется севернее 1° с. ш., а восточная не обнаружена на 2° с. ш. Все погребенные хребты и депрессии в рельефе дна котловины не выражены (рис. 11).

По мнению авторов, выделивших погребенную структуру, решение вопроса о том, является ли она юго-западным продолжением хребта Чейн, в значительной степени зависит от взглядов на тектоническую историю акватории [142].

Анализ графика $\Delta g_{с.в}$ вдоль профиля $V—V'$ показывает, что система линейных поднятий и прогибов выделяется не только на сейсмических записях, но также в поле силы тяжести. Причем конфигурация кривых $\Delta g_{с.в}$ над погребенной структурой и хребтом Чейн идентична: в обоих случаях зафиксирована одинаковая последовательность экстремумов аномалий поля силы тяжести, где повышения поля чередуются с его понижениями.

Этот признак свидетельствует о морфологическом сходстве хребта Чейн с системой погребенных структур. А результаты интерпретации указывают на то, что строение земной коры обоих тектонических элементов в общих чертах одинаково: чтобы получить совпадение кривых $\Delta g_{с.в}$ и $\Delta g_{м}$, необходимо ликвидировать дефицит масс под дном котловины. Геологический анализ различных вариантов расчетов $\Delta g_{м}$ показывает, что эту цель можно достичь по сути лишь одним путем — увеличить плотность пород подкорового вещества до астеносферы, так как здесь зафиксированы вторичное региональное опускание дна и накопление мощной толщи осадков [94], которые по данным [62], сопровождаются уплотнением вещества литосферы. Для объяснения этого явления можно привлечь механизм, предложеный Е. В. Артюшковым [4]. Поскольку конфигурация графиков $\Delta g_{с.в}$ и параметры (плотность и мощность) слоев земной коры погребенной структуры аналогичны соответствующим показателям хребта Чейн, то зона разлома Оуэн простирается под осадками до 1° ю. ш.

КОНУС ВЫНОСА р. ГАНГ (БЕНГАЛЬСКИЙ ЗАЛИВ)

Интерпретационный профиль VI—VI′ совпадает с разрезом вдоль меридиана 90°, составленного по результатам наблюдений методами ГСЗ и НСП (рис. 12) [38, 161]. В верхней части разреза обнаружены осадки со скоростью

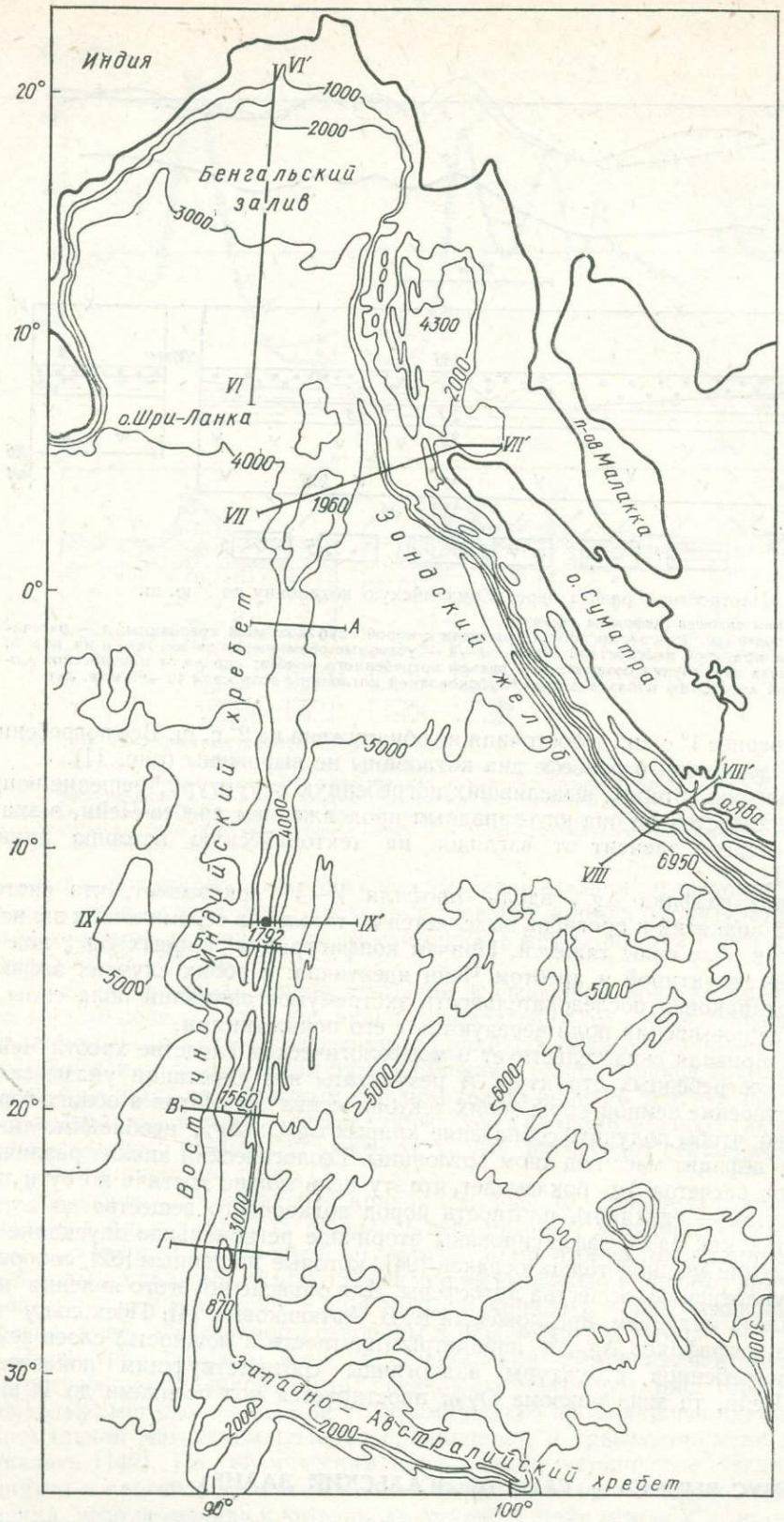


Рис. 12. Схема расположения интерпретационных профилей в восточной части Индийского океана. Римскими цифрами обозначены профили, пройденные в 19-м рейсе НИС «Академик Вернадский», буквами — профили, заимствованные из [145]

продольных волн 1,6—2,3 км/с и мощностью 2,5 км. Они подстилаются полуконсолидированными породами, характеризующимися скоростями сейсмических волн не более 4 км/с. Их максимальная мощность, равная 5 км, зафиксирована на северной оконечности профиля. Ниже по разрезу залегают породы, которые идентифицируются как песчаники с прослоями эвапоритов и вулканитов. Наибольшая мощность этих отложений (около 7 км) обнаружена примерно в 120 км от устья р. Ганг. Судя по записям НСП, осадочно-вулканогенный слой образует отдельные вздутия и холмы. Его скоростные параметры близки к океаническому слою 2, так как скорость сейсмических волн в осадочно-вулканогенных породах равна 4—5 км/с. Мощность слоя 3 (скорость 6,2—6,7 км/с) установлена лишь в южной части профиля примерно до широты 10° с. ш., где она составляет 5 км. Максимальная мощность осадочной толщи вдоль профиля 16 км.

Кривая, характеризующая гравитационный эффект земной коры (рис. 13, кривая *2*), совпадает с графиком наблюденного поля только на южной оконечности профиля (до пк 1100). Затем она начинает постепенно расходиться с графиком $\Delta g_{с.в}$, достигая максимального удаления в районе пикета 2000, где зафиксирована самая большая мощность осадочного слоя. Амплитуда положительной $\Delta g_р$ (кривая *3*) здесь также максимальна. Она равна 240 мГал.

Чтобы объяснить положительную аномалию остаточного поля, необходимо в коре или верхней мантии предусмотреть дополнительные массы. Поскольку по сейсмическим наблюдениям в разрезе коры, залегающей в южной части профиля на верхней мантии с обычными скоростями (8,1 км/с), нет слоев с повышенной скоростью, которые можно было бы отождествить с аномальными телами, остается предположить, что уплотнение пород происходит в подкоровом веществе на какой-то глубине под поверхностью Мохоровичича. По одним гравиметрическим данным, естественно, нельзя определенно решить, где в верхней мантии находятся аномальные массы. Однако корреляция величины $\Delta g_р$ с мощностью осадков наводит на мысль, что ориентиром при их локализации может служить механизм, по которому увеличение мощности осадочного слоя пропорционально увеличению массы уплотненного вещества [4].

Поскольку значение $\Delta g_р$ (240 мГал) от пк 2110 постепенно уменьшается к югу, где в районе пк 1300 оно примерно равно нулю, то кровля уплотненного тела должна погружаться в сторону экватора (см. рис. 13, *Б*). Ее наклон выбран в модели таким образом, что под самой мощной толщей осадков (пк 2110) кровля уплотненного тела соприкасалась с границей М (здесь скорость прохождения сейсмических волн больше 8,1 км/с), а на юге (пк 1300) ее глубина была максимальной. Подошва этого тела размещена на глубине 100 км исходя из того, что в Бенгальском заливе мощность литосферы, по данным анализа дисперсии поверхностных волн, равна примерно 100 км [169]. В модели севернее пикета 2110 подошва литосферы в соответствии с результатами сейсмологических исследований погружена на 20 км [29]. Мощность континентальной коры заимствована из [113].

Расчеты гравитационных эффектов аномальных масс для двух значений их плотности (см. рис. 13: 0,1 г/см³ — кривая *4*; 0,09 г/см³ — кривая *5*) при закрепленных геометрических параметрах дали следующие результаты. В интервале пк 2000—2200 график $\Delta g_р$ располагается между графиками $\Delta g_м$ обоих вариантов, а между пикетами 1400—1800 $\Delta g_м$ для первого и второго случая почти совпадают. Поэтому плотность аномальных масс, обусловливающая положительную аномалию $\Delta g_р$, равна 0,09—0,095 г/см³. Хотя величина уплотнения в Бенгальском заливе зависит, естественно, от принятой конфигурации аномальных масс, гравитационное моделирование несомненно свидетельствует о том, что под Бенгальским заливом вещество литосферы ниже границы Мохоровичича характеризуется повышенными значениями плотности.

Уплотнение подкорового вещества в Бенгальском заливе было выявлено ранее [62]. Однако конкретной геологической интерпретации положительной аномалии $\Delta g_р$ тогда не проводилось: установлена лишь малая реальность концентрации пород с высокой плотностью (заметно больше 3,30 г/см³) в узком слое в верхах литосферы. Уплотнение подобного рода не является неожиданным: оно установлено также под другими малыми океаническими бассейнами

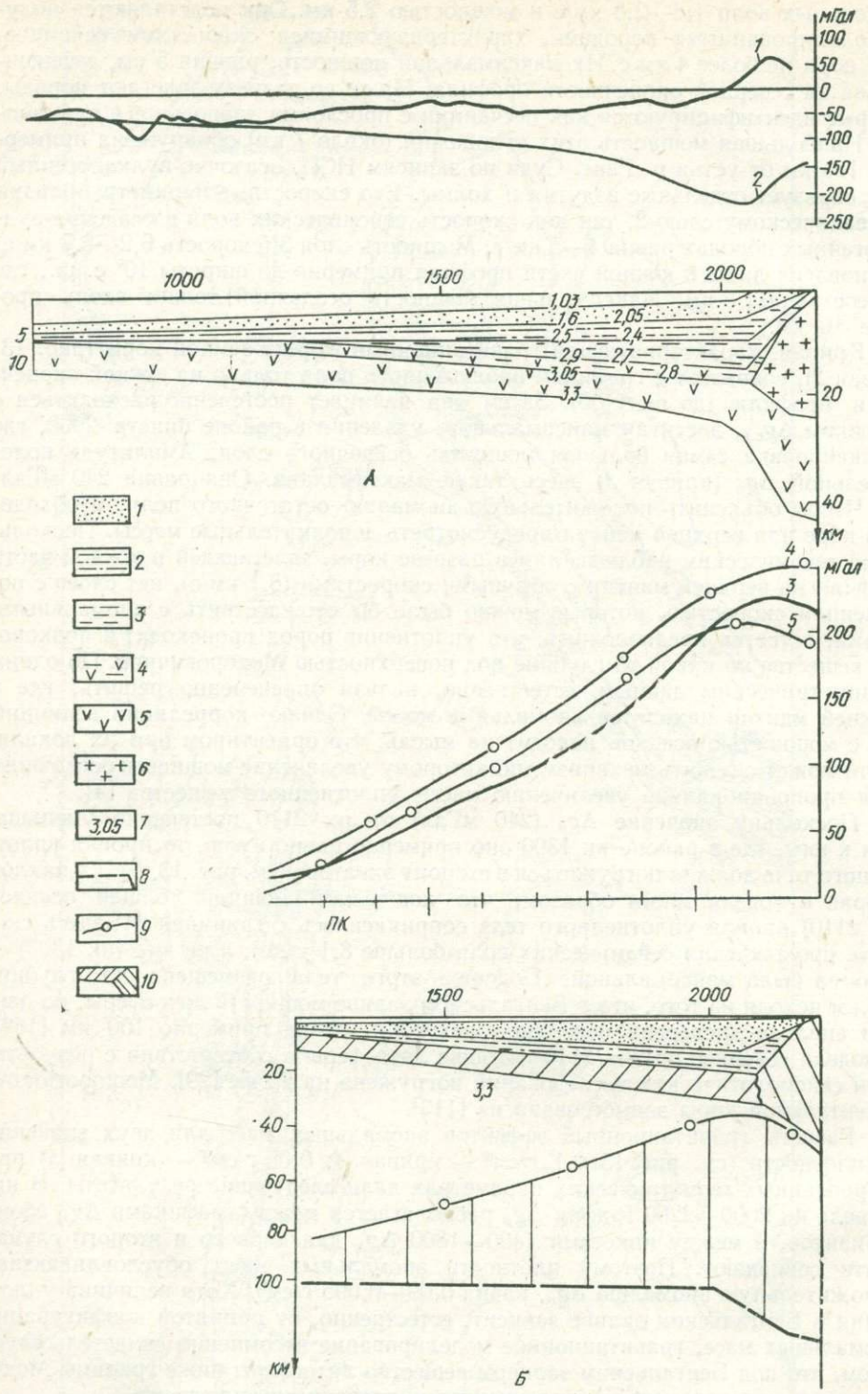


Рис. 13. Гравитационная модель литосферы Бенгальского залива:

А — плотностной разрез коры и ее гравитационный эффект; *Б* — схема уплотнения литосферы Бенгальского залива.

Кривые силы тяжести (цифры на рисунке): *1* — наблюденная; *2* — модельная от плотностной схемы коры; *3* — разностная; *4* — эффект уплотнения литосферы на +0,1 г/см³; *5* — эффект уплотнения литосферы на +0,09 г/см³.

1 — рыхлые и консолидированные осадочные породы; *2* — консолидированные осадочные породы; *3* — океанический слой *2*; *4* — океанический слой *2* с прослойками вулканитов; *5* — океанический слой *3*; *6* — гранитный слой континентальной коры; *7* — значения плотности, г/см³; *8* — подошва литосферы; *9* — область уплотнения литосферы; *10* — зона сочленения океанической и континентальной коры

(Алеутским, Юкатанским), в Мексиканском заливе, Баренцевом море, Сомалийской и Аравийской котловинах, т. е. в областях погружения дна и интенсивного накопления осадков [62, 160].

ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКИЙ ХРЕБЕТ

Интерпретация аномалий поля силы тяжести проведена по шести профилям (рис. 12, 14), четыре из которых (А, Б, В, Г) заимствованы из работы [145].

Вопрос о происхождении Восточно-Индийского хребта имеет ключевое значение для разработки схемы геологического развития всего Индийского океана. Поэтому было предложено несколько гипотез о его структуре и генезисе. Большинство из них проанализированы в работе [36]. Например, хребет считается остатком континентальной коры, поднятием океанической коры горстового типа, результатом надвига одной плиты на другую, антиклинальным поднятием коры с разуплотненной зоной из смеси габбро и серпентинизированных перидотитов под ним, которая возникла под действием горячей точки. В конце 70-х годов попытались объяснить строение хребта с помощью кросс-спектрального анализа $\Delta g_{с.в}$ вдоль большого количества профилей, пересекающих его в разных частях [145]. В результате исследований был сделан вывод о том, что компенсация хребта в поле силы тяжести происходит при увеличении мощности коры от 15 до 25 км по сравнению с нормальной толщиной коры в глубоководных котловинах (6—7 км). Однако этот вывод полностью противоречит сейсмическим наблюдениям, согласно которым общая мощность коры вдоль всего хребта выдержана и равна примерно 12 км [36].

Наиболее полно обоснована точка зрения на генезис хребта, предложенная на основе петрографических, стратиграфических и геофизических данных [36]. Она заключается в том, что Восточно-Индийский хребет уже в позднем мелу представлял собой линейное поднятие океанического фундамента, заложившееся вдоль гигантского разлома (типа трансформного) меридионального простирания. В маастрихте в северной части хребта произошло погружение и прекратились излияния лав. В дальнейшем Восточно-Индийский хребет испытал общее погружение. Активизация тектонической деятельности в южной половине хребта в конце позднего мела — начале эоцена привела к излиянию новой порции базальтов в обстановке значительного подъема структуры.

Превышение хребта над дном котловины создано увеличением мощности слоя от 2 до 5 км [6]. Этот слой характеризуется типичными для него скоростями прохождения сейсмических волн, но в нем выделены два горизонта — один со скоростью 4, второй — 5 км/с. В слое 3 в сводовой части скорость волн равна 6,8—7 км/с, причем к его склонам она несколько увеличивается. Вдоль гребня хребта на границе Мохоровичича зафиксированы аномально низкие скорости (7,9 км/с). Мощность осадочного покрова хребта не превышает 1 км. На отдельных участках она вообще уменьшается до первых сотен метров. Анализ сводного сейсмического разреза показывает, что до глубины 7,5 км существенно изменяется внутренняя структура только слоя 2, причем его мощность изменяется в зависимости от превышения хребта над дном котловины. Расчлененность рельефа хребта уменьшается с юга на север, где рельеф спокойный, и хребет выделяется не так заметно.

Модель земной коры хребта, которая необходима для расчета гр в тационного эффекта коры, составлена по данным сейсмических наблюдений. Значения скорости продольных волн пересчитаны в величины плотности пород по соотношению, полученному в [143]. Поля Δg_p образуют региональные аномалии, пространственно совпадающие с хребтом (см. рис. 14). Их амплитуда закономерно увеличивается с севера на юг от 40 до 150 мГал. Для согласования наблюденного и модельного полей можно или увеличить мощность коры под хребтом (например, до 18,5 км вдоль профиля VII, до 27,5 км вдоль профиля IX, до 30 км вдоль профиля Г) или предположить существование области разуплотнения под ним. Поскольку утолщение коры больше 12 км противоречит результатам ГСЗ, расчеты $\Delta g_м$ проведены исходя из второй возможности. Однако в настоящей работе использован новый механизм изостатической компен-

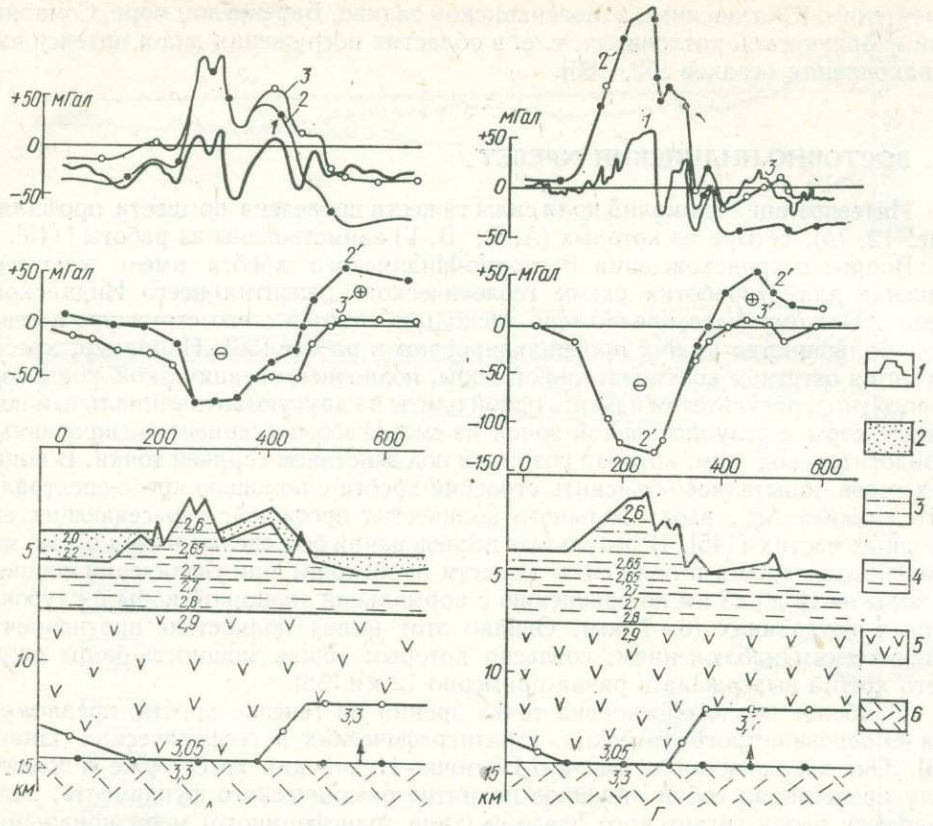


Рис. 14. Гравитационная модель коры Восточно-Индийского хребта. Плотностные разрезы даны по профилям *А* и *Г*. Кривые силы тяжести (цифры на рисунке):

1 — наблюденная; *2* — модельная от плотностной схемы коры; *3* — модельная от плотностной схемы коры с учетом мощности коры восточного борта хребта, *2'* и *3'* — разностные. *1* — рельеф дна; *2* — осадки; *3* — вулканогенно-осадочный слой; *4* — океанический слой *2*; *5* — океанический слой *3*; *6* — верхняя мантия

сации, так как уменьшение плотности низов коры из-за воздействия горячей точки не согласуется с имеющейся информацией.

В основу подхода положен тот факт, что, по данным ГСЗ, превышение хребта над дном котловины создано в основном приращением океанического слоя 2. Транспортировка такого огромного количества базальтовой магмы, какое излилось в процессе образования Восточно-Индийского хребта, не могла не повлиять на структуру литосферы. Действительно, расплав сначала мигрирует через пластическую оболочку очага, расположенного, как правило, в астеносфере, а затем по трещинам в литосфере, сложенной в целом тугоплавкими породами (дунитами, лерцолитами), распространяется к поверхности [55], причем магма из мантийных источников транспортируется на поверхность вдоль трещин в литосфере, а не мигрирует через поры вмещающих пород [170]. После прекращения магматической деятельности подводящие трещины в литосфере залечиваются базальтом. По данным изучения базальтовых покровов бассейна р. Парана на юге Бразилии и о-ва Гренландии, объем подводящих трещин в литосфере составляет 5—10 % общего объема пород [115, 117]. Поскольку плотность базальта примерно 3 г/см^3, а плотность литосферного вещества принимается обычно 3,3 г/см^3, материал литосферы должен уменьшить свою валовую плотность. Элементарный расчет показывает, что, если в трещинах литосферы находится 10 % базальтового вещества от общего объема пород, плотность литосферы уменьшится на 0,03 г/см^3.

Гравитационный эффект разуплотнения литосферы на 0,03 г/см^3 при ее мощности около 60 км (значение за вычетом коры характерно для южной оконечности хребта) равен 130 мГал, т. е. по величине близок к вычисленному для профилей В и Г. Уменьшение плотности литосферы под асейсмичными хреб-

тами согласуется с тенденцией уменьшения скорости сейсмических волн на кровле верхней мантии под всеми без исключения асейсмичными хребтами, где удалось зафиксировать положение границы Мохоровичича (см., например, [36, 145] и результатами изучения дисперсии поверхностных волн Релея в литосфере Восточно-Индийского и Западно-Австралийского хребтов [169]).

Закономерное уменьшение амплитуды разностных кривых с юга на север легко объяснить эволюцией магматизма Восточно-Индийского хребта [36]. В маастрихте в северной части хребта магматическая деятельность прекратилась, а сама структура испытала погружение. Например, перепад высот между северной и южной оконечностями в настоящее время составляет около 1,8 км. На севере магматическая деятельность больше не возобновлялась, тогда как в южной части в конце позднего мела — начале неогена произошло мощное излияние базальтов, что существенно увеличило их общий объем. Эти два фактора (опускание северной части хребта и увеличение базальтов на юге) привели к тому, что гравитационный эффект разуплотнения на юге хребта значительно больше, чем на севере.

Таким образом, анализ плотностных моделей позволил из всего разнообразия гипотез о происхождении Восточно-Индийского хребта обоснованно отдать предпочтение точке зрения Р. Л. Кашинцева, Г. Б. Рудника и С. Ф. Соболева [36], согласно которой его образование связано с боковым движением на границе двух плит и трещинным излиянием базальтовых лав по крупным линейным нарушениям.

ЗОНДСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА

Построенные до сих пор плотностные разрезы Зондской островной дуги характеризуют только структуру земной коры [36, 155, 166]. Поскольку природу аномалий $\Delta g_{с.в}$ под островными дугами в настоящее время объясняют в рамках концепции новой глобальной тектоники особенностями распределения плотности в верхней мантии, вдоль профиля *VII—VII'* составлена исходная модель, которая имитирует океаническую литосферную плиту, погружающуюся под Зондский желоб (рис. 15). Модель сконструирована с учетом всей геолого-геофизической информации. По сейсмическим наблюдениям мощность коры под дугой и желобом составляет 23—27 км [36, 155]. В междуговом бассейне развит трехкилометровый слой низкоскоростных осадков. В Зондском желобе океаническая плита уходит на 50 км под внешнюю часть островного склона. Во внутренних морях (Андаманском и Банга) развита кора переходного типа. Глубина погружения плиты, установленная по максимальной глубине сейсмофокальной зоны, равна примерно 200 км [127]. Возраст литосферы Индийского океана, которому соответствует ее мощность около 60 км [38], в районе профиля VII составляет 55—60 млн. лет [136].

Зондский желоб характеризуется положительной разностной аномалией (90 мГал), а окраинное море выражено в остаточном поле отрицательными величинами, достигающими 110 мГал (см. рис. 15, кривая 3). Подобная форма кривых $\Delta g_р$ островодужных систем, когда над желобом наблюдается региональный максимум, а над окраинным морем — региональный минимум, установлена ранее [3]. Большинство авторов приписывают положительную аномалию $\Delta g_р$ влиянию опускающегося в мантию края плиты, тогда как отрицательную аномалию $\Delta g_р$ связывают с наличием аномально горячей мантии на сравнительно небольших глубинах под окраинными морями. Однако среднее значение избыточной плотности погружающейся части плиты существенно изменяется. Поскольку величина этого параметра может помочь решить вопрос о причине движения плит в зоне субдукции, ее необходимо определять для каждого конкретного случая.

Гравитационный эффект литосферы за вычетом коры в зоне поддвига можно представить как сумму двух составляющих: обусловленную горизонтально залегающей подкоровой частью плиты (остаточный, региональный фон) и связанную с погружающимся после изгиба ее краем (мантийная аномалия). При мощности плиты от границы Мохоровичича до астеносферы 50 км с избыточной

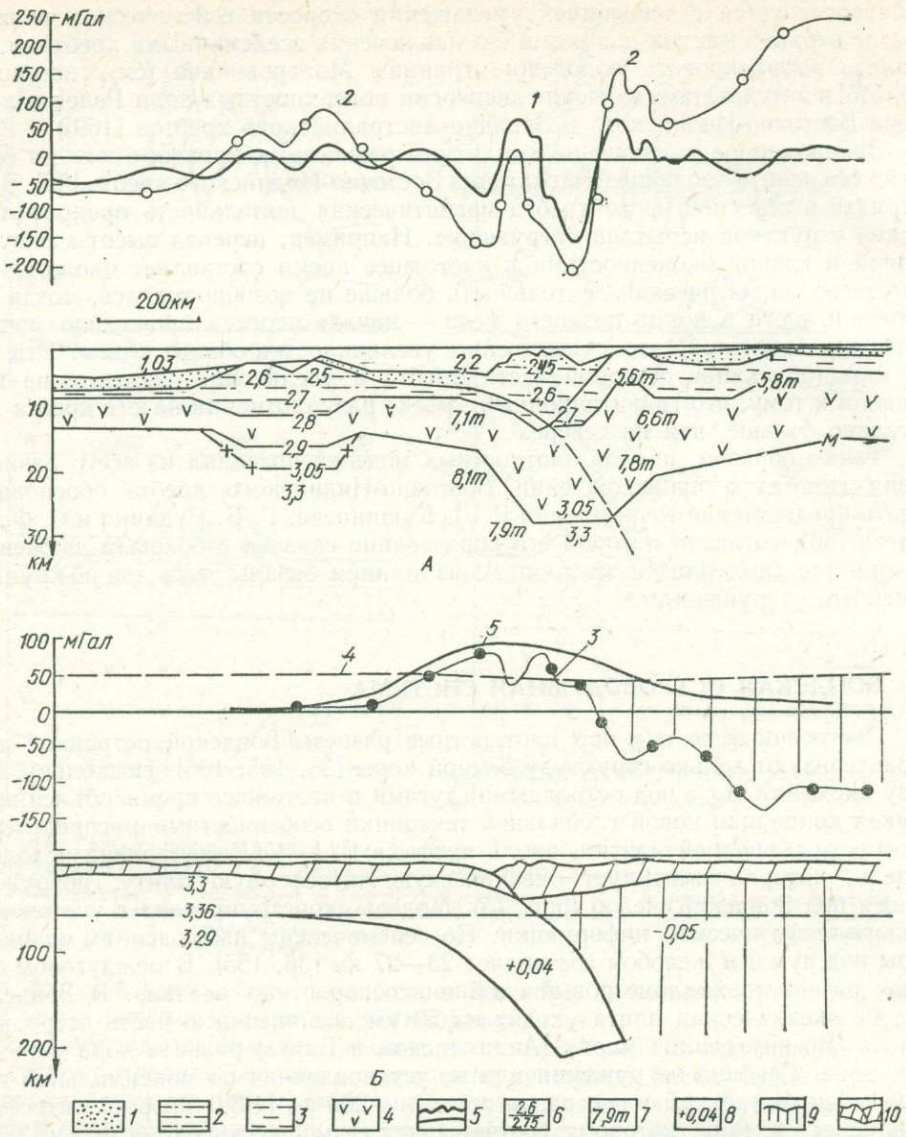


Рис. 15. Гравитационная модель литосферы Зондской островодужной системы по профилю *VII—VII'*:

А — плотностной разрез коры и ее гравитационный эффект; *Б* — плотностной разрез литосферы и ее гравитационный эффект.
Кривые силы тяжести (цифры на рисунке): *1* — наблюденная; *2* — гравитационный эффект коры; *3* — разностная; *4* — гравитационный эффект горизонтальной литосферы; *5* — гравитационный эффект погружающейся части литосферы.
1 — осадочные породы; *2* — осадочно-вулканогенные породы; *3* — океанический слой *2*; *4* — океанический слой *3*; *5* — рельеф дна и границы в коре; *6* — значения плотностей в коре, г/см³; *7* — значения скоростей сейсмических волн в коре, км/с; *8* — значение эффективных плотностей в литосфере, г/см³; *9* — область разуплотнения верхней мантии; *10* — океаническая кора

плотностью +0,03 г/см³ гравитационное влияние (см. рис. 15, кривая *4*) первой компоненты над островной дугой равно 35 мГал, а второй — 40 мГал.

Суммарный эффект этих компонент над желобом, составляя 75 мГал (см. рис. 15, кривая *3*), меньше Δg_n на 15 мГал. Увеличение избыточной плотности плиты с сохранением ее геометрических параметров позволяет хорошо подобрать положительную разностную аномалию: суммарный эффект обеих частей плит равен примерно 100 мГал (рис. 15, кривая *5*). Полученное значение плотности (+0,04 г/см³) полностью согласуется с оценкой, согласно которой средняя разность плотностей погружающейся плиты и астеносферы не может превышать 0,05 г/см³ [171].

В задуговой области гравитационный эффект плиты увеличивает отрицательную аномалию остаточного поля до 200 мГал (см. рис. 15, кривая 3). Отсутствие сейсмологической информации для окраинных морей Зондской островодужной системы не позволяет однозначно подсчитать эффективную плотность аномальной мантии под ними. Если допустить, что разуплотнением захвачена вся литосфера, величина недостаточной плотности будет — 0,05 ÷ 0,1 г/см³

Глава 3

ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ

Формирование вещественного состава донных осадков контролируется параметрами, основными из которых следует считать структурно-морфологическую позицию участка осадконакопления, его положение относительно континента, климатических зон, источников питания осадочным веществом различного генезиса, господствующих течений, глубину океана.

Влияние перечисленных характеристик на седиментационные процессы в Индийском океане рассматривалось неоднократно [52, 58, 73, 75 и др.], что позволяет уже на первом этапе исследований выделить по крупным морфоструктурным элементам седиментационные зоны, в которых процессы осадкообразования реализуются характерным вещественным составом донных отложений.

Выделяются следующие седиментационные зоны:

I. Сомалийская котловина. Колонки подняты в 1) северном участке субгоризонтальной равнины, расположенной между Аравийско-Индийским хребтом и хребтом Чейн, маркирующим юго-восточную часть трансформного разлома Оуэн (ст. 2163); 2) наклонной абиссальной равнине, примыкающей к подножью континентального склона Африки, в которую выходят ложбины мутьевых потоков (ст. 2164 и 2166); 3) субгоризонтальной холмистой равнине с подводными горами — гора Экватор (ст. 2168/2, 2170 и 2195).

I. Аравийско-Индийский хребет. 1) Северное пересечение в зоне разлома Оуэн (ст. 2159—2162 и 2195); 2) пересечение вкрест простирания хребта, проходящее южнее горы Вернадского: юго-западный фланг хребта (ст. 2171/2 и 2176/1) и северо-восточный (ст. 2175/1) вблизи горы Вернадского; 3) вершина подводной горы на восточном фланге хребта вблизи трансформного разлома Вернадский (ст. 2177/2).

III. Конус выноса рек Ганг и Брахмапутра (Бенгальский залив). Вершина (ст. 2179), средняя часть (ст. 2185) и периферическая часть конуса к югу от о-ва Шри Ланка (ст. 2178).

IV. Восточно-Индийский хребет (ст. 2184).

V. Центральная котловина. Зона пелагического кремненакопления (ст. 2188, 2189/2 и 2190/3).

В некоторых случаях станции располагаются на стыках двух зон. Так, осадки, поднятые на ст. 2171/2 и 2176/1, характеризуют процессы осадкообразования, протекавшие на фланге Аравийско-Индийского хребта и в Сомалийской котловине; ст. 2178 — в периферической части конуса выноса Ганга и в северной части Центральной котловины и некоторые другие.

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Донные отложения представлены по существу всеми литологическими типами.

Сомалийская котловина. Ее морфологическая структура в большой мере контролирует зональность донных отложений. Котловина представляет собой равнину, неоднородную по рельефу в ее различных частях: наклонную — вблизи материкового склона Африки, субгоризонтальную — в центральной части и холмистую — вблизи срединно-океанического хребта [58].

Материковый склон Африки в Сомалийской котловине образует уступ, относительная высота которого увеличивается в северо-восточном направле-

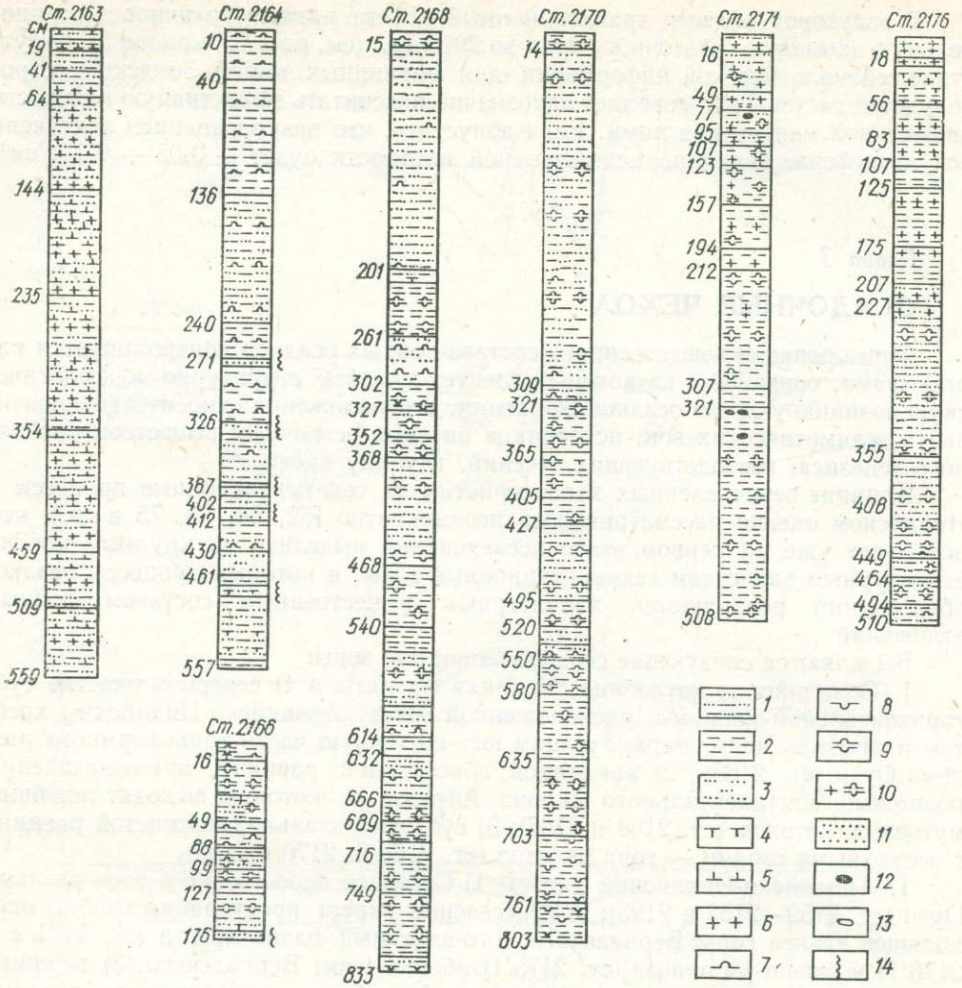


Рис. 16. Колонки донных осадков Сомалийской котловины.

Илы: *1* — алеврито-пелитовые; *2* — пелитовые; *3* — алевритовые; *4* — фораминиферовые; *5* — нанопланктонные; *6* — нанофораминиферовые; *7* — радиоляриевые; *8* — диатомовые; *9* — радиоляриево-диатомовые; *10* — радиоляриево-диатомовые с фораминиферами; *11* — пески; *12* — конкреции; *13* — прослои и включения аргиллитов; *14* — турбидиты

нии от 1000—2500 до 4000 м. Уступ расчленен подводными долинами и каньонами тектонического и эрозионно-тектонического происхождения, по которым перемещаются суспензионные потоки. С юга котловину ограничивают вулканические и складчато-глыбовые хребты и массивы, а также сводовое поднятие Мединглей.

Субгоризонтальная равнина сложена красными эвпелагическими глинами, пелитовыми илами с ничтожной примесью терригенного материала. Пелитовая фракция составляет до 99 %. В верхнем слое осадка находятся аутигенные образования, представленные железо-марганцевыми конкрециями.

В пределах наклонной равнины развиты (рис. 16) миопелагические пелитовые биогенные, преимущественно радиоляриевые, диатомово-радиоляриевые илы с небольшой примесью фораминифер (5—15 %). Гранулометрический состав этих отложений (табл. 3, ст. 2164, 2166) свидетельствует о резком преобладании пелитовой фракции по всему разрезу. Ее содержание составляет 98—99 %. Часто толща илов прерывается турбидитами, в которых закономерно (снизу вверх) изменяется их состав от мелкозернистых песков до алевритов и алеврито-пелитовых илов. Наибольшее количество турбидитов обнаружено на ст. 2164 в горизонтах 271—275 см, 326—335, 371—377, 402—412, 438—461 и 465—472 см. Пески в них существенно терригенные, хотя встречаются и прослои фораминиферового. Распределение материала по гранулометрическому

Таблица 3. **Гранулометрический состав донных осадков Сомалийской котловины, %**

Горизонт, см	Размер фракций, мм					
	>1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	0,01
			Ст. 2163			
20—25	0,20	0,18	0,45	0,25	0,60	98,26
75—80	0,40	0,13	0,26	0,18	0,40	98,63
220—224	0,50	0,08	0,20	0,18	0,30	98,74
302—307	—	0,10	0,25	0,17	0,48	99,00
			Ст. 2164			
0—5	0,90	0,02	0,04	0,02	0,11	98,91
5—10	—	0,02	0,02	0,03	0,15	99,88
10—15	—	0,04	0,10	0,09	0,22	99,55
15—20	—	0,04	0,17	0,15	0,26	99,38
45—51	—	0,05	0,23	0,20	0,20	99,16
143—149	—	0,10	0,40	0,21	0,35	98,94
244—249	—	0,08	0,03	0,06	0,20	99,63
371—377	1,00	1,90	6,76	54,10	28,70	8,53
394—400	—	0,03	0,05	0,06	0,08	99,78
459—461	0,80	2,60	13,75	69,10	11,46	2,29
530—536	—	0,03	0,20	0,01	0,30	99,46
			Ст. 2166			
0—3	—	0,02	0,02	0,02	0,08	99,86
13—15	—	0,25	0,01	0,01	0,03	99,70
41—44	—	0,02	0,16	0,15	0,35	99,32
80—83	—	0,05	0,02	0,02	0,04	99,87
123—126	—	0,05	0,16	0,10	0,18	99,48
137—140	—	0,05	0,06	0,10	0,24	99,55
165—168	—	0,06	0,11	0,12	0,32	99,39
176—179	2,81	12,33	24,70	41,52	17,20	1,44
			Ст. 2168/2			
0—3	—	0,01	0,03	0,04	0,19	99,73
90—95	—	0,01	0,01	0,01	0,01	99,95
201—202	—	0,01	0,06	0,09	0,18	99,66
285—288	—	0,01	0,01	0,01	0,02	99,95
224—227	—	0,08	0,40	0,31	0,34	98,87
290—295	0,80	0,74	0,69	0,89	61,45	35,40
370—373	—	0,01	0,01	0,04	0,18	99,76
479—482	—	0,01	0,01	0,01	0,01	99,96
520—523	—	0,01	0,01	0,01	0,01	99,96
733—736	—	0,01	0,01	0,01	0,02	99,95
825—828	—	0,01	0,01	0,01	0,01	99,87
			Ст. 2170			
50 см	—	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	99,99
317—320	—	0,20	0,20	0,28	0,48	99,02
387—390	—	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	99,99
516—520	—	»	0,04	0,05	0,25	99,66
620—623	—	0,01	0,10	0,15	0,41	99,27
694—698	—	—	Сл.	Сл.	Сл.	99,99
750—754	—	Сл.	»	»	»	99,99
795—798	—	0,02	0,10	0,04	0,10	99,74

составу свидетельствует о весьма незначительных скоростях мутьевых потоков, что также подтверждается небольшими мощностями турбидитов. Гранулометрическая характеристика песков (см. табл. 3, ст. 2164, 2166), залегающих в их основании, различается. Заметно увеличение крупности материала в более мощных турбидитах и ближе к материковому склону. Преобладающая фракция 0,25—0,1 мм составляет более 50 %. Обычно илы слабокарбонатны, и лишь в прослоях, где встречены фораминиферы, карбонатность резко возрастает (до 50—60 %). Большая часть карбонатов входит в состав микарбового пелита. Окраска илов обычно зеленовато-серого, светло-оливково-серого, серовато-оливково-зеленого цвета, в прослоях и по ходам илоедов темно-пурпурная до

черного. Верхняя часть толщи (до гл. 30—45 см) имеет темно-желтовато-коричневый цвет.

Ближе к материковому склону развиты пелитовые, алеврито-пелитовые, преимущественно нанофораминиферовые карбонатные илы (ст. 2164), вверху (0—15—20 см) темно-желтовато-коричневого, ниже серовато-оливкового и зеленовато-серого цвета. Илы средней плотности, вязкие. Часто встречаемые в разрезе прослои турбидитов представлены в основном мелкозернистыми песками, более чем на 75 % терригенными. Среди биогенной части много игл ежей, спикул губок, мелких гастропод и крупных фораминифер, обитающих на шельфе.

В северо-восточной части котловины, примыкающей к хребту Чейн, распространены алеврито-пелитовые, нанофораминиферовые, фораминиферо-нанопланктонные, карбонатные илы оливково-серого цвета.

Восточная часть котловины характеризуется холмистым рельефом. Она сложена миопелагическими пелитовыми, ближе к срединно-океаническому хребту алеврито-пелитовыми, биогенными, кремнистыми, радиоляриевыми, диатомово-радиоляриевыми илами (см. рис. 16, ст. 2168/2, 2170, 2171/2, 2176/1). Пелитовые илы состоят, как и в остальной части Сомалийской котловины, на 98—99 % из пелитовой фракции (см. табл. 3). Более крупный терригенный материал составляет сотые доли процента. Ил до 15—25 см имеет желтовато-коричневый цвет, глубже модификации серовато-оливкового и зеленовато-серого цвета, характерны прослои пятнистой текстуры. Часты прослои более грубого, алевритового материала — карбонатного, состоящего в значительной степени из остатков фораминифер и нанофоссилий. У подножия подводной горы Экватор (ст. 2168/2) встречены большой мощности (до 2 м) карбонатные, фораминиферо-нанопланктонные полужидкие илы, формирование которых ниже уровня компенсации нормально-осадочным путем исключается. Надо полагать, что они смещены по склону с меньших глубин. В восьмиметровой толще осадков на ст. 2168/2 отмечается несколько прослоев крупноалевритового карбонатного ила. Еще большая мощность (309 см) карбонатных полужидких илов на ст. 2170. Все это свидетельствует о неоднократном смещении больших масс донных осадков по склонам широко распространенных здесь возвышенностей, поднимающихся выше уровня компенсации.

У подножья срединно-океанического хребта верхняя часть плейстоцен-голоценовой толщи представлена уже пелитовыми, алеврито-пелитовыми, карбонатными, нанофораминиферовыми илами, а с глубины примерно 200—210 см илы становятся слабокарбонатными, диатомово-радиоляриевыми (см. рис. 16) с ничтожной примесью остатков фораминифер. Изменяется и общий вид осадка. Если до глубины 194 см на ст. 2171/2 и 207 см на ст. 2176/1 илы (в основном пелитовые) плотные палево- и серовато-оранжевого, розово-серого цвета, глубже они преимущественно оливково- и зеленовато-серого цвета. Правда, и здесь есть прослои палево- и желтовато-коричневого цвета, образующие как бы переходную зону. Такие резкие изменения в разрезе, несомненно, связаны с поднятием срединно-океанического хребта, а следовательно, осадконакоплением выше уровня компенсации. Второй важной особенностью разреза донных отложений подножья Аравийско-Индийского хребта является наличие нескольких уровней нахождения железо-марганцевых конкреций. На ст. 2171/2 (гл. 4250 м) конкреции обнаружены на горизонтах 77—83, 321—329 и 341—346 см. Диаметр конкреций 3—7 см.

Гранулометрический состав пелитовых илов этого района (см. табл. 3) типичен для таких осадков. Их основную часть составляет пелитовая фракция (98—99 %). Прослои алевритовых илов редки и состоят преимущественно из тонкоалевритовой фракции (более 50 %).

Аравийско-Индийский хребет. Осадки на хребте развиты в ложбинах и ущельях, а также на пологих склонах и плоских вершинах подводных гор. При этом отложения ложбин и возвышенностей существенно различаются. На восточных склонах хребта, в зоне разлома Оуэн, выполнены три станции. Гранулометрический состав закономерно изменяется от песков на глубине 2850 м (ст. 2160) до алеврито-пелитовых илов на глубине 3450 (ст. 2159) и пелитовых илов на глубине 4300 м (ст. 2161). В основном это биоген-

ные осадки — фораминиферовые, фораминиферо-нанопланктонные илы. Встречены также смешанные осадки — биогенные илы совместно с рифтогенным материалом (ст. 2159). Последние представлены дресвой и щебнем кристаллических пород.

Наиболее высокой точкой Аравийско-Индийского хребта, с которой нами подняты донные осадки, является глубина 1520 м (ст. 2177/2). Это плотные фораминиферовые пески, состоящие на 70—95 % из фораминифер, которые переслаиваются с песчано-алевритовыми илами, состоящими на 70 % из фораминифер. Аналогичные пески были подняты и на ст. 2162 (гл. 1615 м), что указывает на их развитие в карманах, на склонах и плоских вершинах наиболее высокой части Аравийско-Индийского хребта.

К подножью хребтов мощность донных осадков значительно увеличивается, а в их составе основная роль принадлежит пелитовой фракции. По гранулометрическому составу — это алеврито-пелитовые и пелитовые илы. На фланге хребта со стороны Аравийской котловины (ст. 2175/1, гл. 3980 м) в алеврито-пелитовых фораминиферо-нанопланктонных, нанопланктонных (с небольшим содержанием радиолярий) илах встречены железо-марганцевые конкреции на следующих уровнях (в см): 0—2, 7—8, 23—29, 51—55, 331—335, 397—398 и 446—451. Текстуры облекания в осадках выражены как над конкрециями, так и под ними, что может рассматриваться в качестве доказательства их роста в погребенном состоянии. Весьма сходно строение донных осадков и у подножья хребта со стороны Сомалийской котловины (ст. 2176/1).

Терригенный материал крупноалевритовой фракции составляет менее сотой доли процента. В основном он представлен биотитом, слагающим 70—95 % общего веса анализируемой фракции. В единичных зернах, но повсеместно по разрезу встречены кислое стекло, эпидот и роговая обманка.

Бенгальский залив. Он включает шельф, материковый склон и наклонную равнину, переходящую на юге в субгоризонтальную равнину Центральной котловины. Благодаря огромным массам выносимого р. Ганг материала перед его дельтой сформировалась обширная материковая отмель, ширина которой достигает 260 км. Материковый склон представлен невысоким уступом, прорезанным долинами и каньонами рек, среди которых по своим размерам выделяется каньон Ганга. Вогнутый профиль материкового склона плавно переходит в аккумулятивный шлейф с крутизной от первых десятков до 2′ у Центральной котловины.

Гемипелагические осадки северной части Бенгальского залива существенно различны в западной и восточной частях. Общей их особенностью является высокое содержание терригенного материала. В западной части количество алевритовой фракции составляет 40—60, пелитовая фракция — 80—90 %. Илы этой части залива бескарбонатны на больших площадях и лишены фораминифер. Они представлены терригенными алеврито-пелитовыми, пелитовыми илами с широким развитием турбидитов (рис. 17). Встречены прослои, обогащенные фораминиферами и нанопланктоном. Южнее о-ва Шри-Ланка развиты миопелагические тонкопелитовые терригенные, биогенно-терригенные илы с турбидитами. Последние сложены преимущественно терригенным песком и алевритом. Размер преобладающей части терригенных минералов изменяется от 0,015—0,03 до 0,009—0,005 мм. Илы оливково-, темно- и темно-зеленовато-серого цветов. Содержание пелитовой фракции закономерно возрастает с севера на юг Бенгальского залива от 40—50 до 90—95 %. По всей толще осадков рассеяны растительные остатки (до 3 %). Встречены дендритовидные сульфидные стяжения, наблюдаются многочисленные темные пятна и прослои темно-серого цвета за счет обогащения осадка гидротроилитом.

Восточная часть Бенгальского залива сложена гемипелагическими алеврито-пелитовыми, пелитовыми и терригенно-биогенными илами. Биогенная часть представлена нанопланктоном и фораминиферами. Важной особенностью этих илов является наличие многочисленных прослоев очень плотного осадка с включением плиток аргиллита (прослои тефры), что наиболее выражено на ст. 2185. В осадках этой части залива роль терригенной составляющей меньше, что следует рассматривать как показатель смещения выносимого Гангом материала к западу. Цвет илов изменяется от оливково- до темно-зеленовато-серого

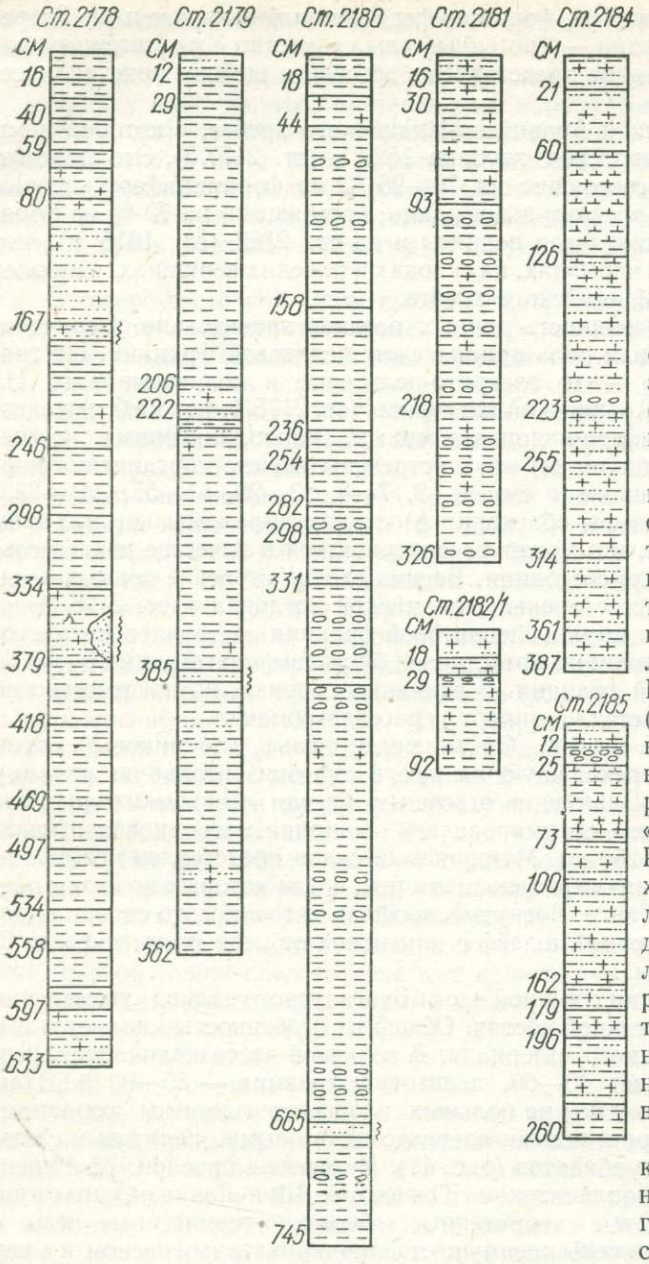


Рис. 17. Колонки донных осадков по ст. 2178, 2179, 2181, 2184, 2182/1, 2185. Условные обозначения те же, что и на рис. 16

с прослоями темно-серого. Содержание фораминифер составляет 5—40 %. Как и в западной части, илы содержат растительные остатки (1—3 %). Если в западной части залива влияние Ганга прослеживается на юг далеко за экватор (примерно до 10° ю. ш.), то в восточной на 6—7° с. ш. оно уже почти незаметно. Постоянно встречаются железо-марганцевые стяжения (до 0,04 мм), количество которых достигает 5 %.

Центральная котловина. Донные осадки были подняты на трех станциях. На ст. 2188 встречены эвпелагические темно-коричневые полигенные глины, перекрытые железо-марганцевой коркой. Ближе к центру котловины (ст. 2189/1) темно-коричневые диатомово-радиоляриевые илы с повышенной пористостью и своеобразной «творожистой» структурой. Раковины радиолярий сложены высоководным опалом. Основная масса породы представляет собой опаловые частицы пелитового размера, бесцветные и изотропные, меньшая — глинистые минералы. Карбонатных минералов и раковин не обнаружено.

К западной границе котловины, ближе к срединно-океаническому хребту, глубины ложа океана постепенно уменьшаются. На глубине 4600 м (ст. 2190/3) залегают пелитовые диатомово-радиоляриевые бескарбонатные илы, которые к основанию разреза переслаиваются с илами, обогащенными фораминиферами. В последних карбонатность осадка составляет 40—50 %. Встречены округлые железо-марганцевые стяжения.

МИНЕРАЛОГИЯ

Терригенные минералы изучались в крупноалевритовой фракции, которая была получена мокрым просеиванием через сито 0,056 мм предварительно обработанных в HCl проб. Содержание минералов рассчитывалось на сухую породу; в каждой пробе определялось 100—200 зерен.

Сомалийская котловина. На ст. 2164 подняты илы, карбонатность которых изменяется от 34 до 81, в среднем 60 %. Пелитовая фракция слагает свыше 98 % породы. Среди илов залегают несколько прослойков турбидита мощностью до 8 мм. Карбонатность большей частью не зависит от гранулометрического состава осадков, однако в некоторых прослойках турбидита она повышается в направлении их подошвы, т. е. одновременно с увеличением размерности (горизонты 263—275, 360—377, 389—412 см). Большая часть карбонатного материала, особенно пелитовых илов, сложена микрабом.

Содержание терригенных минералов крупноалевритовой фракции 0,003—6,15 (среднее 1,285 %); в пелитовых микрабовых илах — 0,003—0,414 (среднее 0,118 %), в турбидитах — 0,0134 — 6,15 % (среднее 2,258 %).

В турбидитовых ритмах наблюдается четкое уменьшение содержания терригенных минералов от начала к концу ритма на два-три порядка.

Размер зерен минералов 0,07—0,12 мм (среднее — 0,1 мм). Отдельные зерна достигают 0,2 мм. Чешуйки слюд обычно в два раза крупнее зерен других терригенных минералов — 0,15—0,22 мм. В пелитовых илах и турбидитах размер зерен минералов терригенной части одинаков.

Окатанность зерен низкая. В пелитовых илах степень окатанности зерен различна — от остроугольных до почти округлых, однако преобладают остроугольные. Обычно лучше окатаны полевые шпаты. Зерна кварца лишь иногда имеют округлую форму. В турбидитах окатанность зерен значительно хуже.

Главную группу среди терригенных минералов составляют полевые шпаты и кварц, в сумме слагающие 65—95 % терригенной фракции. Вопреки сложившемуся мнению о существенно кварцевом составе терригенной части морских осадков, количество кварца сравнительно невысоко — обычно менее $^1/_3$ суммы главных минералов. Крайне редко содержание кварца достигает 60 % суммы. В пелитовых илах кварца несколько меньше, в турбидитах больше. Кварц прозрачный, с небольшим количеством включений, характерный для глубинных пород.

Среди полевых шпатов обычно преобладает плагиоклаз; его содержание составляет 12—46 % фракции или 0,01 — 2 % всей пробы. Состав плагиоклаза чаще кислый — ниже № 30, редко его основность достигает № 40 и даже № 60. Обычно плагиоклаз насыщен вторичными продуктами, причем более разрушены кислые плагиоклазы. Калишпат представлен высокоупорядоченным микроклином, четко решетчатым. Его содержание 15—30 % объема фракции или 0,009—0,22 % массы пробы.

Среди слюд преобладает биотит — бурый, зеленовато-бурый, зеленый, свежий и хлоритизированный. Наблюдается тенденция к увеличению относительного содержания слюд в турбидитах.

Почти в каждой пробе в виде угловатых зерен в количестве 1—5 % фракции (0,001—0,18 %) всей пробы встречается зеленая или буровато-зеленая, т. е. среднетемпературная роговая обманка с $n_g = 1{,}664$. Голубовато-зеленая, более низкотемпературная роговая обманка отмечается реже.

Из прочих минералов, наблюдающихся в виде единичных зерен, установлены графит, эпидот, глауконит и гранат. Гранат под бинокуляром очень бледный, розоватый, пироп-альмандинового состава с высоким содержанием пиропа, характерный для высокотемпературных глубинных пород. В турбидитах отмечены единичные зерна изотропизированного циркона.

Для пелитовых илов верхней части разреза типично вулканическое стекло, причем его содержание может достигать 33 % объема терригенной части. Преобладает светлое изотропное, иногда пузыристое стекло (кислое) в виде остроугольных обломков с $n = 1{,}490$—$1{,}505$. В горизонте 52—56 см обнаружено изотропное стекло в крупных (до 0,2 мм) толстотаблитчатых обломках. Судя по очень низкому показателю преломления ($n = 1{,}420$), оно представлено высоководным опалом.

Между пелитовой и турбидитовой частями разреза отмечаются существенные различия. Турбидитовые слои, кроме повышенного количества терригенных минералов, содержат неокатанные зерна, среди которых отсутствуют минералы эдафогенных пород и вулканическое стекло. Количественные отноше-

ния слюд, полевых шпатов и кварца в турбидитах наиболее близки к таковым в гранитах. Континентальный материал в турбидитах единственный, тогда как в пелитовых илах к нему добавляется вулканогенный. Основным источником первого являются, вероятно, гранитоиды и метаморфические породы Африки. Кислое стекло, возможно, транспортировалось полями плывущей пемзы.

Толща осадков ст. 2166 также содержит турбидитовые ритмы, но в отличие от предыдущей здесь преимущественно глинистые илы с небольшой примесью карбонатного микарба и раковин фораминифер.

Содержание крупноалевритовой фракции от 0,025 до 0,97 (в среднем 0,28 %) — на порядок ниже, чем в отложениях на ст. 2164. В горизонте 127—169 см явно уменьшается содержание терригенных минералов от подошвы (0,97 %) к середине (0,20) и далее — к верхней части ритма (0,15 %), а также размер их зерен — от 0,1 до 0,08, (слюды — от 0,3 до 0,15) мм. Отдельные угловатые обломки калишпата достигают 0,25, а слюды — 0,5 мм. Окатанность различна, но преобладают угловатые зерна. В средней и верхней частях ритмов много растительных остатков.

По сравнению с разрезом ст. 2164 здесь несколько возрастает содержание слюд (до 65 %), главным образом за счет мусковита. Из прочих минералов часто появляются роговая обманка, актинолит, эпидот и графит. В интервале 16 см встречен турмалин двух разновидностей: коричневый и черный шерл и полихромный рубеллит, один конец которого розовый, а другой — слабо зеленоватый. Особенность разреза ст. 2166 — отсутствие вулканического стекла и обилие растительных остатков. Континентальный материал, по-видимому, выносился по подводным каньонам рек Галан и Тан.

Аравийско-Индийский хребет. Здесь на ст. 2176/1 подняты алеврито-пелитовые илы. Их карбонатность в верхней части разреза 5—10, внизу до 40—50 %. Содержание крупноалевритовой и песчанистой фракций ничтожно — от менее 0,01 до 0,02 %, среднее — менее 0,01 % массы пробы. Зерна минералов угловатые и полуокатанные. Обращает внимание большое содержание слюд, особенно биотита. Встречены единичные обломки прозрачного кислого стекла, зерна эпидота и зеленой роговой обманки.

Интересно, что при низком содержании терригенных минералов размеры их зерен сравнительно велики. В верхней части разреза размер зерен достигает 0,2, слюд — до 0,25 мм. В нижней части разреза (горизонт 362—488 см), где в пробах обнаружено буквально несколько зерен, терригенные минералы представлены зернами кварца и плагиоклаза размером 0,35—0,8 мм.

Характерная ассоциация (кварц, полевой шпат, биотит) свидетельствует о континентальном источнике, а крупный размер зерен и плохая окатанность — о короткой транспортировке. При этом никаких признаков минералов основных пород, слагающих подводный хребет, кроме хлоритизированного биотита, в пробах не обнаружено.

Центральная котловина. Терригенная составляющая осадков этого района формировалась сносом с двух принципиально различных провинций. Одна из них — Индостанский п-ов, материал которого слагает огромный конус выноса р. Ганг, простирающийся далеко южнее экватора. Такого же характера вещество поступало с о-ва Шри Ланка. Продукты разрушения докембрийских кристаллических пород поставляются в северную часть котловины. Вторая провинция — Зондский архипелаг с его мощными излияниями кислых и средних лав. Влияние второго источника распространяется на всю южную часть Центральной котловины.

В северной части Центральной котловины (ст. 2178) в турбидитах (горизонт 167—168 см) встречены неупорядоченный калишпат (70 % суммы терригенных минералов), кварц, плагиоклаз, мусковит, биотит, актинолит и серпентин. Зерна обычно остроугольные, размер 0,01—0,4 мм. В колонках конуса выноса р. Ганг (ст. 2179—2185), кроме того, встречаются роговая обманка, пироксены, многочисленные растительные остатки, мелкие железо-марганцевые стяжения.

В южной части Центральной котловины главное место занимают продукты дезинтеграции эффузивов.

Глинистые минералы в приповерхностном слое осадков также в основном терригенные. Их состав и количественные соотношения определяются близостью Африки, Аравийского и Индостанского п-овов. З. Н. Горбунова и А. П. Лисицын [72, 73] относят большую часть рассматриваемого района к экваториальной провинции, для приповерхностных осадков которой характерен комплекс каолинит-монтмориллонитовых минералов. В западной части района — в Сомалийской котловине в Аравийском заливе — среди глинистых минералов преобладает иллит-каолинит-монтмориллонитовый комплекс.

Минералы группы монтмориллонита (смектиты, нонтронит, бейделлит, сапонит и др.), по данным З. Н. Горбуновой и А. П. Лисицына, преобладают в осадках западной части Бенгальского залива (до 50 % суммы глинистых минералов). Терригенный монтмориллонит сюда поступает во взвесях рек, размывающих кору выветривания деканских траппов. Минимальное количество монтмориллонита (менее 20 %) отмечается в осадках Аравийского залива. Несмотря на широкое развитие каолинитовых кор выветривания в Африке и на Индостанском п-ове, содержание каолинита повсюду сравнительно невелико (до 20 %). Минералы группы иллита (гидрослюды, глауконит и др.), а также хлорита, распространены в осадках Бенгальского и Аравийского заливов (50—60 %). Значительно меньше иллита в осадках Сомалийской котловины (до 20 %). В экваториальной части Индийского океана содержание хлорита достигает 30 %, т. е. оно выше, чем в осадках приэкваториальных частей других океанов.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Формирование химических особенностей донных осадков — следствие закономерного распределения и реализации в осадок химических макро- и микрокомпонентов, поступающих в бассейн в виде кластического инертного материала терригенного, вулканогенного и космогенного происхождения, а также в виде реакционноспособных веществ — в составе истинных и коллоидных растворов, коллоидов и псевдоколлоидов, комплексных минеральных и металлоорганических соединений, сорбированных веществ и обменного комплекса глинистых минералов.

Огромное влияние на процессы океанской седиментации оказывает биогенный фактор. Во-первых, это планктонный фильтр, наличие которого приводит к концентрированию и последующему осаждению многих растворенных и дисперсных веществ. Во-вторых, это процессы, идущие в поверхностной пленке осадка. И, в-третьих, это мощные процессы переработки уже сформированного, но еще достаточно свежего осадка (биотурбация).

Особенности химизма донных осадков и геохимия различных компонентов в системе «Индийский океан» освещены в работах О. А. Дворецкой, З. В. Пушкиной [43], А. Б. Исаевой [54 и др.], В. Н. Лукашина [75], М. Ф. Пилипчука, О. В. Шишкиной, В. Н. Свальнова, Е. С. Севастьянова [90], З. В. Пушкиной [93] и др.

Основное внимание нами уделено изучению закономерностей распределения макро- и микрокомпонентов химического состава донных осадков в связи с седиментационной зональностью Индийского океана, в том числе конкрециеобразующих Fe и Mn, а также активно концентрирующихся в конкрециях Cu, Ni, Co, Zn.

Валовой химический анализ, определение Fe_2O_3 и MnO выполнены классическими методами «мокрой» химии. Содержание $CO_{2карб}$ и $C_{орг}$ получено следующим образом: из одной навески сжиганием определялось суммарное содержание CO_2, из другой разложением кислотой — $CO_{2карб}$. $C_{орг}$ рассчитывалось умножением на 0,273 разницы между первой и второй величинами. Анализ $Fe^{2+}_{реакц}$, $Fe^{3+}_{реакц}$ и $Mn^{4+}_{реакц}$ производился методом, применяемым в Институте океанологии им. П. П. Ширшова, который предусматривал обработку пробы свежего влажного осадка 3N H_2SO_4 на холоду, и опубликованным позже в работе [108]. При этом в состав реакционноспособного железа включаются гидроксиды, карбонаты, аутигенные силикаты и нестойкие сульфиды. Микроэлементы определялись эмиссионным спектральным анализом.

Таблица 4. **Химический состав донных осадков различных седиментационных зон**

Зона, подзона *	Станция	Горизонт, см	Количество анализов	SiO_2	TiO_2
I 1	2163	53—540	2	21,2 16,7—25,7	0,38 0,29—0,46
2	2164	136—557	7	30,0 21,6—44,8	0,50 0,31—0,65
	2166	64—143	5	30,8 22,9—39,0	0,49 0,27—0,80
3	2168/2	200—813	13	25,8 5,4—46,0	0,41 0,03—0,86
	2170	246—708	2	21,0 6,2—35,7	0,38 0,12—0,63
II 1	2171/2	10—500	8	26,0 12,7—40,1	0,38 0,13—0,89
	2176/1	107—335	3	17,1 14,5—20,9	0,23 0,21—0,27
	2175/1	66—586	3	23,6 21,7—25,5	0,47 0,44—0,54
2	2177/1	120—195	3	4,2 2,7—6,0	0,03 0,00—0,05
III	2179	19—562	7	49,8 42,7—53,9	0,63 0,40—0,84
	2185	25—260	2	48,1 47,8—48,4	0,39 0,36—0,41
	2178	20—630	8	39,9 28,1—48,7	0,57 0,43—0,95
IV	2184	88—150	2	19,4 18,8—20,0	0,25 0,23—0,27
V	2189/2	118—510	6	54,2 49,6—58,0	0,28 0,10—0,38
	2190/3	60—476	4	42,0 40,0—46,0	0,29 0,26—0,34

Зона, подзона *	Станция	Горизонт, см	Количество анализов	CaO	Na_2O
I 1	2163	53—540	2	31,2 26,4—36,0	1,62 1,43—1,80
2	2164	136—557	7	22,1 6,0—28,0	2,35 1,62—3,15
	2166	64—143	5	17,84 7,5—27,2	2,96 2,52—3,56
3	2168/2	200—813	13	25,2 4,0—47,2	2,56 1,34—4,52
	2170	246—708	2	30,5 14,0—46,9	2,10 1,12—3,07
II 1	2171/2	10—500	8	24,6 8,9—39,6	1,90 1,26—3,00
	2176/1	107—335	3	35,2 30,4—38,6	1,65 0,85—2,10
	2175/1	66—586	3	28,0 24,0—30,6	1,39 1,12—1,73
2	2177/1	120—195	3	48,7 47,8—50,0	1,53 1,43—1,65
III	2179	19—562	7	3,4 0,3—6,8	2,25 2,02—2,65
	2185	25—260	2	2,4 1,1—3,7	2,40 2,20—2,60
	2178	20—630	8	8,4 0,8—19,2	2,57 2,23—2,90
IV	2184	88—150	2	32,8 32,6—33,0	1,49 1,26—1,71
V	2189/2	118—510	6	0,11 0,04—0,39	5,39 4,73—6,74
	2190/3	60—476	4	7,2 5,0—8,8	4,86 4,78—4,95

* Номера зон и подзон указаны в тексте.

Индийского океана, %

Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
5,0	2,23	1,29	0,06	2,44
3,5—6,4	1,63—2,82	1,14—1,44	0,05—0,06	2,19—2,68
8,3	3,52	0,70	0,06	2,47
5,4—14,1	1,63—6,60	0,40—1,23	0,05—0,10	1,70—3,70
10,8	4,20	0,65	0,04	2,36
8,2—14,7	3,60—4,61	0,21—1,16	0,03—0,06	1,32—3,00
7,0	3,78	0,46	0,54	2,68
1,0—13,7	0,37—6,68	0,00—2,12	0,08—4,11	0,54—4,52
5,1	2,54	0,49	0,14	2,39
0,4—9,8	0,75—4,32	0,00—0,97	0,13—0,15	0,86—3,91
7,6	4,54	0,34	0,34	3,07
2,1—12,7	1,65—7,66	0,00—0,63	0,09—1,34	1,55—5,21
4,6	2,22	0,41	0,30	2,24
3,8—5,7	0,94—3,14	0,01—1,00	0,16—0,55	1,48—3,23
6,8	3,08	0,55	0,86	3,22
6,0—7,5	1,69—4,53	0,00—1,12	0,13—2,19	2,75—3,84
1,1	0,75	0,25	0,05	0,98
0,4—1,8	0,41—1,21	0,19—0,35	0,03—0,07	0,62—1,33
16,7	4,65	2,51	0,40	3,56
14,6—17,5	3,25—7,93	0,01—4,21	0,07—1,36	3,02—4,05
17,7	6,20	2,17	0,08	3,52
17,3—18,0	5,0—7,40	2,08—2,26	0,07—0,09	3,51—3,53
14,6	5,21	1,58	0,40	2,76
9,0—18,7	3,90—7,75	0,20—2,78	0,13—1,22	2,20—3,48
5,7	1,43	1,04	0,09	1,75
5,5—5,9	1,23—1,62	0,84—1,24	0,09—0,09	1,61—1,88
9,3	3,98	0,12	0,56	2,43
7,1—11,4	2,93—5,30	0,00—0,38	0,07—1,43	1,77—2,93
7,4	4,75	0,00	0,80	2,55
7,2—7,8	3,46—7,73	0,00—0,00	0,63—0,90	2,45—2,68

K_2O	P_2O_5	CO_2	$C_{орг}$
1,14	0,29	24,7	0,19
0,88—1,40	0,22—0,36	20,9—28,5	0,08—0,29
1,58	0,15	20,5	0,51
1,00—3,00	0,09—0,28	7,0—26,4	0,31—0,70
1,44	0,18	17,9	0,44
0,90—1,91	0,09—0,32	7,5—26,4	0,09—1,08
1,30	0,17	19,8	0,59
0,26—2,32	0,10—0,29	2,7—37,0	0,12—1,58
2,20	0,27	23,1	0,24
2,00—2,39	0,19—0,34	10,4—35,8	0,23—0,25
1,58	0,24	19,8	0,44
0,83—2,37	0,10—0,49	6,7—31,4	0,12—1,04
1,10	0,19	27,9	0,51
0,83—1,40	0,12—0,31	26,4—29,4	0,32—0,66
1,35	0,28	21,5	0,16
1,20—1,43	0,26—0,30	18,5—23,7	0,11—0,21
0,27	0,06	35,8	0,77
0,20—0,37	0,02—0,10	35,2—36,9	0,70—0,79
3,56	0,16	3,5	0,80
2,81—4,33	0,11—0,20	0,6—6,2	0,30—1,69
3,07	0,20	6,6	0,63
3,00—3,14	0,13—0,26	5,3—7,9	0,55—0,69
2,49	0,20	9,9	0,96
1,37—3,66	0,12—0,37	0,0—22,9	0,46—2,09
1,37	0,05	26,0	0,37
1,34—1,40	0,04—0,06	25,8—26,1	0,34—0,39
1,94	0,14	4,9	0,33
1,42—2,84	0,07—0,17	0,6—9,7	0,19—0,55
1,57	0,24	4,7	0,47
1,52—1,62	0,20—0,27	1,7—6,8	0,26—0,63

Характеристика седиментационных зон. Поднятые колонки вскрыли донные осадки голоценового и позднеплейстоценового возраста. За этот период произошли крупные климатические перестройки, изменился вещественный состав континентального стока, повысился уровень океана, несколько трансформировались зоны осадконакопления.

Изменения в Индийском океане развивались в направлении роста площадей карбонатной биогенной седиментации (по отношению к терригенной), за исключением верхнего шельфа гумидной зоны западного Индостана и Западного Мадагаскара и авандельт крупных рек; значительно расширился и сместился к северу биогенный кремнистый седиментогенез в Центральной котловине; снизилась активность вулканизма Коморских о-вов [91].

Происходившее зафиксировано литологическими особенностями осадков, наблюдаемых в поднятых колонках (см. раздел «Литология»), минеральным составом алевритовых фракций (см. раздел «Минералогия»), а также особенностями их химического состава, рассматриваемых в настоящем разделе.

В крупных региональных блоках океана основные мотивы (типы) седиментогенеза все же сохранились, даже претерпев трансформации (табл. 4). Как крайние, так и средние содержания макрокомпонентов химического состава (в выборке анализов из зондированной трубкой толще осадка) показывают характерные для конкретных седиментационных зон величины. Разброс последних находится в пределах значений, свойственных данной зоне, в связи с чем эти анализы можно использовать для установления общих закономерностей изменения химических характеристик донных осадков по профилю седиментационных зон (рис. 18).

Особенно показательны в этом отношении средние (для полных выборок анализов по каждой колонке) содержания макрокомпонентов химического состава, которые в большой мере позволяют интерпретировать условия осадконакопления в каждой из седиментационных зон.

При этом среди осадкообразующих компонентов обычно лишь несколько являются доминирующими: биогенный карбонат кальция ($CaCO_3$), представленный фораминиферово-нанопланктонным материалом; биогенный аморфный кремнезем ($SiO_{2ам}$), представленный радиоляриево-диатомовыми скелетными образованиями; терригенный кремнезем (SiO_2) и глинозем (Al_2O_3), представленные силикатными и преимущественно глинистыми минералами.

Соотношение карбонатной составляющей с силикатным и алюмосиликатным компонентами, а также с $SiO_{2ам}$ достаточно четко указывает позицию станций на седиментационном профиле океана.

Кремнезем (общий) в изучавшихся осадках составляет 2,7—58,0 % (по 85 пробам) или 4,2—54,4 % по средним для каждой станции значениям (15 станций из пяти седиментационных зон). Минимальные значения этого компонента характерны для участков активного карбонатонакопления (ст. 2177/2 — 4,2 %), максимальные — для конуса выноса рек Ганг и Брахмапутра, как для его вершины (ст. 2179 — 49,8 %), так и периферической части (ст. 2178 — 39,9 %), а также для осадков Центральной котловины (ст. 2189/2 — 54,2 % и ст. 2190/3 — 42,0 %). Однако, если в первом случае содержание кремнезема связано с терригенным стоком крупнейших рек, то во втором — с биогенным кремненакоплением (см. рис. 18). Сравнивая кривые распределения SiO_2 и Al_2O_3, отметим симбатный их всплеск в зоне конуса рек Ганг и Брахмапутра, куда в значительных количествах поступает также алюмосиликатный глинистый материал континентального происхождения (ст. 2185 — 17,7 % Al_2O_3), и их резкое расхождение в Центральной котловине (ст. 2189/2 — 9,3 % Al_2O_3).

В целом в изучавшихся осадках содержание Al_2O_3 изменяется от 0,4 до 18,7 для рядовых проб или от 1,1 до 17,7 % по средним значениям для каждой станции. Минимальное содержание характерно для участков активного карбонатонакопления (ст. 2177/2 — 1,1 %), максимальное — для средней части конуса выноса рек Ганг и Брахмапутра (ст. 2185 — 17,7 %).

Карбонатность $CO_{2карб}$ осадков изменяется от нуля до 36,9 % (до 61,7 % $CaCO_3$) или от 3,5 до 35,8 % по средним для каждой станции значениям. Повышенной карбонатностью, несмотря на значительные глубины (4340—4855 м),

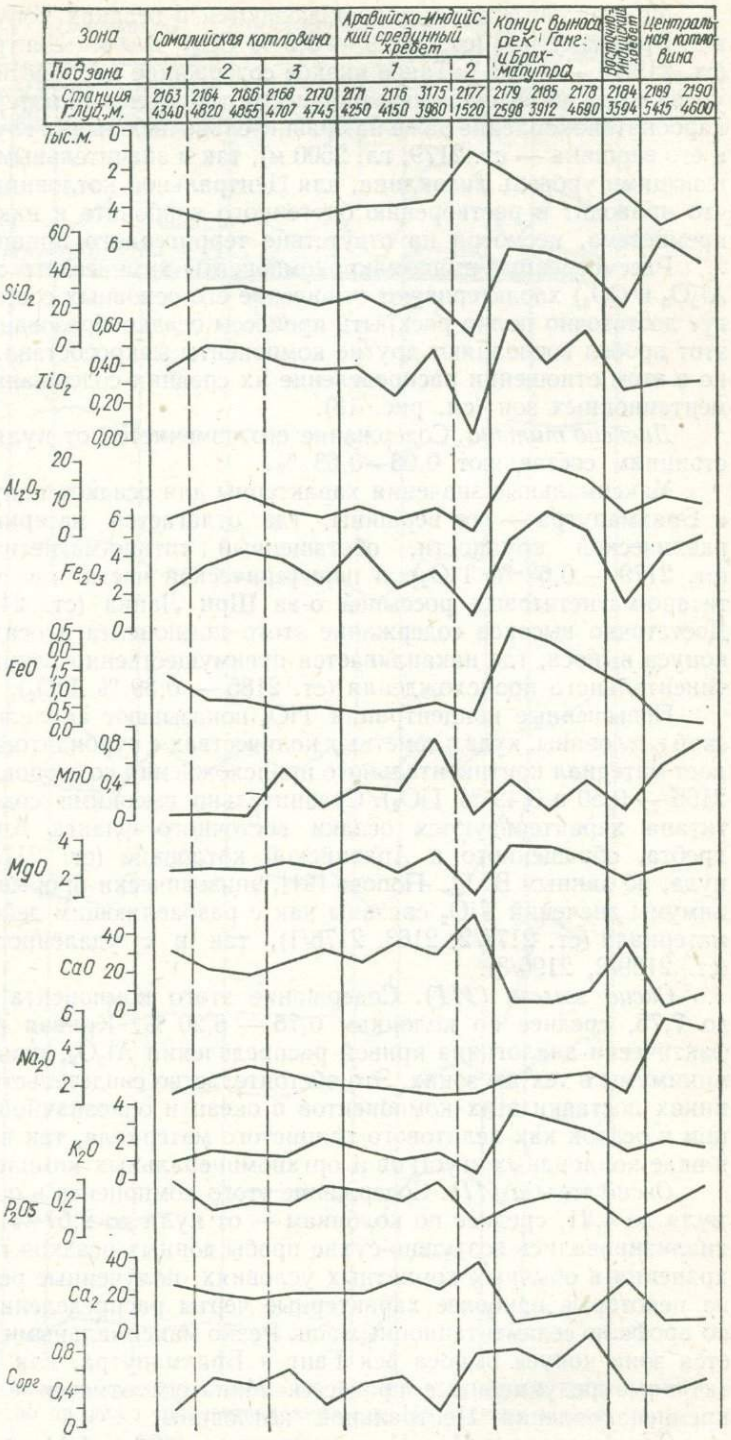


Рис. 18. Распределение средних содержаний макрокомпонентов химического состава донных осадков по профилю седиментационных зон Индийского океана

характеризуются осадки Сомалийской котловины (ст. 2166 — 17,9 %; ст. 2163 — 24,7 % CO_2), а также зоны Аравийско-Индийского хребта (ст. 2171/2 — 19,8 %; ст. 2176/1 — 27,9 % CO_2).

Ее максимальные значения отмечены на подводном поднятии в зоне Аравийско-Индийского хребта (ст. 2177/2, гл. 1520 м — 35,8 % CO_2). Заметно увеличивается карбонатность в осадках Бенгальского залива в зоне поднятий, приуроченных к структуре Восточно-Индийского хребта, там, где ослабевает влияние терригенного стока (ст. 2184, гл. 3594 м — 26,0 % CO_2).

Минимальные значения наблюдаются в осадках конуса выноса рек Ганг и Брахмапутра (ст. 2179 — 3,5 % CO_2) и в Центральной котловине (ст. 2190/3 — 4,7 %). Такое низкое содержание карбонатного компонента обусловлено как интенсивным привносом терригенного материала, подавляющего карбонатонакопление даже на сравнительно небольших глубинах (конус выноса и его вершина — ст. 2179, гл. 2600 м), так и значительными глубинами, превышающими уровень лизоклина, для Центральной котловины (гл. 4600—5415 м), что приводит к растворению биогенного карбоната и накоплению биогенного кремнезема, несмотря на отсутствие терригенного привноса.

Рассмотренные выше макрокомпоненты химического состава осадка (SiO_2, Al_2O_3 и CO_2) характеризуют отношение его основных составляющих, но не могут достаточно полно раскрыть процессы осадкообразования. В какой-то мере этот пробел восполняют другие компоненты макросостава. Весьма показательно в этом отношении распределение их средних содержаний по профилю седиментационных зон (см. рис. 18).

Диоксид титана. Содержание его изменяется от нуля до 0,95, среднее по станциям составляют 0,03—0,63 %.

Максимальные значения характерны для осадков конуса выноса рек Ганг и Брахмапутра — его вершины, где отлагается материал наибольшей гидравлической крупности, обогащенный титано-магнетитом и ильменитом (ст. 2179 — 0,63 % TiO_2), и периферической части, где сказывается влияние титано-магнетитовых россыпей о-ва Шри Ланка (ст. 2178 — 0,57 % TiO_2). Достаточно высокое содержание этого компонента в осадках средней части конуса выноса, где накапливается преимущественно глинистый материал континентального происхождения (ст. 2185 — 0,39 % TiO_2).

Повышенные концентрации TiO_2 показывают анализы осадков Сомалийской котловины, куда в заметных количествах с турбидитовыми потоками поступает материал континентального происхождения со стороны Африки (ст. 2164 и 2166 — 0,50 и 0,49 % TiO_2). Сравнительно высокими содержаниями диоксида титана характеризуются осадки восточного фланга Аравийско-Индийского хребта, обращенного к Аравийской котловине (ст. 2175/1 — 0,47 % TiO_2), куда, по данным В. П. Попова [91], эпизодически прорывался сток Инда. Минимумы значений TiO_2 связаны как с разбавляющим действием карбонатного материала (ст. 2177/2, 2163, 2176/1), так и с удаленностью от континента (ст. 2189/2, 2190/3).

Оксид железа (III). Содержание этого компонента изменяется от 0,37 до 7,75, среднее по колонкам 0,75 — 6,20 %. Кривая распределения Fe_2O_3 фактически аналогична кривой распределения Al_2O_3, показывая максимумы и минимумы в тех же зонах. Это обстоятельство свидетельствует о единых источниках поставки этих компонентов в океан и однозначной обстановке реализации в осадок как пелитового глинистого материала, так и гидроксидов железа в виде коллоидных сгустков и органоминеральных комплексов.

Оксид железа (II). Содержание этого компонента в осадках изменяется от нуля до 4,21, среднее по колонкам — от нуля до 2,51 %. Несмотря на то что анализировались воздушно-сухие пробы донных осадков после длительного их хранения в обычных комнатных условиях, полученные результаты указывают на некоторые наиболее характерные черты распределения закисного железа по профилю седиментационных зон. Резко максимальными значениями выделяется зона конуса выноса рек Ганг и Брахмапутра, для которой характерны активные редукционные процессы. Минимум отмечен в зоне пелагического кремненакопления Центральной котловины.

Оксид марганца (II). Его количество от 0,03 до 4,11, среднее по колонкам — от 0,06 до 0,86 %. На кривой распределения средних содержаний по профилю седиментационных зон отмечено несколько максимумов. Наибольшие из них выделяются в зоне Аравийско-Индийского хребта (ст. 2175/1 — 0,86 %) и Центральной котловине (ст. 2190/3 и 2189/2 — 0,80 и 0,54 %), т. е. там, где проявляется процесс конкрециеобразования. Меньшие максимумы наблюдаются в вершине конуса выноса рек Ганг и Брахмапутра (ст. 2179 — 0,40 %) и на его периферии к югу от о-ва Шри Ланка (ст. 2178 — 0,40 %), а также в Сомалийской котловине у горы Экватор (ст. 2168 — 0,54 %).

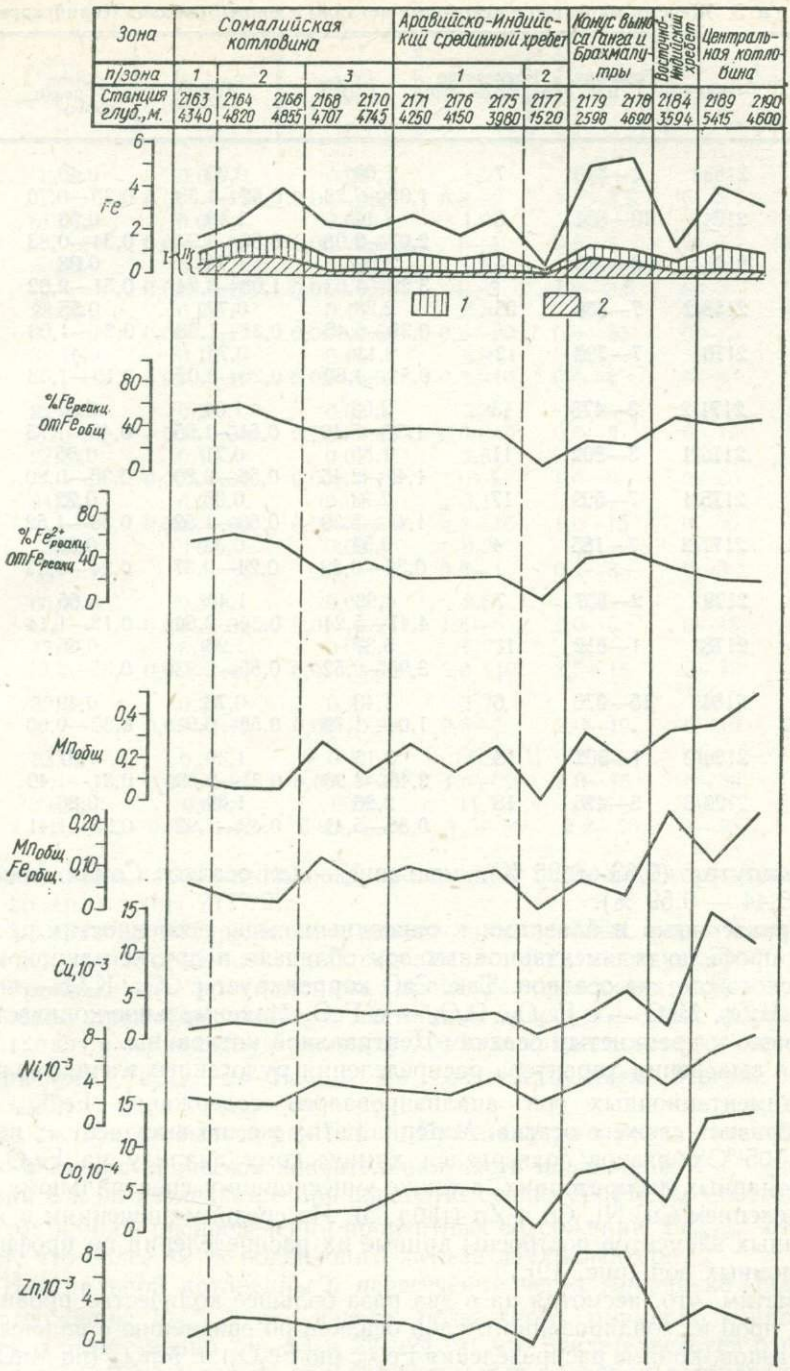


Рис. 19. Распределение средних содержаний Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Zn в донных осадках по профилю седиментационных зон Индийского океана: *I* — $Fe_{общ}$, *II* — $Fe_{реакц}$, *1* — $Fe^{3+}_{реакц}$, *2* — $Fe^{2+}_{реакц}$

Минимумы характерны для станций Сомалийской котловины, прилежащих к Африканскому континенту (ст. 2163, 2164 и 2166 — 0,06, 0,06 и 0,04 %), карбонатным осадкам подводной горы Аравийско-Индийского хребта (ст. 2177/1 — 0,05 %), зоне Восточно-Индийского хребта (ст. 2184 — 0,09 %).

Органическое вещество. Содержание $C_{орг}$ в осадках составляет 0,08—2,09, среднее по колонкам от 0,16 — 0,96 %. Максимумы характерны для зоны терригенного осадконакопления: бо́льший — для осадков конуса выноса рек Ганг

Таблица 5. **Железо, марганец и некоторые металлы в донных осадках Индийского океана, %**

Зона, подзона	Станция	Горизонт, м	Количество анализов (159)	$Fe_{общ}$ по Fe_2O_3	$Fe_{реакц}$	$Fe^{3+}_{реакц}$	$Fe^{2+}_{реакц}$
I 1	2163	2—540	7	1,60 1,00—2,23	0,90 0,52—1,39	0,49 0,35—0,70	0,41 0,17—0,69
2	2164	10—551	6	2,44 2,07—2,98	1,49 0,56—2,94	0,58 0,34—0,88	0,91 0,22—2,06
3	2166	0—143	4	3,90 3,26—4,63	1,74 1,08—3,24	0,98 0,51—2,02	0,76 0,57—1,22
3	2168/2	7—830	25	2,28 0,35—5,46	0,77 0,31—1,68	0,55 0,24—1,03	0,22 0,00—0,78
	2170	7—798	12	2,11 0,41—4,80	0,76 0,26—2,07	0,47 0,19—1,38	0,29 0,04—0,69
II 1	2171/2	3—475	13	2,66 1,37—5,46	1,04 0,51—1,95	0,81 0,45—1,75	0,23 0,00—1,05
	2176/1	3—502	11	1,86 1,41—2,46	0,71 0,55—0,89	0,55 0,36—0,80	0,16 0,04—0,36
	2175/1	7—599	17	2,73 1,41—5,39	0,95 0,53—1,52	0,72 0,39—1,52	0,23 0,00—0,57
2	2177/2	7—185	4	0,54 0,36—0,82	0,33 0,24—0,37	0,32 0,24—0,37	0,01 0,00—0,03
III	2179	2—557	7	4,96 4,47—5,24	1,40 0,34—2,54	0,55 0,18—1,14	0,85 0,14—2,11
	2178	1—612	11	5,37 3,95—6,52	1,23 0,55—2,93	0,65 0,35—2,07	0,57 0,10—0,86
IV	2184	15—375	6	1,43 1,04—1,79	0,73 0,58—0,91	0,49 0,30—0,60	0,24 0,05—0,41
V	2189/2	1—502	18	3,13 2,46—3,98	1,39 0,31—3,09	1,07 0,31—1,49	0,32 0,00—1,85
	2190/3	3—476	18	2,28 0,88—5,41	1,09 0,49—1,92	0,86 0,29—1,41	0,23 0,00—1,00

и Брахмапутра (0,63—0,96 %), меньший — для осадков Сомалийской котловины (0,44 — 0,59 %).

Характерными и близкими к описанным выше особенностям распределения по профилю седиментационных зон обладают и другие макрокомпоненты химического состава осадков. Так, CaO коррелирует с CO_2, K_2O — в большой мере с Al_2O_3, MgO — с Fe_2O_3, P_2O_5 — с FeO. Максимальное количество Na_2O приурочено к кремнистым осадкам Центральной котловины.

Для выяснения характера распределения рудогенных элементов по профилю седиментационных зон анализировалось содержание $Fe^{2+}_{реакц}$ и $Fe^{3+}_{реакц}$ в 159 образцах свежего осадка. Материал этих же, но высушенных при температуре 105 °С образцов подвергался химическому анализу на Fe_2O_3 и MnO в стационарных лабораториях, а также эмиссионному спектральному анализу с определением Cu, Ni, Co и Zn (табл. 5). По средним значениям в колонках рудогенных элементов построены кривые их распределения по профилю седиментационных зон (рис. 19).

Отметим, что, несмотря на в два раза большее количество проанализированных проб из зондированного слоя осадков по сравнению с валовым анализом образцов, кривые распределения $Fe_{общ}$ (по Fe_2O_3) и $Mn_{общ}$ (по MnO) фактически совпали с кривыми распределения этих элементов, описанными ранее (см. рис. 18).

Характер распределения суммы реакционноспособных форм железа, извлеченных 3N H_2O_4 вытяжкой на холоду, указывает на их высокое содержание, достигающее 61 % от $Fe_{общ}$ в осадках Сомалийской (ст. 2164), и несколько меньшее — 44—48 % в Центральной котловинах (ст. 2189/2, 2190/3). На пересечении через Аравийско-Индийский хребет (ст. 2171/2, 2176/1, 2175/1) и у горы Экватор (ст. 2168/2, 2170) подвижное железо от общего составляет лишь 34—39 %.

Еще ниже эти показатели в осадках конуса выноса рек Ганг и Брахмапутра (ст. 2178, 2179), где они равны 23—28 %. Минимальное значение (менее 1 %)

$Fe_{реакц}$ от $Fe_{общ}$	$Fe^{2+}_{реакц}$ от $Fe_{реакц}$	$Mn_{общ}$ по MnO	Mn/Fe	Cu, 10^{-3}	Ni, 10^{-3}	Co, 10^{-4}	Zn, 10^{-3}
56,25	55,56	0,09	0,06	1,2	2,5	1,6	0,6
		0,04—0,19	0,02—0,21	0,8—3	1,8—3,5	0—5	0—1
61,06	61,07	0,05	0,02	1,9	2,0	2,3	2,5
		0,00—0,09	0,00—0,04	1—4	0,8—3	0—5	0,8—5
44,62	53,68	0,05	0,01	1,5	2,1	1,0	2,3
		0,02—0,13	0,01—0,03	1—2	1,0—3,5	0—3	1—3
33,77	28,58	0,26	0,14	3,3	4,0	2,3	1,5
		0,00—3,17	0,00—0,69	0,6—20	0,4—20	0—15	0—10
36,01	38,16	0,12	0,06	2,9	3,4	2,0	1,9
		0,02—0,19	0,02—0,32	0,8—10	0,4—8	0—10	0—8
39,10	22,12	0,25	0,09	3,3	3,2	4,9	1,7
		0,03—1,03	0,02—0,48	0,6—10	0,6—8	0—15	0—5
38,17	22,54	0,13	0,07	2,5	2,8	5,2	0,5
		0,00—0,31	0,00—0,19	1—5	1,0—8	0—20	0—2
34,80	24,21	0,25	0,09	3,1	4,2	4,9	1,9
		0,00—1,69	0,00—0,53	0,8—15	1,0—15	0—20	0—5
0,61	3,03	0,00	0,00	0,7	2,1	0,8	0,0
				0,6—1	0,1—8	0—3	
28,23	60,71	0,31	0,06	2,6	3,9	7,0	8,4
		0,05—1,05	0,01—0,24	1,5—5	2,0—6	0—15	4—10
22,91	47,15	0,17	0,03	5,6	6,4	8,3	8,5
		0,05—0,49	0,01—0,09	3,0—10	3,5—15	3—15	5—10
51,05	32,88	0,32	0,21	1,7	3,9	3,7	1,2
		0,05—1,79	0,04—0,98	0,6—3	2,0—10	0—10	0,8—2
44,40	23,03	0,35	0,11	14,5	6,6	13,4	3,4
		0,00—1,25	0,00—0,36	4,0—30	2,0—15	0—30	2—5
47,81	21,10	0,50	0,22	11,1	8,3	13,9	1,9
		0,00—1,12	0,00—0,51	1,5—50	2,2—20	0—30	0—10

зафиксировано для карбонатных осадков вершины подводной горы Аравийско-Индийского хребта (ст. 2177/2).

Такой характер распределения реакционноспособных форм железа указывает на некоторые особенности нахождения этой фазы в осадке. Для Сомалийской котловины, где редукционные процессы протекают слабо и железо зафиксировано преимущественно в нестойких моносульфидных формах, оно легко переходит в сернокислую вытяжку. Об этом свидетельствуют максимальные содержания $Fe^{2+}_{реакц}$ от $Fe_{реакц}$ на соответствующем отрезке кривой (см. рис. 20).

В осадках конуса выноса рек Ганг и Брахмапутра в результате интенсивных редукционных процессов значительная часть подвижного Fe^{2+} фиксируется в пирите и не извлекается при обработке осадка 3N H_2SO_4. Соответствующий участок кривой распределения процентных содержаний $Fe^{2+}_{реакц}$ от $Fe_{реакц}$ указывает, что более 40 % подвижного железа двухвалентно.

Для Центральной котловины и пересечения через Аравийско-Индийский хребет содержание $Fe^{2+}_{реакц}$ от общего подвижного примерно одинаково и составляет соответственно 21—23 и 22—24 %, что свидетельствует о приблизительно равных окислительно-восстановительных условиях в зондированном слое осадков.

По данным табл. 5, среднее (по 14 колонкам различных седиментационных зон) содержание железа изменяется от 0,54 до 5,3, значение суммы реакционноспособных форм — 0,33—1,74; $Fe^{3+}_{реакц}$ — 0,32—1,07; $Fe^{2+}_{реакц}$ — 0,01—0,85 %. $Fe_{реакц}$ от $Fe_{общ}$ составляет 0,61—61,06 %, $Fe^{2+}_{реакц}$ от $Fe_{реакц}$ — 3,03—61,07. При этом кривая распределения последнего показателя повторяет в целом кривую отношения $Fe_{реакц}$ к $Fe_{общ}$.

Содержание $Mn_{общ}$ в осадках изменяется от нуля до 3,17, среднее по колонкам — от нуля до 0,50 % (см. табл. 5). Наибольшие градиенты содержаний характерны для разрезов ст. 2168/2, 2171/2 и 2176/1, 2179 и 2184, 2189/2 и

2190/3. Для этих же станций наблюдаются и максимумы средних содержаний по колонкам. Максимум марганценакопления сдвинут в зону пелагических окисленных осадков Центральной котловины.

Кривая распределения средних для колонок значений Mn/Fe-отношений повторяет таковую для Mn, что указывает на значительно более контрастное его концентрирование не только по разрезу колонок, но и в связи с особенностями седиментационных зон океана.

Mn/Fe-отношения на профиле изменяются от нуля до 0,22. При этом максимальные значения Mn/Fe-индекса сдвигаются в зону пелагического осадконакопления (Центральная котловина, ст. 2190/3). Уменьшение этого показателя почти в два раза может свидетельствовать о появлении дополнительных локальных источников железа на этом участке (ст. 2189/2).

Минимальные значения Mn/Fe-индекса характерны для периферических зон океана (Бенгальский залив, Сомалийская котловина — 0,03—0,06 и 0,01—0,05), для которых появление локальных высоких значений обусловлено диагенетическим перераспределением марганца. При исключении из расчетов максимальных его концентраций Mn/Fe-индекс резко снижается (ст. 2184 — с 0,22 до 0,05).

Достаточно высоки величины Mn/Fe-отношения на пересечении Аравийско-Индийского хребта, в частности на его флангах (ст. 2171/2 и 2175/1 — 0,09). Обращает внимание ст. 2168/2 (находящаяся вблизи подводной горы Экватор), где среднее значение Mn/Fe-отношения возрастает от 0,14. Минимум этого показателя отмечен для карбонатных осадков подводной горы зоны Аравийско-Индийского хребта (ст. 2177/2 — 0,00), что связано с нулевыми значениями марганца в осадках этого участка.

Кривые распределения по профилю седиментационных зон средних для колонок содержаний металлов, активно накапливающихся в конкрециях (Cu, Ni, Co и Zn), во многом сходны как между собой, так и в большой мере с кривой распределения Mn (см. рис. 19).

Для Cu, Ni и Co выделяется пелагический максимум Центральной котловины (ст. 2189/2, 2190/3), сравнительно высокие уровни накопления этих элементов в зоне конуса выноса рек Ганг и Брахмапутра (ст. 2179) и особенно к югу от о-ва Шри Ланка (ст. 2178); средние их величины на отрезке профиля через зону Аравийско-Индийского хребта (ст. 2171/2, 2176/1, 2175/1) и участок горы Экватор (ст. 2168/2, 2170) и низкие — для приконтинентальной части Сомалийской котловины (ст. 2163, 2164, 2166), включающие для Co и станции у горы Экватор. Наименьшие концентрации металлов или снижение их концентраций характерны для осадков с повышенной карбонатностью (ст. 2177/2, 2184) независимо от расположения.

Несколько отлично поведение цинка. Его максимальное количество связано с зоной терригенного осадконакопления конуса выноса рек Ганг и Брахмапутра (ст. 2178, 2179). Содержание Zn в осадках Центральной котловины сохраняется примерно на уровне остальных седиментационных зон. Минимальное значение обусловлено увеличением карбонатности осадка.

Показано, что региональные изменения средних по колонкам содержаний компонентов химического состава осадков носят зональный характер. Определенные изменения наблюдаются и во времени, о чем свидетельствует их распределение по разрезу колонок различных седиментационных зон. Такие изменения отражают эволюцию обстановок осадкообразования.

Большой интерес в этом плане представляет разрез глинисто-карбонатных осадков зоны Аравийско-Индийского хребта, в которых отмечается по нескольку уровней конкрециеобразования — ст. 2171/2 и 3175/1. На первой из них, расположенной на западном фланге Аравийско-Индийского хребта, конкреции встречены в трех горизонтах: 77—83, 321—329 и 341—346 см. В разрезе колонки донных осадков симбатно увеличивается содержание SiO_2 и Al_2O_3 (соответственно от 12,7—17,4 и 2,1—5,7 % в горизонте 10—201 см до 29,1—40,1 и 7,5—12,7 % в горизонте 310—500 см), сопровождающееся уменьшением карбонатности осадка (с 18,5—31,4 % CO_2 в горизонте 10—201 см до 6,7—10,6 % CO_2 в горизонте 310—500 см).

Содержание $C_{орг}$ по разрезу колонки составляет 0,12—1,04 %, образуя

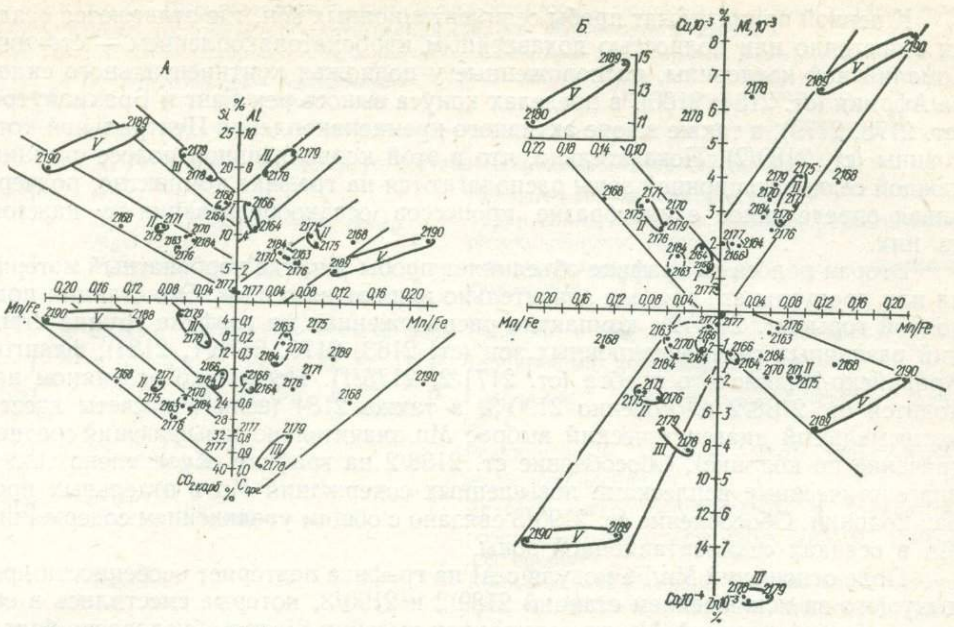


Рис. 20. Соотношение Mn/Fe модуля с основными макрокомпонентами химического состава (*А*) и металлами (*Б*) в донных осадках различных седиментационных зон Индийского океана (цифры у точек — номера станций, римские цифры — номера седиментационных зон, см. текст)

два минимума — на горизонтах 75 и 474 см и три максимума — на горизонтах 10, 310 и 500 см (с наивысшим значением у поверхности осадков).

Отмеченный характер распределения содержания основных макрокомпонентов свидетельствует о преобладании глинистой алюмосиликатной составляющей в нижней половине зондированного слоя осадка и уменьшении ее роли вверх по разрезу в связи с активизацией процесса карбонатонакопления во времени.

С алюмосиликатной глинистой составляющей осадка в разрезе колонки коррелируются в целом рудогенные компоненты. Наиболее четко эта связь проявляется у $Fe_{общ}$, Co и Zn; менее выраженно — у Mn, Cu и Ni.

Закономерное уменьшение карбонатности осадков вниз по разрезу колонки ст. 2171/2 вплоть до значений, характерных для пелагических осадков Центральной котловины, указывает в условиях отсутствия привноса терригенного вещества на уменьшение глубоководности участка со временем и на вероятную бóльшую роль подвижных форм Mn и Fe в процессах осадкообразования в прошлом независимо от типа источника. Появление захороненных железо-марганцевых конкреций в осадках северной части Аравийско-Индийского хребта (ст. 2171/2, 2175/1) наблюдается одновременно с увеличением степени окисления и валовых содержаний Fe и Mn, Cu, Ni, Co, Zn. Примечательно увеличение объема и массы конкреций вниз по разрезу колонок, что наряду с характерным их размещением и морфологическими особенностями позволило сделать вывод о седиментационно-диагенетическом происхождении последних [129].

Отношение Mn/Fe модуля с основными компонентами химического состава осадков (Si, Al, CO_2, $C_{орг}$) и металлов (Cu, Ni, Co и Zn). В распределении средних значений Mn/Fe модуля проявляется зональный характер (см. рис. 19). В связи с этим интересно рассмотреть отношения этого показателя с основными компонентами химического состава осадков, а также с активно накапливающимися в железо-марганцевых конкрециях металлами Cu, Ni, Co, Zn.

Выделяются два типа отношений между Mn/Fe модулем и компонентами макросостава (рис. 20). Отношения Mn/Fe с Si и Al характеризуются прямой связью. В каждом поле отношений выделяются по две коррелятивные полосы с определенными уровнями содержания Si и Al и значениями Mn/Fe-индекса.

К первой принадлежат пробы седиментационных зон, где отлагаются осадки с частично или полностью подавленным карбонатонакоплением — станции Сомалийской котловины, расположенные у подножья континентального склона Африки (ст. 2164, 2166), в пределах конуса выноса рек Ганг и Брахмапутра (ст. 2178, 2179), а также в зоне активного кремненакопления Центральной котловины (ст. 2189/2). Показательно, что в этой коррелятивной полосе станции каждой седиментационной зоны располагаются на графике компактно, подчеркивая определенное единообразие процессов осадкообразования в каждой из них.

Вторая полоса на графике объединяет пробы зон, где карбонатный материал или продукты его распада значительно влияют на осадок. Это станции подводной горы (ст. 2177/2), компактно расположенная на графике группа станций различных седиментационных зон (ст. 2163, 2170, 2176/1, 2184), флангов Аравийско-Индийского хребта (ст. 2171/2, 2175/1). Несколько особняком находится ст. 2168/2 и особенно 2190/3, а также 2184 (если в расчеты ввести экстремальный диагенетический выброс Mn, значительно завышающий среднее значение по колонке). Обособление ст. 2168/2 на графике обусловлено также диагенетическими всплесками повышенных содержаний Mn в отдельных пробах колонки. Обособление ст. 2190/3 связано с общим увеличением содержания Mn в осадках седиментационной зоны.

Поле отношений Mn/Fe модуля с Al на графике повторяет особенности предыдущего за исключением станций 2189/2 и 2190/3, которые сместились в область низких значений Al при оставшихся высоких Si, что обусловлено благоприятной обстановкой кремненакопления, увеличением глубин океана, отсутствием притока терригенной — алюмосиликатной взвеси.

Отношение Mn/Fe с $CO_{2карб}$ зеркально отражает особенности размещения на графике Mn/Fe — Al отношения, показывая при этом обратную корреляцию между Mn/Fe и карбонатностью осадка. Как и на рассмотренных выше графиках, здесь выделяются две полосы корреляции (см. рис. 20): первая, куда входят станции в осадках с частично или полностью подавленным карбонатонакоплением, и вторая, где карбонатный материал или продукты его распада значительно влияют на осадок.

Тенденция к обратной связи проявляется в отношении Mn/Fe модуля с $C_{орг}$. Это связано с тем, что более подвижный Mn в пелагических осадках накапливается интенсивнее, чем Fe. Компактное расположение станций, принадлежащих к одной и той же зоне седиментации, наблюдается и на этом графике (см. рис. 20). Особенно четко оно выражено для станций терригенной группы, что свидетельствует о значительной стабильности определенных мотивов процесса осадкообразования в соответствующих зонах (конус выноса рек Ганг и Брахмапутра и Сомалийская котловина в приконтинентальной части).

Характер расположения станций на графике имеет некоторые особенности. Величина Mn/Fe модуля коррелирует с содержанием Si—Al глинистого компонента осадка, что особенно хорошо проявляется в терригенных и гемипелагических осадках (т. е., чем больше в осадках глинистого компонента, тем больше в нем Mn относительно Fe), слабее в осадках, обогащенных карбонатным веществом.

На величину Mn/Fe модуля значительное влияние оказывает диагенетическое перераспределение Mn, что наиболее выражено на некоторых участках относительно высокого уровня карбонатонакопления (ст. 2168/2 и 2184).

Величина Mn/Fe модуля зависит также от общей металлогенической специализации седиментационной зоны, что подтверждается группировками на графике станций, находящихся в одних и тех же зонах. Достаточно отчетливо эта закономерность проявляется и в Центральной котловине (ст. 2189/2 и 2190/3), отличающейся активным накоплением биогенного кремнезема, незначительным содержанием Si—Al глинистого компонента и низкими значениями карбонатности.

Осадки, содержащие железо-марганцевые конкреции, не только обладают высоким Mn/Fe-индексом, но при его большом значении могут принадлежать к двум (карбонатной и терригенной) коррелятивным полосам (ст. 2189/2 и

Таблица 6. **Интерпретация геохимических ассоциаций компонентов донных осадков различных фациальных зон Индийского океана (данные факторного анализа)**

Фактор	Выделившаяся геохимическая ассоциация	Осадок, зона, процесс
	А. По данным химического состава макрокомпонентов (92 пробы)	
I	Na_2O, SiO_2	Пелагические кремнистые осадки
II	K_2O, FeO, Al_2O_3, SiO_2, TiO_2, MgO	Терригенные глинистые осадки с интенсивными редукционными процессами
III	P_2O_5, MgO, TiO_2, Fe_2O_3	Гемипелагические осадки с редукционными процессами
	По данным химического состава форм Fe и Mn и микроэлементов (171 проба)	
I	V, Ga, Zn, Li, $Fe_{общ}$, Zr, Cr, Ti, P	Терригенный комплекс (А.II)
II	Cu, Co, Mo, Ni, Pb, $Mn^{4+}_{реакц}$, P	Гидрогенный комплекс пелагической зоны (А.I)
III	Co, $Fe^{2+}_{реакц}$, Ni	Редукционный комплекс зоны терригенного осадконакопления (А.II)
IV	$Fe^{3+}_{реакц}$, $Fe^{2+}_{реакц}$	Диагенетическое распределение и концентрирование реакционноспособных форм Fe (сквозной процесс)
V	La, Sr	Комплекс карбонатной составляющей осадка гемипелагической зоны осадконакопления (А.III)
VI	$Mn_{общ}$, $Mn_{спектр}$	Диагенетическое концентрирование Mn (сквозной процесс)
VII	Ba, $Mn^{4+}_{реакц}$, $Fe^{3+}_{реакц}$	Вулканогенный эксгалятивный комплекс (характерные зоны)

2190/3), а при снижении — к карбонатной коррелятивной полосе, но с достаточно высоким содержанием алюмосиликатного вещества (ст. 2171/2, 2175/1).

Отношение между Mn/Fe модулем и металлами Cu, Ni, Co, Zn осадков (активно накапливающимися в железо-марганцевых конкрециях) показывает прямую зависимость между ними (см. рис. 20). Чем ближе точка, характеризующая станцию, приближается на графике к оси ординат, тем большая роль в окончательной мобилизации элемента принадлежит соединениям Fe.

Прямая корреляция в осадках этой группы металлов с Mn и Fe многократно описана. Однако обратим внимание на то, что при достаточно близких коэффициентах корреляции между этими показателями группа станций каждой седиментационной зоны занимает на графике определенную позицию, отражающую характерные значения Mn/Fe-индекса и соответствующее ей содержание металла. Таким образом, конкретный уровень металлогенической специализации по перечисленным выше элементам — характерный признак конкретной седиментационной зоны.

Хотя позиции станций (ст. 2171/2 и 2175/1; 2189/2 и 2190/3), расположенных в зонах конкрециеносных отложений, определяются различным уровнем значений Mn/Fe модуля и содержания металлов, они резко сдвинуты в сторону высоких значений — максимальных для станций Центральной котловины и наиболее близких к ним станций пересечения через Аравийско-Индийский хребет.

Обращает внимание положение на графике отношения Mn/Fe-индекса и Zn для станций конуса выноса рек Ганг и Брахмапутра с максимально высокими значениями последнего и низкими первого. Такое положение, по-видимому, следует связывать с интенсивными редукционными процессами в этой зоне и как следствие захватом Zn сульфидами железа при их образовании.

Парагенетические ассоциации химических элементов в связи с седиментационной зональностью и особенностями осадкообразования[3] [116]. На основе имеющегося аналитического материала были сформированы два массива

[3] В написании раздела принимал участие С. А. Могильный.

Таблица 7. **Распределение проб с максимальными факторными значениями по факторам**

Станция	А			Б						
	I	II	III	I	II	III	IV	V	VI	VII
2163			540				2 12 10	12		
2164							35			
2166			75				5			
2168			377			830	520 619 830	255 819	323	7 248 470 503 830
2170			708				675	7 246 748		7 55 246
							56	3	201	3 12
2171			474 500	339 347 535 474			75	12		201 339
2175			186	1186		40	285	285	586	
2178		418		12 239 20 275 41 431 93 490		93 275	20	186 239		
				612						
2179		163 210 354 500 562		2 19 163 407 453 557		281 407 453 557	280		2	
2184							15		12	
2189	118 249 285 321 451 510				2 5 171 204 249 340 370 423		2 5 20 55 171 296		23 2 5	171 204 340 370 423
2190	60 188 408 476				502 60 244 275 340 370 408		3 244 340		340	6103 12 158 36 188 60 76

Примечания: 1. Данные об исходных массивах анализов (А и Б) и выделившихся факторах (I—III, I—VII) ст. на табл. 6.
2. Числа в графах факторов — глубины отбора проб от поверхности дна, см.

исходных данных: 1 — макрокомпоненты (валовой химический анализ) и 2 — формы Fe и Mn (химический анализ) и микроэлементы (спектральный анализ). В результате их обработки R-методом факторного анализа выделены факторы, в которые вошли определенные ассоциации геохимических компонентов (табл. 6). Их пространственная локализация зафиксировала терригенный, гемипелагический и пелагический типы седиментации.

Факторный анализ более широкого спектра химических компонентов (рудогенные и микрокомпоненты) позволил не только охарактеризовать осадки различных фациальных зон и типов седиментации, но и детальнее проследить процессы его формирования (нормальная седиментация, диагенез), выявить источники вещества (табл. 7). В разрезах колонок, расположенных в конкрет-

ных зонах, иногда отмечается смена доминирующего фактора (типа седиментации), что свидетельствует о крупных перестройках условий осадконакопления. Оказывается также возможным выявить источники поступающего рудогенного компонента, а при более детальных исследованиях — и роль рудогенного компонента различного генезиса. Рассмотренный материал указывает на проявление аутигенных (диагенетических) процессов в верхнем слое пелагических окисленных осадков, протекающих по схеме восстановительного диагенеза.

Обработанные и проинтерпретированные таким образом аналитические данные удобны для геохимического картирования, когда на картах выделены поля, связанные с основными и другими осадкообразующими процессами; для геохимического анализа колонок (разреза), когда в определенных зонах установлены интервалы проявления тех или иных осадкообразующих процессов и дана оценка их силы; для направленного подбора образцов при последующих детальных литологических и минералогических исследованиях.

ГЕОХИМИЯ БИОГЕННОГО КАРБОНАТНОГО КОМПОНЕНТА ОСАДКА

Одним из главных источников седиментационного материала в северной и экваториальной частях Индийского океана является биогенный, слагаемый в основном раковинами планктонных фораминифер [73]. Многочисленные исследования позволили установить закономерности их распределения в водном столбе и на дне, однако роль фораминифер как концентраторов и поставщиков химических элементов в осадки изучена недостаточно. В то же время эти организмы, входя в состав экологической системы океана и принимая активное участие в биогеохимических процессах, накапливают многие элементы, часть из которых удерживается в веществе раковины. Причем среда обитания заметно влияет на особенности их химического состава.

Химический состав раковин планктонных фораминифер Индийского океана, по данным анализа валовых проб, изучался ранее Н. В. Беляевой [15а]. Однако информация об элементарном составе отдельных видов получена авторами впервые [4]. Исследовались планктонные — Globorotalia menardii, Gl. tumida, Gl. truncatulinoides, Globoquadrina conglomerata, Gl. dutertrei, Globigerinoides ruber, Gl. sacculifer, Gl. conglobatus, Globigerinella aequalateralis, Sphaeroidinella dehiscens, Orbulina universa, Globigerina rubescens, Pulleniatina obliquiloculata и бентосные—Alabamminoides exiquus, Pullenia quinqueloba, Melonis pompilioides и другие виды. Всего определено 19 химических элементов макро (Si, Al, Mg, Ca, Fe)- и микросостава (Na, Ti, Mn, Ni, V, Cr, Cu, Pb, Ag, Ce, La, Y, Zr, Yb).

Особый интерес представляют виды Globorotalia menardii и Globigerina rubescens, по которым осадки стратифицируются. Микроэлементарный состав их раковин в голоцен-плейстоценовой толще показал, что фораминиферы сохраняют свои индивидуальные способности к накоплению определенных элементов, однако содержание последних изменяется (рис. 21). Так, в раковинах Gl. menardii постоянно выше содержание по сравнению с раковинами Gl. rubescens таких элементов, как Mn, Ti, Zr, Sn. В раковинах Gl. rubescens, как правило, больше Yb, есть Cr, в то время как у раковин Gl. menardii Cr практически отсутствует. Нет в раковинах Gl. rubescens таких редкоземельных микроэлементов, как Ce, La, которые встречены во всех экземплярах раковин Gl. menardii, по крайней мере на протяжении всего позднего плейстоцена и голоцена. Ce встречается у Gl. menardii эпизодически. Содержание Fe у раковин Gl. rubescens всегда намного меньше, чем у Gl. menardii.

Таким образом, для видов фораминифер, по которым стратифицируются голоцен-плейстоценовые отложения, характерна количественная дифференциация микроэлементов. Эту особенность можно использовать для анализа

[4] Анализ выполнен с помощью микроспектрального метода, при котором навеска для сжигания состоит всего из нескольких экземпляров фораминифер общим весом не более 1 мг.

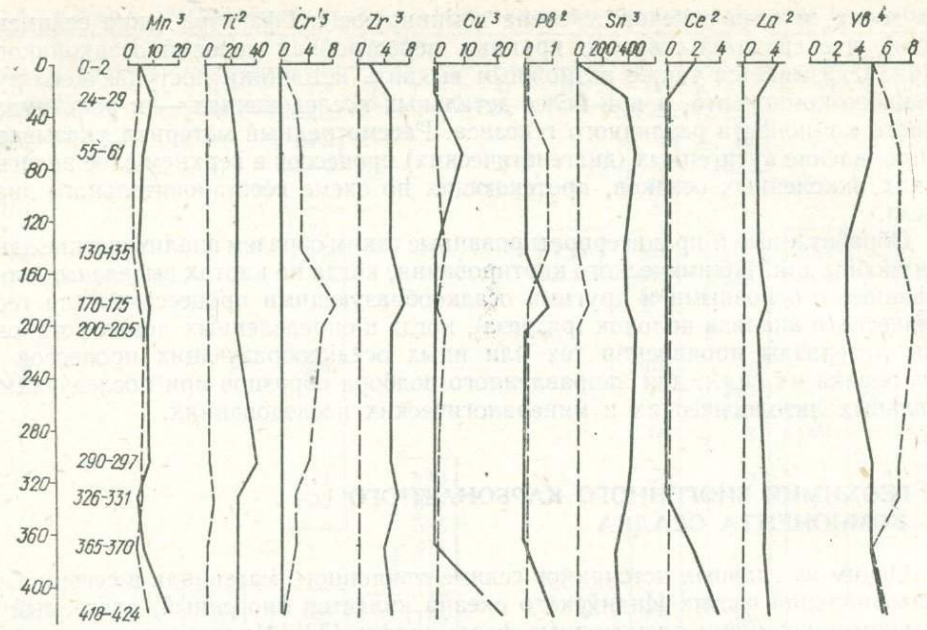


Рис. 21. Распределение микроэлементов в раковинах Globorotalia menardii (сплошная линия) и Globigerina rubescens (штриховая линия) в колонке ст. 367, %

эволюции элементарного состава раковин при биогеохимической стратификации осадков.

Микроспектральный анализ показал также, что различные виды обладают неодинаковой способностью к ассимиляции химических элементов. Наиболее обширный набор и вариации содержаний характерны для вида Gl. menardii. В Индийском океане он распространен весьма широко и его раковины часто являются доминирующей составляющей в биогенных илах.

Содержания микроэлементов в раковинах этого вида образуют максимумы и минимумы, приуроченные к различным районам океана (рис. 22). Так, в группе Mn, Ti, Zr, Ni, Yb, V наблюдаются следующие закономерности. Кривые распределения Mn характеризуются наибольшими максимумами в Бенгальском заливе (ст. 2184) и Центральной котловине (ст. 2190/3). Менее выраженный максимум отмечается на ст. 2181 в Бенгальском заливе и на западном склоне Аравийско-Индийского хребта (ст. 2176/1). Аналогичная кривая распределения и у Ti, что, очевидно, свидетельствует об одинаковом механизме ассимиляции фораминиферами этих элементов. Сходно распределение в веществе раковин по профилю седиментационных зон и Zr, однако в районе разлома Оуэн (ст. 2160) для этого элемента появляется еще один максимум.

При невысокой частоте встречаемости для Ni (31 %), который не зафиксирован в западной части океана, отмечаются максимумы — сильный в Бенгальском заливе (ст. 2184) и слабый в Центральной котловине (ст. 2190/3).

По характеру распределения к описанным выше близок повсеместно встречающийся Yb. Отличие проявляется в появлении максимальных его значений (вместо минимальных) у юго-восточного окончания Мальдивских островов (ст. 346). Кривую распределения Yb в правой части повторяет V, не встреченный в западной части океана.

В группе редкоземельных элементов для La и Ce характерен максимум концентраций в карбонатном веществе раковин из Сомалийской котловины (ст. 2165), Бенгальского залива (ст. 2184), Центральной котловины (ст. 376). Различия в накоплении этих элементов отмечаются на станциях 2190/3 и 346 (см. рис. 22), что обусловлено, вероятно, существованием этих элементов в океанической воде в соединениях, в различной степени благоприятных для усвоения фораминиферами.

Своеобразна и показательна кривая распределения Sn, фиксирующая его максимальное накопление в районе разлома Оуэн (ст. 2160), на западном склоне

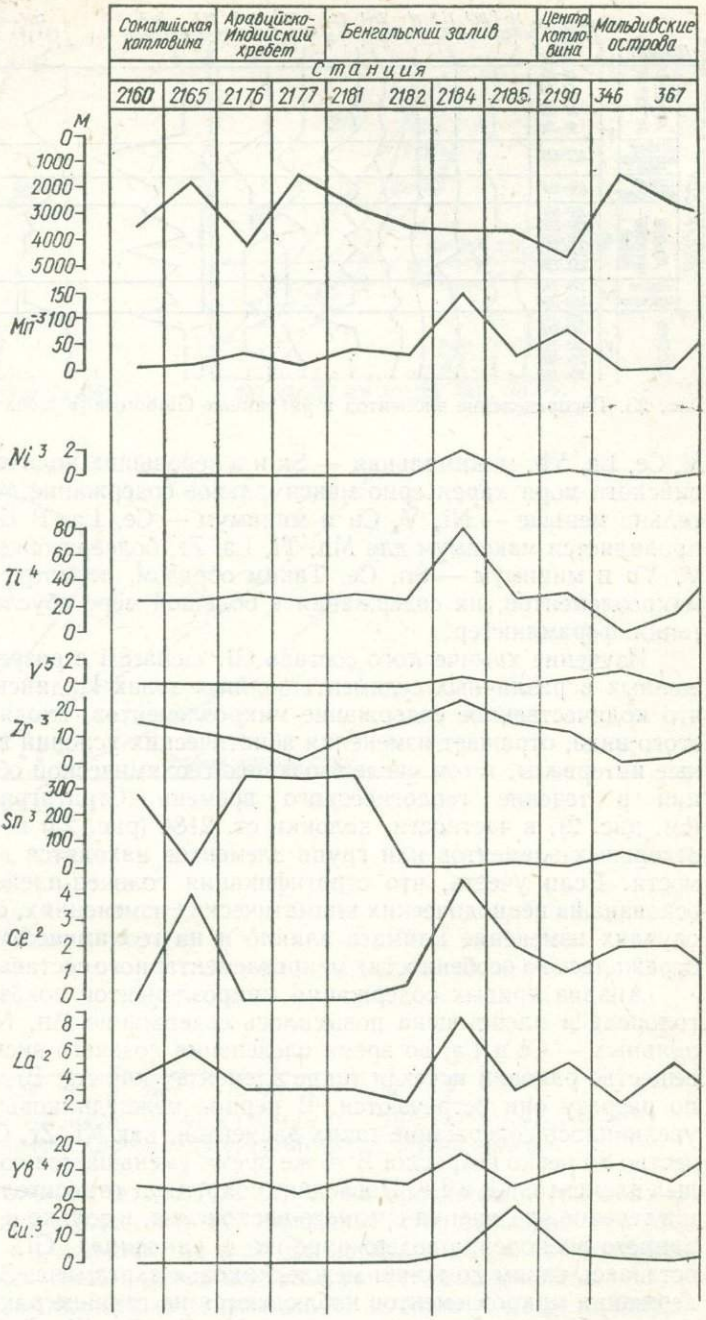


Рис. 22. Распределение элементов в раковинах Globorotalia menardii из поверхностного слоя донных осадков, %

Аравийско-Индийского хребта (ст. 2176/1), на подводной горе восточного склона Аравийско-Индийского хребта (ст. 2177/2) и незначительное повышение содержания у юго-восточной оконечности Мальдивских о-вов (ст. 346). Наибольшие концентрации Sn в раковинах Gl. menardii ($350 \cdot 10^{-3}$ %) на два порядка превышают его кларк для осадочных пород ($1 \cdot 10^{-3}$ % [24]).

Кривая распределения Cu, показывающая стерильность по отношению к меди западной части океана (кроме ст. 1511— Аравийское море), отличается от других. Четкий максимум этого элемента отмечен в Бенгальском заливе (ст. 2185), слабый — в Бенгальском заливе (ст. 2184) и Центральной котловине (ст. 2190/3).

В целом отметим, что Бенгальский залив — это район, в котором происходит максимальная концентрация раковинами Gl. menardii Mn, Ti, Ni, Zr,

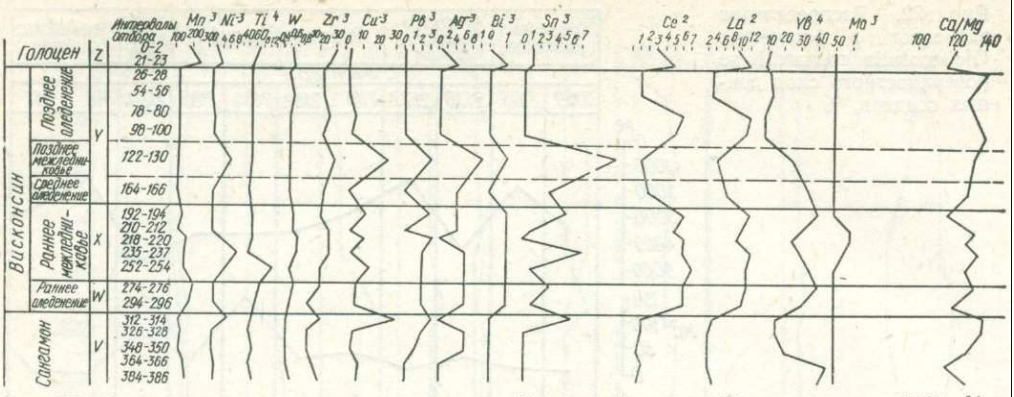


Рис. 23. Распределение элементов в раковинах Globorotalia menardii в колонке ст. 2184, %

V, Ce, La, Yb, минимальная — Sn и в небольших количествах — Cu. Для Аравийского моря характерно максимальное содержание Mn, Ti, Zr, Yb, относительно меньше — Ni, V, Cu и минимум — Ce, La. В Центральной котловине проявляется максимум для Mn, Ti, La, Zr, более сглаженные линии имеют Ni, V, Yb и минимум — Sn, Ce. Таким образом, несмотря на одинаковый набор микроэлементов, их содержания в большой мере обусловлены районами обитания фораминифер.

Изучение химического состава Gl. menardii в разрезах колонок, расположенных в различных седиментационных зонах Индийского океана, показало, что количественное содержание микроэлементов, входящих в состав раковин этого вида, отражает изменения абиотических условий в определенные временные интервалы, в том числе эволюцию геохимической обстановки среды обитания в течение геологического времени. Стратиграфическое расчленение (см. рис. 2), в частности, колонки ст. 2184 (рис. 23) и колебания содержания отдельных элементов или групп элементов находятся в определенной зависимости. Если учесть, что стратификация голоцен-плейстоценовых отложений основана на периодических климатических изменениях, очевидно, что во многих случаях изменение климата влияло и на геохимическую среду, а последняя отражалась на особенностях микроэлементарного состава раковин фораминифер.

Анализ кривых содержания микроэлементов показывает, что на границе голоцена и плейстоцена повысилось содержание Mn, Ni, Ag, Bi, из редкоземельных — Ce и La; во время оледенения позднего висконсина в карбонатном веществе раковин исчезли такие элементы, как Ag, Bi, Sn, хотя выше и ниже по разрезу они встречаются. В период межледниковья позднего висконсина увеличилось содержание таких элементов, как Ni, Zr, Cu, Pb, Ag, Bi, а количество Sn резко возросло. В то же время уменьшается содержание редкоземельных элементов Ce и La. Последние сохраняют относительно низкое содержание и в течение оледенения среднего висконсина, и только в период межледниковья раннего висконсина содержание их в раковинах Gl. menardii повышается, оставаясь таким до конца межледниковья сангамона. Заметные изменения содержания микроэлементов наблюдаются на границе раннего висконсина и сангамона. Увеличивается количество Ni, Zr, Cu, Pb, Sn, уменьшается Mn, Ag, Bi, Ce, La, Yb. Особенно четко проявляется минимум последних трех редкоземельных элементов. Кривая распределения Cu подобна кривой Sn, хотя величины содержания отличаются.

Не все элементы реагируют на смену ледникового периода межледниковьем на протяжении плейстоцена. Например, содержание Bi увеличивается от оледенения и до конца межледниковья раннего висконсина. Так же ведут себя редкоземельные элементы Ce и La. Олово, претерпевая изменения, постоянно находится в раковинах из осадков, которые образовались с конца межледниковья сангамона до конца межледниковья позднего висконсина, но практически не встречается в раковинах из осадков межледниковья сангамона и позднего оледенения висконсина. Только в голоцене оно вновь появляется в незначительном количестве.

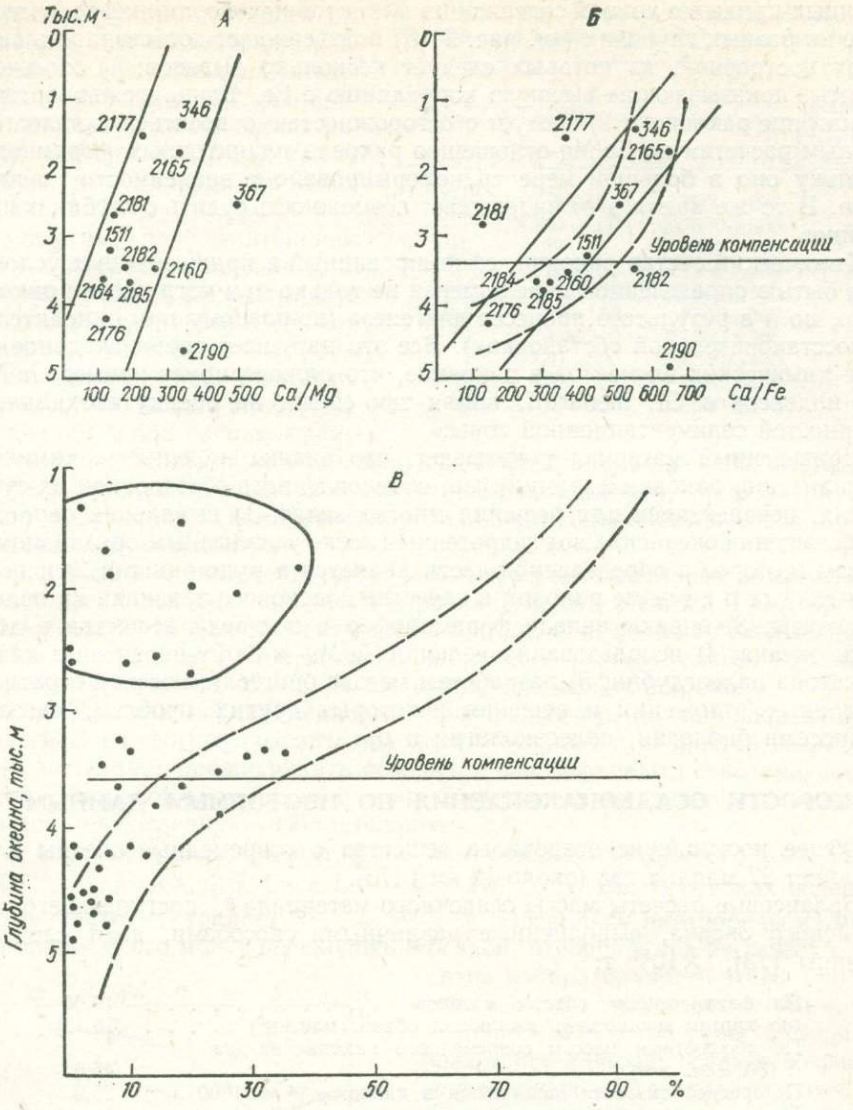


Рис. 24. Зависимость величины индексов Ca/Mg (*А*), Ca/Fe (*Б*) и содержаний (в %) раковин фораминифер Globorotalia menardii (*В*) от глубин океана

Содержание таких элементов, как Mn, Ti, V, на протяжении голоцена — плейстоцена не претерпело существенных изменений. Это относится и к Mo, который не обнаружен в раковинах по всей длине колонки, за исключением незначительных количеств лишь в межледниковье раннего висконсина.

Рассмотрим особо закономерности изменения величин Ca/Mg- и Ca/Fe-индексов в раковинах Gl. menardii из поверхностного слоя осадков различных седиментационных зон Индийского океана. Анализируемый материал свидетельствует о высокой корреляции этих величин и об их симбатном уменьшении с возрастанием глубин (рис. 24, *А*, *Б*). При этом Ca/Fe-индекс контрастнее реагирует на границу глубин 3500 м. Именно здесь резко возрастает растворение карбонатного вещества раковин (уровень фораминиферового лизоклина), что сопровождается уменьшением содержания Ca и относительным увеличением содержания Fe, по-видимому, входящего в состав органической матрицы.

В зависимости от глубины океана выделяются две основные группы значений Ca/Fe-индекса: 1500—3500 м — Ca/Fe 430—650; 3500—4200 м — Ca/Fe 130—400. Плавное уменьшение Ca/Mg-индекса с ростом глубин свидетельствует о вероятной связи большей части Mg с карбонатным веществом и его незначительного количества с органической матрицей. Поразительное сходство

описанных кривых с кривой содержания планктонных фораминифер в донном осадке на разных глубинах (см. рис. 24 *В*) подтверждает достоверность выполненных построений, из которых следует несколько выводов: 1) химические элементы, показывающие высокую корреляцию с Fe, принадлежат органической матрице раковины; 2) следует с осторожностью относиться к палеотемпературным расчетам по Ca/Mg-отношению раковин планктонных фораминифер, поскольку оно в большой мере трансформировано в зависимости от глубин океана. В то же время этот индекс дает возможность судить о глубинах палеобассейнов.

Химический состав раковин, сформированный в прижизненных условиях, может быть в определенной мере изменен не только при погружении раковины на дно, но и в результате процесса диагенеза (по-разному при окислительной или восстановительной обстановках). Все это нарушает первоначальное отношение химических элементов в раковине, что иллюстрирует пример Ca/Mg- и Ca/Fe-индексов в Gl. menardii, влияя тем самым на оценку геохимических особенностей седиментационной зоны.

Приведенный материал показывает, что анализ явления геохимической специализации раковин фораминифер, обусловленного обстановкой их существования, перспективен для решения многих задач: 1) выявления периодов и зон обогащения океанских вод гидрогенным легко усваеваемым организмами веществом (которое в определенной части является и рудогенным); 2) использования данных о химизме раковин в качестве поискового признака на полезные компоненты; 3) оценки вклада фораминифер в поставку вещества в донные осадки океана; 4) использования величин Ca/Mg- и Ca/Fe-индексов в качестве индикатора палеоглубин; 5) разработки метода биогеохимической стратификации донных отложений и решения некоторых других проблем, связанных с вопросами биологии, палеоэкологии и пр.

СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Общее поступление осадочного вещества в современные океаны и моря составляет 27 млрд. т/год (около 18 км^3) [73].

Балансовые расчеты массы осадочного материала [5], поступающего на дно Индийского океана, выполненные различными способами, дают следующие величины [73], $\times 10^{16}$ т:

По фактическому объему осадков	19,60
(по картам мощностей; в скобках объем, млн.км^3)	(26,15)
По абсолютным массам современного накопления (за 150 млн. лет) *	45,6
По средней скорости накопления в кайнозое (4 мм/1000 лет)	25,6
По опусканию осадочного материала в зонах Заварицкого-Беньофа (уход вещества из осадочного тела океана)	6,6

* Средняя скорость для интервала 0—0,7, млн. лет (до границы Брюнес — Матуяма).

Даже столь беглый обзор проблемы осадконакопления в океане позволяет получить представление о том, насколько важно в теоретическом и практическом плане иметь достоверные данные по скоростям осадконакопления, по возрасту определенных горизонтов осадков в различных районах Мирового океана. Океаны в этом отношении изучены чрезвычайно слабо, а Индийский океан — почти белое пятно. По состоянию на 1978 г.вся его огромная акватория характеризовалась несколькими десятками изотопных дат, главным образом по юго-восточной части.

В табл. 8 приведены результаты радиоуглеродного датирования и оценены скорости осадконакопления по шести колонкам, поднятым в районе Бенгальского залива и прилегающей экваториальной зоне.

Исследованные донные осадки представляют собой в основном алевритопелитовые, фораминиферовые илы. Судя по скоростям осадконакопления,

[5] Плотность осадков 1,5 г/см^3, влажность 50 %, скорость субдукции (захоронения осадков) в зонах Беньофа 3 см/год, современный фронт зоны Беньофа в Индийском океане — 3900 км, средняя мощность осадков 0,5 км.

влияние терригенного сноса несомненно. Мы исследовали распределение редкоземельных элементов (нейтронно-активационным анализом) как по длине колонок (интервал 10 см), так и по мере их удаления от устья р. Ганг [107].

Отметим, что лантаноиды (Ce- и Y-группы) в первом приближении можно рассматривать как смесь двух гипотетических элементов, состоящих из соответствующих изотопов. Известно, например, что кислая стадия выветривания пород сопровождается преимущественным выносом легких редкоземельных элементов, а остаток обогащается тяжелыми; щелочное выветривание, наоборот, приводит к выносу негидролизующихся компонентов и аллювий обогащается легкими редкоземельными элементами.

Таблица 8. **Скорость осадконакопления в Бенгальском заливе по радиоуглеродным данным**

Станция	Горизонт, см	Возраст, лет	Скорость осадконакопления, мм/1000 лет
2180	970—1030	7200±200	138,9
	1630—1690	22 500±600	73,1
2181	27—69	530±110	76,2
	112—150	1290±200	125,8
2182	970—1030	22 600±140	44,4
2184	55—100	8700±200	8,8
	240—310	16 700±300	16,5
	730—850	30 840±400	25,6
2185	120—290	7530±120	27,0
2178	75—95	12 500±110	6,8

Наши данные свидетельствуют о том, что редкоземельные элементы в различных слоях осадков находятся в различных отношениях. Если пронормировать редкоземельные элементы по La или Ce, т. е. по тем элементам, распределение которых по длине колонки изменяется незначительно, то окажется, что отношения Sm/Ce, Yb/Ce, Tb/Ce варьируют весьма широко.

Наблюдаемая неравномерность в распределении лантаноидов в осадках независимо от географического положения станции и скоростей осадконакопления заставляет предположить осаждение растворенных редкоземельных элементов из морской воды на дно океана. Отметим, что механизм осаждения предполагает определенную избирательность.

В океанской воде концентрация лантаноидов составляет для Yb $n \times 10^{-11}$, для Ce, Eu, La и Lu — $n \times 10^{-10}$ % [25]. В осадках содержание этих элементов составляет 10^{-6} — 10^{-3} %. Поскольку лантаноиды из морской воды скорее всего могут переходить в осадок, адсорбируясь на взвесях, не понятна избирательность этого процесса в общем в стабильных физико-химических условиях океанской воды. Вариации наблюдались в пробах осадков возрастом от современных до нескольких сотен тысяч лет. Причем отмечалась закономерная смена периодов интенсивного осаждения лантаноидов периодами их удержания в воде. Для Lu (ст. 2179), например, эти периоды равны примерно 1000 лет. Такой пульсационный механизм, безусловно, должен иметь глобальный характер.

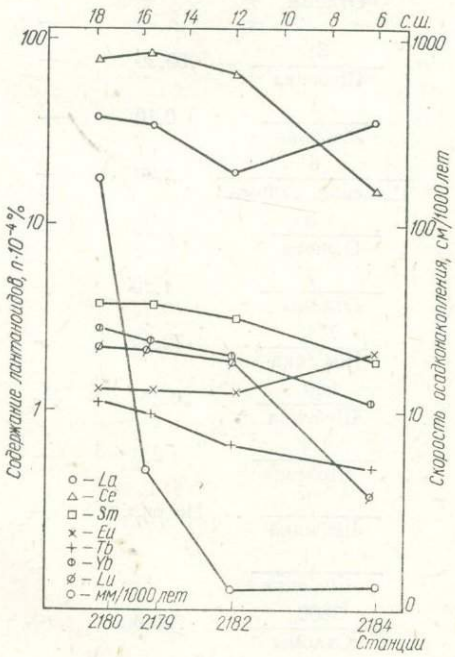


Рис. 25. Содержание лантаноидов и скорость осадконакопления

По средним значениям содержания лантаноидов в колонках осадков Индийского океана (ст. 2180, 2179, 2182, 2184) построен меридиональный разрез по 79° в. д. между 18 и 6° с. ш. В конусе выноса р. Ганг по линии удаления от устья (рис. 25) содержание всех исследованных лантаноидов в осадках уменьшается. Данные скоростей осадконакопления (см. табл. 8) свидетельствуют в общем об уменьшении скорости накопления осадка по мере удаления от устья, несмотря на возрастание относительной роли биогенной составляющей в южном

направлении (доля фораминифер увеличивается от 1—5 до 40 % и карбонатность осадков от 3—6 до 50—80 % соответственно). Следовательно, с уменьшением содержания терригенной компоненты осадков, выносимой с речным стоком, концентрация лантаноидов в отложениях также изменяется.

Глава 4

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Детальное изучение магматических и метаморфических комплексов, приуроченных к определенным структурным зонам океана, важно для оценки их геологической и металлогенической специализации. Результаты ранее проводившихся петрографических исследований в этом регионе изложены в работах П. Л. Безрукова, В. И. Чернышовой, Г. В. Удинцева, Л. Д. Дмитриева, И. О. Мурдмаа, Г. Б. Рудника, А. Я. Шараськина, Р. Л. Фишера, С. Дж. Энгеля, Д. Р. Кемпе, Р. Хекиниана, Д. Х. Метьюза, Э. Бонатти, П. Р. Хамлина, Р. Я. Белевцева, И. Б. Щербакова, В. В. Слипченко, И. Н. Говорова, А. А. Цветкова, Г. Н. Савельевой, С. А. Силантьева и др.

Таблица 9. **Типы кристаллических пород, драгированных в Аравийско-Индийском хребте**

Станция	Глубина, м	Структурная позиция	Количество обломков / Преобладающая фракция	Масса, кг	Перидотит
2159	3450	Зона разлома Оуэн	224 / Дресва	0,08	*
2161	3900—3000	То же	3 / Отломы	11,30	—
2162	2400—2200	Рифт хребта Карлсберг	111 / Щебенка	4,31	—
2172	3120	Юго-западный склон хребта Карлсберг	77 / Щебенка	2,74	—
2173	3800	Хребет Карлсберг (район горы Вернадского)	74 / Отломы	238,80	—
2174	3400	То же			—
2177/3	2500—2000	Гребень хребта Карлсберг (зона разлома Вернадского)	31 / Щебенка	55,30	+
2183		Бенгальский залив	1 / Щебенка	0,10	—
2188	4860	Центральная котловина	6 / Щебенка, отломы	1,20	—
2189/1	5400	То же	8 / Отломы	2,00	—
2190/2	4600	» »	7 / Отломы	1,80	—
2191/1	4700—3600	Зона разлома Мария Целеста	754 / Щебенка	32,00	+
191/2	4500—3200	То же	860 / Щебенка	205,0	—
2193/1	4600—3200	Зона разлома Арго	19 / Щебенка	2,0	—
2195/1	2790—3100	Гора Экватор	1 / Щебенка	Не опр.	—
2195/2*	3250	» »	1 / Щебенка		—
2197	5700—4000	Зона разлома Оуэн	3600 / Отломы	700,00	+

\+ — породы встречены, — — породы не встречены, * — подняты ударной трубкой.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ

Места взятия образцов основных и ультраосновных пород, поднятых в районе Аравийско-Индийского хребта, относятся к разным уровням склонов осевой рифтовой зоны или зон трансформных разломов. Выходы пород верхней мантии, представленные серпентинизированными лерцолитами и гарцбургитами, находятся на глубинах более 4500—5000 м. Габбро, составляющие нижний слой океанической земной коры, драгированы с глубин 4500—5000 до 3500—400 м, а долериты — с глубины 4500—4000 до 2000—2500 м, причем метаморфизованные разности долеритов с меньших — 2000—3500 м (табл. 9). Свежие базальты занимают верхние гребни срединно-океанического хребта, хотя и подняты с разных глубин — от 2000 до 3800 м.

По геолого-петрографическим данным океаническая земная кора в срединно-океаническом хребте имеет субгоризонтально-слоистое строение (рис. 26):

1) нижний горизонт, залегающий на перидотитах верхней мантии, составляют габбро (среди габбро широко развиты оливиновые разновидности, редки — габбро-нориты и лабрадориты); все габброиды частично (на 5—20%) метаморфизованы, габбро-амфиболиты эпизодичны; мощность горизонта габбро

Габбро	Долерит	Базальт	Метабазит	Жильные образования	Андезито-базальтовый туф	Шошонит	Спекшийся вулканический шлак	Пемза
—	—	—	—	*	—	—	—	—
—	+	+	—	—	—	—	—	—
—	+	+	+	—	—	—	—	—
—	—	+	—	—	—	—	—	—
—	—	+	—	—	—	—	—	—
—	—	+	—	—	—	—	—	—
—	—	+	+	+	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	+	—
—	—	—	—	—	—	—	—	+
—	—	—	—	—	—	—	—	+
—	—	—	—	—	—	—	—	+
+	+	—	+	+	—	—	—	—
—	+	+	+	+	—	—	—	—
+	+	+	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	+	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—
—	—	—	—	+	—	—	—	—

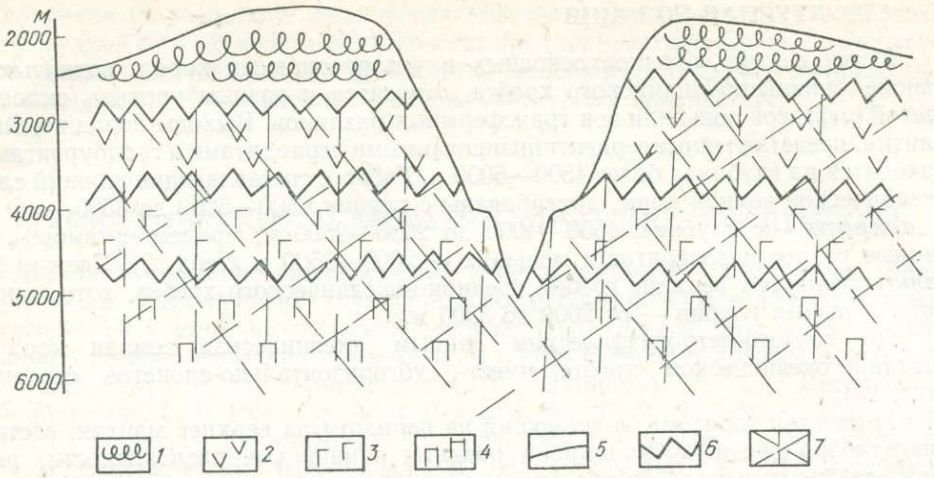


Рис. 26. Предполагаемое распределение основных и ультраосновных изверженных пород в океанической земной коре зоны разлома Мария Целеста:

1 — покровы базальтов; *2* — долериты; *3* — габброиды; *4* — мантийные серпентинизированные перидотиты; *5* — рельеф океанического дна с рифтовой долиной; *6* — границы между «слоями» океанической земной коры; *7* — зоны рассланцевания изверженных пород, метаморфических преобразований, а также долеритовых интрузий

около 1000 м (1000—1500 м). Габброиды пересекаются дайками и небольшими телами долеритов и мелкозернистых долерито-габбро;

2) средний горизонт, находящийся выше горизонта габбро, составляют долериты. Базальты никогда не залегают непосредственно на габбро (см. табл. 9), а в глубинные зоны погружаются лишь долериты, о чем свидетельствует широкое развитие метадолеритов и лишь единичные находки метабазальтов. Горизонт долеритов, по-видимому, составлен небольшими субвулканическими телами типа даек, некков и силлов, часто служащих подводящими каналами для базальтовых покровов. Мощность долеритового горизонта, вероятно, до 1000 м;

3) верхний горизонт сложен покровами базальтовых пиллоу-лав. Большая часть их относится к оливиновым толеитовым гиалобазальтам. Мощность этого горизонта невелика (до 500—1000 м), на что указывает отсутствие метабазальтов, а также гидротермальных жил в них.

Результаты геохронологического исследования пяти проб базальтов и одного перидотита свидетельствуют о крайней молодости этих образований (табл. 10): базальтоиды были излиты в течение последних 10 млн. лет; перидотиты датируются с меньшей достоверностью, однако и их возраст не превышает 20 млн. лет.

Таблица 10. **Результаты датирования калий-аргоновым методом проб коренных пород, поднятых в северной части Аравийского-Индийского хребта [107]**

Проба	Порода	Содержание, %		Возраст, млн. лет
		K	Ar	
2173—5	Свежий базальт	0,13	Следов радиогенного Ar не обнаружено	
2173—11	Оливиновый базальт	0,13		
2173—59	Стекло базальтовое	0,10		
2177/3—3	Эпибазальт	0,27		<10
2191—2	Эпибазальтоид	0,35		
2197—5	Перидотит	0,02		<20

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ультраосновные и основные породы

Ультраосновные породы, поднятые при драгировании Аравийско-Индийского хребта, представляют собой в разной степени серпентинизированные перидотиты. Кроме перидотитов, принадлежность к которым однозначно определяется наличием оливина и пироксенов, встречены измененные породы: существенно тальковые, антофиллит-тальковые, хлорит-тремолитовые, которые по химическому составу и геохимическим особенностям близки к ультраосновным породам.

Перидотиты подняты лишь из нижних частей желобов зон трансформных разломов Оуэн и Мария Целеста (см. табл. 9). Это обычно более чем наполовину серпентинизированные средне- и крупнозернистые породы с размером кристаллов оливина и пироксенов от 0,5 до 2 см. Перидотиты раздроблены, брекчированы, нередко рассланцованы. Серпентин развивается в виде петельчатых псевдоморфоз по оливину, реже по ортопироксену, а также по трещинкам — серпентин — асбест. В сильно серпентинизированных породах наблюдаются прожилки карбонатов.

Главные первичные минералы перидотитов — форстерит, энстатит, диопсид, хромшпинелид. В некоторых лерцолитах отмечаются также жилки, сложенные основным плагиоклазом. Вторичные минералы кроме серпентина представлены магнетитом, хлоритом, карбонатом, содержание которых, как правило, незначительно. В перидотитах, судя по их нормативному составу, преобладает оливин, ортопироксен составляет более 20 %, а диопсид 5—10 и лишь изредка 18—20 %. Содержание хромшпинелида составляет 1—2 %. Железистость (f) перидотитов около 10. Нормативный ортопироксен преобладает лишь в некоторых ультрабазитах. Последние обычно более железисты (f около 20) и часто содержат вторичный хлорит. Такие ультрабазиты уже близки к пироксенитам. В некоторых случаях установлена повышенная железистость (около 15) пироксенов таких пород. Отметим, что в разной степени серпентинизированные ультрабазиты из зоны разлома Оуэн дают близкий нормативный состав, что свидетельствует об изохимичности процесса серпентинизации. Таким образом, можно предварительно по петрохимическим и минералогическим данным среди перидотитов выделить несколько разновидностей. Среди них преобладают лерцолиты, нередки гарцбургиты. Встречаются также пироксениты, отличающиеся небольшим преобладанием нормативного гиперстена над оливином и повышенной железистостью пород. Все эти разновидности ультрабазитов отмечаются в разломе Оуэн и Мария Целеста. Пироксениты подняты с более высоких горизонтов в желобах трансформных разломов по сравнению с перидотитами (ст. 2159).

Оливин (форстерит) сохраняется лишь в виде реликтов в серпентиновой массе, $n_g = 1{,}690$, $n_p = 1{,}671$, $2V = 90$, $f = 10$—12. Ортопироксен представлен в перидотитах энстатитом, а в пироксенитах — бронзитом, часто содержит тонкие пластинчатые вростки (ламели) клинопироксена. $n_m = 1{,}678$—$1{,}682$ до 1,690 (в пироксенитах), $f = 9$—12 до 20 (в пироксенитах). По данным микрозонда, f энстатита составляет 10,5, содержание Al_2O_3 5,42, CaO 2,42 %. Бронзит из пироксенита (?) более железистый ($f = 19{,}3$), он содержит меньше Al_2O_3 (1,43 %) и CaO (2,16 %) (табл. 11). Диопсид перидотитов обладает отчетливой диаллаговой отдельностью и косым погасанием (c: $Ng = 40°$), $n_p = 1{,}670$—$1{,}672$, $f = 8$—12. По анализу на микрозонде диопсид имеет $f = 11{,}7$, содержание Al_2O_3 6,16, концентрация волластонитовой молекулы 48,7 % (см. табл. 11). Хромшпинелиды представлены мелкими округлыми и футлярообразными кристаллами темно-красно-бурыми в проходящем свете. Кристаллохимическая формула хромшпинелида, по данным рентгеноспектрального анализа (обр. 2159—8) [6], $(Mg_{0,712}Fe^{2+}_{0,.5}Mn_{0,002})_{0,.98}$ $(Cr_{0,399}Al_{1,609})_{2,007}O_4$. Для многих серпентинизированных перидотитов характерен длинноволокнистый серпентин-асбест, c: $Ng = 0$, $n_g = 1{,}571$—$1{,}575$; $n_p = 1{,}563$—$1{,}570$.

[6] Анализ выполнен О. П. Шаркиным.

Таблица 11. **Химический состав минералов из основных и ультраосновных пород**

Оксид, %	1	2	3	4	5
SiO_2	53,08	49,43	54,13	40,23	50,82
TiO_2	0,11	0,22	0,36	0,00	0,08
Al_2O_3	5,42	6,16	1,43	0,20	28,78
FeO	6,25	3,52	11,99	15,22	0,43
MnO	0,13	0,12	0,27	0,25	0,24
MgO	30,02	14,88	28,07	43,18	0,24
CaO	2,24	22,22	2,16	0,34	13,70
Na_2O	0,01	0,19	0,03	0,00	3,55
K_2O	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05
NiO	0,13	0,05	0,03	0,09	—
Cr_2O_3	0,84	1,50	0,14	0,06	0,03
Сумма	98,26	98,33	98,64	99,4	97,92
f, %	10,46	11,72	19,3	16,5	—
Компонент, мол. %	4,6 Вол 85,4 Эн 10,0 Фс	48,7 Вол 45,3 Эн 6,0 Фс	4,3 Вол 77,2 Эн 18,5 Фс	— 83,5 Фо 16,5 Фа	68,0 Ан 31,7 Аб 0,3 Ор

Оксид, %	13	14	15	16	17	18
SiO_2	28,95	53,47	54,18	53,78	53,36	54,47
TiO_2	0,07	0,04	0,10	0,66	0,83	0,50
Al_2O_3	16,17	28,63	26,94	2,23	2,58	2,97
Fe_2O_3	26,55	0,33	0,34	8,26	—	—
FeO	—	—	—	—	7,71	11,26
MnO	19,02	0,16	0,18	14,88	—	—
MgO	0,26	12,23	10,22	18,86	14,95	17,79
CaO	0,27	5,49	6,52	0,50	18,83	10,69
Na_2O	0,02	0,10	0,10	Не обн.	0,64	0,67
K_2O	—	—	—	—	—	0,06
H_2O	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	91,31	100,44	98,59	99,16	—	—
Cr_2O_3	43,4	—	—	23,8	—	—
Сумма	—	51,1 Ан	46,3 Ан	40,8 Вол	99,90	98,72
f, %	—	44,9 Аб	52,8 Аб	45,1 Эн	24,0	26,20
Компонент, мол. %	—	—	0,9 Ор	14,1 Фс	42,5 Вол 43,6 Эн 13,8 Фс	24,1 Вол 56,0 Эн 19,9 Фс

Оксид, %	25	26	27	28	29	30
SiO_2	40,71	50,12	54,12	51,03	50,70	39,18
TiO_2	0,04	0,04	0,09	0,68	0,02	0,04
Al_2O_3	0,43	6,12	25,12	4,64	27,29	0,52
Fe_2O_3	5,93	1,54	2,16	0,20	3,36	0,40
FeO	2,57	2,57	1,29	7,01	0,57	19,59
MnO	0,04	—	—	0,24	Нет	0,30
MgO	49,06	18,91	1,47	16,29	0,33	38,75
CaO	0,14	19,53	9,80	18,34	13,30	0,14
Na_2O	0,10	0,40	4,30	0,50	3,63	0,15
K_2O	0,30	0,05	0,40	0,10	0,10	0,10
H_2O	0,20	0,10	0,30	0,25	0,30	0,60
П. п. п.	0,59	0,49	1,29	1,13	0,86	0,61
	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,11	99,87	100,34	100,41	100,46	100,38
f, %	8,28	17,35	—	19,84	—	22,5
Компонент, мол. %	— 91,62 Фо 8,28 Фа	39,9 Вол 53,7 Эн 6,3 Фс	54,3 Ан 43,2 Аб 2,6 Ор	39,4 Вол 48,6 Эн 12,0 Фс	66,6 Ан 32,9 Аб 0,6 Ор	— 77,5 Фо 22,5 Фа

Примечание. 1—3 — обломки кристаллов из элювиальной дресвы, ст. 2159, зона разлома 1—5 — рентгеноспектральные анализы Г. Н. Савельевой; 4 — вкрапленник оливина, 5 — вкрапленник рентгеноспектральные анализы А. А. Цветкова; 6, 7, 9, 10, 12, 18, 19, 20, 22 — из обр. 2191/1—11; 6 — роговая обманка, 13 — хлорит из прожилка, 14, 15 — плагиоклаз, 16—17 — авгит, 18, 19 — субкальцие-лизы монофракций минералов Р. Я. Белевцева (23—31 — аналитик О. П. Красюк, 32 — аналитик нералы из лерцолита, зона разлома Оуэн, ст. 2197, обр. 2, 23 — хромшпинелид, 24 — энстатит, 25 — фор-27 — плагиоклаз, 28 — авгит; 29—31 — минералы из оливинового среднезернистого габбро, зона разло-из оливинового базальта, зона разлома Мария Целеста, ст. 2191/2, обр. 2; 32 — вкрапленник плагиоклаза, энстатит, 35 — форстерит, 36 — диопсид.

Прочерк — оксид не определяется.

6	7	8	9	10	11	12
54,95	54,62	52,19	58,06	54,72	52,30	46,73
0,54	0,27	0,60	0,08	0,08	0,58	4,42
1,24	0,98	1,50	24,02	23,73	4,34	9,10
17,60	6,77	7,72	0,40	0,34	8,90	10,23
—	—	—	—	—	—	—
24,86	16,52	15,94	0,10	0,08	19,80	14,93
1,60	19,63	19,29	9,87	10,22	9,83	10,33
0,13	0,72	0,70	8,44	10,60	1,79	4,17
	Не обн.		0,12	0,22	0,06	0,35
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
100,93	99,51	97,95	101,08	100,00	97,60	100,26
28,4	18,65	21,4	—	—	20,2	27,7
3,3 Вол	41,0 Вол	40,8 Вол	38,9 Ан	34,4 Ан	—	—
69,2 Эн	48,0 Эн	46,6 Эн	60,6 Аб	64,7 Аб	—	—
27,5 Фс	11,0 Фс	12,6 Фс	0,5 Орт	0,9 Орт	—	—

19	20	21	22	23	24
54,02	53,66	37,63	53,65	2,98	53,61
0,46	0,49	0,05	0,84	0,30	0,06
4,34	1,24	0,03	3,84	34,23	5,30
—	—	—	—	2,41	5,16
9,28	18,43	29,03	10,84	12,56	0,57
—	—	—	—	0,04	0,08
19,28	24,57	33,42	17,40	17,28	32,41
9,97	1,16	0,08	10,13	0,07	2,24
1,73	0,08	—	0,88	0,20	0,10
0,05	—	—	0,21	0,10	0,10
—	—	—	—	0,10	0,25
—	—	—	—	0,79	0,11
—	—	—	—	28,51	—
99,13	100,07	100,26	98,01	99,57	99,99
21,20	29,60	32,60	25,90	32,40	8,32
22,8 Вол	2,4 Вол	—	—	60,0 Шп	4,0 Вол
60,9 Эн	68,7 Эн	67,4 Фа	—	4,9 M_g—Хр	80,6 Эн
16,4 Фс	28,9 Фс	32,6 Фо	—	28,6 Хр	7,3 Фс

31	32	33	34	35	36
51,38	45,86	38,84	54,00	40,76	49,66
0,64	Сл.	Сл.	0,06	Сл.	0,22
3,63	34,32	0,23	4,12	0,22	6,11
0,79	0,34	2,10	1,75	1,23	0,55
4,86	0,14	10,49	5,18	7,62	3,16
0,16	Сл.	0,38	0,14	0,26	0,14
17,65		47,42	30,80	48,42	19,38
19,95	18,08	0,22	2,72	0,46	19,52
0,45	1,22	0,03	0,14	0,06	0,26
0,10	Сл.	0,06	0,0	Сл.	Сл.
Нет	0,07	0,32	0,48	0,41	0,16
0,79	0,03	0,27	0,16	0,91	0,36
—	—	—	—	—	—
100,40	100,06	100,36	99,55	100,35	99,52
15,12	—	12,8	9,9	9,2	9,9
40,8 Вол	89,0 Ан	—	5,5 Вол	—	39,5 Вол
50,2 Эн	11,0 Аб	87,2 Фо	85,2 Эн	90,8 Фо	54,5 Эн
9,0 Фс	—	12,8 Фа	9,4 Фс	9,2 Фа	6,0 Фс

Оуэн, 1 — энстатит, 2 — диопсид, 3 — бронзит; 4, 5 — минералы из базальта, ст. 2161, зона разлома Оуэн, плагиоклаза; 6—22 — минералы из среднезернистых габброидов, ст. 2191/1, зона разлома Мария Целеста, бронзит, 7, 8 — авгит, 9, 10 — плагиоклаз, 11 — актинолитовая роговая обманка, 12 — керсутитовая вый авгит, 20 — бронзит, 21 — оливин, 22 — актинолитовая роговая обманка; 23—36 химические анаЛ. Д. Годунова, 33, 35, 36 — аналитик Г. А. Скрипник, 34 — аналитик М. Л. Шайкевич); 23—26 — мистерит, 26 — диопсид; 27—28 — минералы из долерита, зона разлома Мария Целеста, ст. 2191/2, обр. 1; ма Мария Целеста, ст. 2191/1, обр. 1; 29 — плагиоклаз, 30 — оливин, 31 — авгит; 32—33 — минералы 33 — вкрапленник оливина; 34—36 — минералы из лерцолита, зона разлома Оуэн, ст. 2197, обр. 6: 34 —

Гидротермально-метасоматически измененные ультрабазиты, представленные тальковыми, антофиллит-тальковыми, тремолитовыми породами, подняты с гребня Аравийско-Индийского хребта (ст. 2177/3). Они брекчированы и неоднократно перекристаллизованы. Часто тальковая порода пересекается антофиллитовыми прожилками, иногда содержит включения, состоящие почти из одного хлорита. Изредка в них наблюдается хромшпинелид. По сравнению с перидотитами для этих пород характерен нормативный кварц и повышенная железистость, отвечающая пироксениту. В то же время в них отмечено повышенное, присущее ультрабазитам содержание NiO и Cr_2O_3. Хотя происхождение этих пород недостаточно ясно, вероятнее всего, они представляют собой метасоматически переработанные ультраосновные разности с привносом SiO_2 в зонах интенсивного дробления.

Основные породы. Габброиды. К габброидам отнесены полнокристаллические средне- и мелкозернистые существенно диаллаг-плагиоклазовые массивные породы, в изобилии поднятые с нижней части склона желоба разлома Мария Целеста, а также один образец из зоны разлома Арго (см. табл. 9).

В зоне разлома Мария Целеста вместе с габброидами подняты обломки серпентинизированных перидотитов. Вместе с ними встречаются долериты, причем последние, судя по штуфам, образуют секущие тела. Количество средне- и мелкозернистых разновидностей габброидов примерно одинаково. В штуфах и под микроскопом контакт между ними довольно резкий. Структура этих пород габбровая или гранобластовая, иногда с небольшим идиоморфизмом плагиоклаза, т. е. с признаками офитовой структуры. Величина зерен плагиоклаза и клинопироксена в среднезернистых габброидах 2—10, а в мелкозернистых — 0,2—1 мм. Некоторые мелкозернистые разновидности габброидов имеют структуру и состав, совершенно аналогичные основным пироксен-плагиоклазовым кристаллосланцам докембрия. Возможно, мелкозернистые габброиды являются представителями дайковой серии, характерной для офиолитовых формаций. Мелко- и среднезернистые габброиды пересекаются многочисленными актинолит-альбитовыми, тремолит-тальковыми, эпидот-пренитовыми и пренитовыми жилками мощностью до нескольких сантиметров.

Кроме преобладающих плагиоклаза и клинопироксена габброиды обычно содержат оливин, реже ортопироксен, ильменит, магнетит и вторичные минералы: красновато-бурую роговую обманку, актинолит, тальк, хлорит, серпентин. Как правило, их можно отнести к нормальному или оливиновому габбро, реже — к норито-габбро. Сильно метаморфизованные, часто рассланцованные габброиды отличаются значительным развитием красновато-бурой или зеленоватой роговых обманок, которые замещают клинопироксен. Это — габбро-амфиболиты.

Плагиоклаз габброидов имеет $n_g = 1{,}560 - 1{,}569$; $n_p = 1{,}555 - 1{,}562$; № 48—63, т. е. отвечает андезин-лабрадору. По данным рентгеноспектрального анализа, содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе среднезернистого габбро достигает 35—51. Нормативный номер плагиоклаза по химическому анализу габбро составляет 50 (обр. 2191/1—1) и 68 (обр. 2191/1—2). Клинопироксен обладает четкой диаллаговой отдельностью, $n_g = 1{,}710$; $n_m = 1{,}687$, $n_p = 1{,}680$; c: $Ng = 39 - 40$, т. е. отвечает салиту с $f = 23 - 25$. Микроанализатором определена f клинопироксена из габбро (18,7 и 21,4). Ортопироксен габброидов иногда слегка плеохроирует в зеленовато-желтых тонах, $n_g = 1{,}697$; $n_p = 1{,}685$; c: $Ng = 0$, т. е. отвечает бронзиту с $f = 26 - 28$. На микрозонде f бронзита из габбро составляет 28,4. Оливин имеет $n_g = 1{,}730$; $n_p = 1{,}697$, что соответствует $f = 30$, а по данным микрозонда, $f = 32{,}6$. В габброидах почти всегда содержится немного красновато-бурой роговой обманки, которая становится главным минералом в габбро-амфиболитах, n_g этой роговой обманки 1,670—1,680. На микрозонде определены составы двух амфиболов из габбро (см. табл. 11). Анализ 12 отвечает красновато-бурой высокотемпературной роговой обманке, а 11 — актинолиту; первая содержит больше TiO_2, Al_2O_3, Na_2O и K_2O, что характерно для высокотемпературных амфиболов; f этой роговой обманки 27,7 (анализ 12). В габбро почти всегда содержится немного вторичной голубовато-зеленой актинолитовой роговой обманки с $f =$

= 20,2 (анализ 11). Прожилки в габбро заполнены хлоритом, состав которого определен рентгеноспектральным анализом; f этого хлорита 43,4. Он близок к прохлориту. В габбро-амфиболитах наряду с преобладающими плагиоклазом (№ 47—50) и красновато-бурой роговой обманкой наблюдаются реликты пироксена.

Базальты и долериты. Неизмененные базальтоиды были подняты на 10 станциях, расположенных по трем поперечным к оси Аравийско-Индийского хребта разрезам в северной, центральной и южной частях (см. табл. 9).

Драгированные неполнокристаллические базальты представлены главным образом крупными (в среднем 20 × 15 × 10 см) и мелкими (в среднем 5 × 5 × × 2 см) обломками шаровых подушечных лав. С поверхности большинство образцов почти всегда покрыто стекловатой коркой толщиной 2—3 см и черными железо-марганцевыми налетами. Реконструированные по фрагментам диаметры базальтовых «подушек» изменяются от 25—30 до 100—120 см. На свежих сколах породы имеют серый и темно-серый цвет, вкрапленники и вариоли макроскопически не различимы. В сильно стекловатых разностях базальтов наблюдается раковистый излом. Внутреннее строение обломков и глыб пиллоулав типично. От центра к периферии «подушек» можно выделить следующие зоны: а) центральную, обычно сильно пузырчатую, с большим количеством неправильной формы пустот размером 2—3 см, иногда с поверхности покрытых пластинчатым цеолитом; б) плотной породы с небольшим количеством округлых пор размером 0,5—1,0 мм, заполненных хлоритом; в) плотной породы с несколько большим количеством пор, чем в предыдущей зоне, как правило, расположенных параллельно поверхности «подушек»; г) черной стекловатой корки с перлитовой отдельностью; д) корки, или налетов, железо-марганцевых гидроксидов. При переходе от одной зоны к другой закономерно изменяется микроструктура породы, что связано с различием в степени раскристаллизации основной массы. Характер отдельности обломков несомненно свидетельствует об их отрыве от коренных обнажений лавовых потоков или покровов, вскрывающихся в склонах хребта на дне океана.

Кроме неполнокристаллических (стекловатых) базальтов в северном и южном участках Аравийско-Индийского хребта были драгированы полнокристаллические их разности, относящиеся к долеритам. Последние слагают угловатые с неровными краями обломки размером в среднем 15 × 10 × 5 см, макроскопически не отличимые от базальтов. Они характеризуются отсутствием стекловатой корки закаливания, что свидетельствует об их более длительной кристаллизации. В некоторых образцах при микроскопическом изучении видно, как долериты прорывают габбро. Это указывает, по-видимому, на существование в разрезе верхних горизонтов океанической коры самостоятельных гипабиссальных долеритовых интрузий. Наибольшее количество петрографических разновидностей базальтов обнаружено при драгировании на ст. 2161 и 2162 в северной части Аравийско-Индийского хребта (хребет Карлсберг). Здесь в порядке их количественных отношений выделяются порфировые оливиновые базальты, вариолитовые оливиновые базальты, оливиновые гиалобазальты, лейкократовые оливиновые базальты (плагиобазальты). Были подняты также долериты. В центральной части Аравийско-Индийского хребта на ст. 2171—2177 все поднятые базальты были вариолитовыми, а в южной части хребта, на ст. 2191—2193, — преобладали лейкократовые оливиновые базальты, хотя встречались и долериты.

Содержание главных породообразующих минералов в выделенных петрографических типах базальтоидов существенно изменяется. Это связано как с различием в структурах пород, так и с местоположением образцов в отдельных лавовых фрагментах.

Для изученных пород свойственна порфировая структура, плотная и массивная текстура. Во вкрапленниках базальтоидов обычно наблюдаются плагиоклаз, оливин, в долеритах, кроме того, моноклинный пироксен. Структура основной массы интерсертальная, гиалопилитовая, пилотакситовая и вариолитовая.

Плагиоклаз порфировых оливиновых базальтов, оливиновых гиалобазальтов и лейкократовых оливиновых базальтов представлен двумя генерациями.

Плагиоклаз первой генерации имеет наибольшие среди вкрапленников размеры (до 2—2,5 мм) и округлую, угловатую, кристаллографически неправильную форму зерен. Как правило, он не сдвойникован и имеет слабо выраженную прямую зональность. Центральная зона широкая, краевая — очень тонкая, имеющая вид оторочки. Состав плагиоклаза первой генерации в тех случаях, когда его удается определить на столике Федорова по максимальному углу симметричного погасания в зоне ⊥ (010) и методу полных накладок, отвечает лабрадору-битовниту № 63—75 с низкотемпературной и промежуточной оптикой. Показатель преломления плагиоклаза, определенный в порфировых оливиновых базальтах в иммерсионных жидкостях, равен $n_g = 1{,}572 — 1{,}580$, что соответствует лабрадору-битовниту № 62—82. Часто зерна плагиоклаза содержат многочисленные включения стекла, а иногда и газовожидкие включения. И те и другие по объему зерна плагиоклаза распределены хаотически. В зональных кристаллах краевые участки отличаются от центральных на 5—10 % анортитовой составляющей (центр — Ан 70—75, края — Ан 63—65).

Анализ частоты встречаемости наиболее распространенных законов двойникования дает следующий результат: альбитовый 48 %, карлсбадский 22, альбит-карлсбадский 30 %. Наличие в базальтах дна океана плагиоклаза двух генераций установлено давно [81, 163 и др.].

Плагиоклаз вкрапленников второй генерации (собственно магматический) имеет таблитчатую и удлиненно-таблитчатую форму и размеры 0,3—1,5 мм по длинной оси. Он сдвойникован в простые двойники преимущественно по альбитовому и карлсбадскому законам, совершенно свежий и не содержит включений. Состав плагиоклаза всех петрографических разновидностей базальтов и долеритов соответствует лабрадору-битовниту № 53—71 с высокотемпературной оптикой (определено по диаграмме А. С. Марфунина).

Для контроля в порфиритовых оливиновых базальтах (обр. 2161/2—4) состав плагиоклаза второй генерации определялся на электронном микроанализаторе «Комебакс» А. А. Цветковым. Он соответствует лабрадору № 68 и подтверждает правильность оптических определений.

Оливин во вкрапленниках встречается во всех петрографических типах базальтоидов, кроме лейкократовых оливиновых базальтов. Он представлен прозрачными бесцветными псевдогексагональными или округлыми чечевицеобразными зернами размером до 0,8—1,0 мм с двупреломлением 0,030—0,045. Спайность по (010), погасание относительно этой спайности прямое. Оливин равномерно распределен по объему породы, совершенно свеж и имеет слабо выраженные трещины отдельности. Показатели преломления оливина, определенные в иммерсии, $n_g = 1{,}683$, $n_p = 1{,}671$ и характерны для форстерита — хризолита ($f = 10 — 15$). Результаты микрозондового анализа оливина в обр. 2161—2 (см. табл. 11) соответствуют иммерсионным определениям ($f \approx 12{,}3$). Иногда в породе отмечаются гломеропорфировые скопления из четырех-пяти зерен оливина и плагиоклаза первой и второй генераций. Судя по большей степени идиоморфности зерен оливина, можно сделать вывод, что он кристаллизовался из расплава раньше плагиоклаза второй генерации.

В долеритах, драгированных в зоне разломов Оуэн и Мария Целеста, во вкрапленниках встречается также моноклинный пироксен, не характерный минерал для базальтов всех изученных участков Аравийско-Индийского хребта. Он имеет призматическую форму, отчетливо диаллаговую отдельность, слабо зеленый цвет, размеры 0,3—0,5 мм и относительно высокое двупреломление (0,020—0,030). Угол погасания c: $Ng = 36 — 42°$, угол оптических осей положительный.

Моноклинный пироксен из долерита разлома Оуэн (обр. 2162—5), определенный иммерсионным методом ($n_m = 1{,}685 — 1{,}690$), соответствует диопсиду — салиту с $f = 15 — 25$, который несколько более магнезиален, чем пироксен из долерита разлома Мария Целеста (обр. 2191/1—1), показатель преломления которого $n_g = 1{,}718 — 1{,}720$, что отвечает салиту с $f = 30 — 35$.

Рудный минерал представлен крупными (0,15 мм) или мелкими (менее 0,01 мм) зернами магнетита, в основном равномерно распределенными по объему породы. Иногда они образуют скопления из пяти — семи зерен общим размером 0,1—0,15 мм.

Основная масса неполнокристаллических базальтов с интерсертальной гиалопилитовой и пилотакситовой структурами представлена микролитами плагиоклаза и оливина, погруженными в стекловатый мезостазис.

Микролиты плагиоклаза имеют игольчатую, иногда скелетную форму, размеры 0,1—0,5 мм по длинной оси. Они сдвойникованы в простые двойники, а их состав, измеренный по максимальному углу симметричного погасания в зоне $\perp$ (010), соответствует лабрадору № 58—62. Микролиты оливина имеют призматическую или столбчатую форму размером 0,1—0,15 мм и равномерно распределены по объему основной массы. По составу они, как и вкрапленники, относятся к форстериту — хризолиту ($f = 5 - 20$).

Стекло, в которое погружены микролиты, изотропно и имеет бурый цвет за счет гидроксидов железа и магнетитовой пыли, участками раскристаллизовано на агрегат тончайших, субпараллельно ориентированных гребенчатых индивидов моноклинного пироксена размером менее 0,01 мм каждый. Как правило, эти пироксеновые агрегаты располагаются в интерстициях микролитов плагиоклаза и оливина и ориентированы перпендикулярно им. Моноклинный пироксен, как и во вкрапленниках, представлен, по-видимому, диопсидом-салитом с углами погасания c: $Ng = 36 - 37°$ и двупреломлением 0,020—0,030. Поры в породе, образовавшиеся при выделении из расплава газовой фазы, имеют размер 0,15—0,4 мм.

Вторичное изменение базальтов обычно ничтожно и выражается в слабой хлоритизации отдельных участков нераскристаллизованного стекла и заполнении пор целиком или только с периферии интенсивно зеленым хлоритом типа клинохлора. Показатель преломления этого минерала $n_m = 1{,}583 - 1{,}588$. Лейкократовые оливиновые базальты характеризуются отсутствием вкрапленников оливина, хотя в основной массе содержание этого минерала достигает 10—15 %. Основная масса вариолитовых базальтов состоит из радиально-лучистых агрегатов плагиоклазовых, оливиновых и пироксеновых микролитов, образованных при раскристаллизации (девитрификации) стекла. Размер вариолитов достигает 1,0—1,5 мм.

Структура долеритов — долеритовая, а их основная масса нацело сложена хаотически расположенными зернами плагиоклаза, оливина и моноклинного пироксена.

В пиллоу-лавах прослеживается микроскопически постепенный переход от центра «подушки» к поверхностной стекловатой корке закаливания. Ее внешняя зона мощностью 1—2 см имеет витрофировую структуру, образованную единичными микролитами плагиоклаза и оливина в прозрачном светло-коричневом изотропном стекле с показателем преломления $n = 1{,}548 - 1{,}603$. Количество микролитов 0—1 %. В направлении центра шара порода приобретает гиалопилитовую структуру, образованную отдельными вкрапленниками и микролитами плагиоклаза и оливина в буром непрозрачном изотропном стекле с показателем преломления $n = 1{,}627 - 1{,}630$. При переходе к внутренним зонам пиллоу-лавы количество вкрапленников и микролитов постепенно увеличивается, причем последние из-за частичной раскристаллизации стекла обрастают тончайшими гребенчатыми агрегатами моноклинного пироксена. Далее по направлению к центру «подушек» структура основной массы переходит в интерсертальную, количество микролитов продолжает увеличиваться, а стекло все более девитрифицируется с образованием радиально-лучистых, перистых, сноповидных, осфалеритовых и спутанноволокнистых агрегатов моноклинного пироксена, составляющих основную массу этих базальтов.

Как следует из приведенного выше петрографического описания базальтов и долеритов, драгированных на различных участках Аравийско-Индийского хребта, в породах не отмечается процесс альбитизации плагиоклаза, несмотря на активное взаимодействие расплавленной магмы с морской водой, приведшее к образованию стекловатых корок закаливания. Это подтверждает выводы Д. С. Коржинского [63] о несостоятельности гипотезы магматической трансвапоризации, т. е. поглощения магмой Na из морской воды с образованием затем спилит-кератофировых серий. Составы породообразующих минералов во всех изучавшихся образцах также близки друг к другу, что свидетельствует

о близких термодинамических параметрах процессов магматизма, приведших к образованию данных пород в системе срединно-океанического хребта и его трансформных разломов (Оуэн, Мария Целеста, Арго).

Средние и субщелочные породы

При драгировании юго-западного склона горы Экватор подняты два образца этих пород, представленные андезит-базальтовым туфом (ст. 2195/1, гл. 2790—3100 м) и шошонитом (ст. 2195/2, гл. 3250 м).

Андезито-базальтовый туф — очень светлый, белый с сероватым оттенком, легко разрушается иглой, содержит остроугольные или округлые включения разнообразных горных пород размером 2—3 мм, а также кристаллы минералов — роговой обманки (до 10 %), плагиоклаза (до 10 %), клинопироксена (до 1 %).

Кристаллы черной под бинокуляром роговой обманки обладают длиннопризматическим габитусом, длиной до 2 мм, толщиной до 0,2 мм и мельче; ориентированы в породе беспорядочно. Плагиоклазу свойственны идиоморфные короткотаблитчатые кристаллы длиной до 5 мм; под бинокуляром он светло-серый, матовый, полупрозрачный и водяно-прозрачный.

Под микроскопом роговая обманка очень темная, зеленовато-бурая по Ng, резко плеохроирует до бледно-бурого, $n_g = 1{,}708 — 1{,}720$, $cNg = 0 — 3°$. Малый угол cNg, интенсивная окраска и высокий показатель преломления позволяют относить этот амфибол к ряду высокотитанистых роговых обманок типа керсутита или оксироговых обманок.

Плагиоклаз свежий, сдвойникован, $n_g = 1{,}548 — 1{,}558$, № 21—43; есть, возможно, кислее — до № 15. В протолочках встречены также шестоватые кристаллы зеленовато-бурого полупрозрачного под бинокуляром и бледного зеленовато-серого под микроскопом клинопироксена с $n_g = 1{,}729$, $cNg = 36°$, а также кристаллы апатита и циркона. Основная ткань сложена частицами слабо анизотропного измененного стекла с $n = 1{,}476$.

В андезитовой ткани в виде включений установлено не менее четырех видов горных пород: роговообманковый андезит, авгитовый плагиобазальт, оливин-клинопироксеновый и пироксеновый базальты. Из-за небольшого количества и размера обломков не все породы удалось исследовать в шлифах и иммерсионных препаратах.

Роговообманковый андезит — белый или светлый голубовато-серый, рыхлый. Структура порфировая, основная масса — сериально-микролитовая. Вкрапленники представлены таблицами полисинтетически сдвойникованного плагиоклаза размером до 2 мм и роговой обманки. Нередко кристаллы плагиоклаза угловатые или разломаны, а трещины выполнены основной массой породы. Зональность, судя по углам погасания, обратная. Количество плагиоклаза в породе до 25 %, основность № 21. Роговая обманка выступает, как правило, в фенокристаллах в виде шестоватых кристаллов, в шлифе темно-бурая до зеленовато-желтой. Она имеет нечетко выраженную зональность — по периферии окраска гуще, содержит включения основной массы и красно-бурого биотита. Встречаются простые двойники. Количество роговой обманки в породе до 15 %.

Основная масса породы состоит из бледного желтовато-зеленоватого стекла, в которое погружены микролиты плагиоклаза и очень редко — роговой обманки. Местами количество микролитов достигает 90 %. Они обтекают фенокристы роговой обманки и плагиоклаза, но вблизи последних отсутствуют, что указывает на кристаллизацию фенокристов плагиоклаза на месте. Встречены отдельные зерна очень светлого в шлифе клинопироксена, циркона и апатита. Стекло имеет $n = 1{,}508$.

Авгитовый плагиобазальт — это темная голубовато-серая порода, содержащаяся в виде округлых включений в белом туфе, 30 % объема занимают пузырьки размером около 0,1 мм, редко встречаются кристаллы желтоватого оливина размером 0,1 мм. В протолочке установлены полупрозрачный и прозрачный плагиоклаз № 34, полисинтетически сдвойникованный, полупрозрачный и зеленовато-бурый под бинокуляром и очень бледный зеленый в иммерсии клино-

пироксен с $n_g = 1{,}729$; $cNg = 38°$. Стекло свежее, зеленовато-бурое, прозрачное, $n = 1{,}534$.

Оливин-пироксеновый базальт — фиолетово-бурый, рыхлый, без пузырьков. Состоит на 60 % из девитрифицированного стекла (палагонита?), в котором выделяются кристаллы почти бесцветного клинопироксена с $n_g = 1{,}737$; $n_p = 1{,}697$ и оливина с $n_g = 1{,}710$ ($f = 15$).

Пироксеновый базальт — буровато-желтый, пористый, рыхлый. Вкрапленники представлены длинностолбчатым, в шлифе бледным зеленовато-буроватым пироксеном, $cNg = 40 — 43°$; $n_g = 1{,}737$. Видны концевые грани и нередко зональность роста. Основная масса сложена зеленовато-бурым стеклом, $n = 1{,}612$, сильно хлоритизировано.

Образец шошонита имеет размер около 3 × 5 см. Шошонит — светло-серая массивная пузырьчатая порода. Пузырьки размером 1,5—3 мм составляют около половины объема породы, по форме близки к шаровидным. Большая часть пузырьков по стенкам выстлана корками толщиной до 0,1 мм, сложенными радиальными и почковидными агрегатами полупрозрачного или прозрачного минерала филлипсита. Встречаются хорошие друзы и отдельные кристаллы этого минерала. Размер кристаллов около 0,5 × 0,1 мм; они уплощенные, в сечении прямоугольные. В шлифе видно, что некоторые пустоты полностью выполнены филлипситом. Он имеет прямое погасание, двухосный, оптически отрицательный, удлинение отрицательное, $n_g = 1{,}474$; $n_p = 1{,}468$, $n_g — n_p = 0{,}006$. Обнаружены полисинтетические двойники, зоны роста. Принадлежность к филлипситу подтверждается дебаеграммой. Кроме филлипсита многие пустоты выстланы почковидными железо-марганцевыми агрегатами, причем друзы цеолита растут на железо-марганцевых корках.

Основная масса породы в штуфе голубовато-серая; под бинокуляром в ней хорошо видны беспорядочно ориентированные черные иголочки пироксена и вкрапленники ярко-бурого, очень мягкого волокнисто-листоватого, с шелковистым блеском минерала.

В шлифах определен следующий состав породы (в %): оливин (в виде полных псевдоморфоз иддингсита по нему) 10, клинопироксен (с хлоритом) 20—40, стекло 40—60, рудный минерал 5.

Структура порфировая, структура основной ткани определяется нахождением радиально-лучистых агрегатов клинопироксена в стекловатой, в той или иной мере хлоритизированной массе.

Псевдоморфозы иддингсита по фенокристам оливина имеют в сечении характерную форму вытянутого шестигранника. Размер фенокристов около 0,3 мм, по длине гломеробластовых скоплений — до 0,6 мм. Псевдоморфозы иддингсита по оливину встречаются и в основной массе, где они чаще имеют шестоватую или скелетную форму. Во всех случаях псевдоморфозы иддингсита рассекают микролиты клинопироксена. В проходящем свете иддингсит ярко-бурый, без видимого плеохроизма. В некоторых псевдоморфозах в центре иддингсит бурый, а по краям черный, непрозрачный, но обнаруживает более четкий плеохроизм до темно-бурого. Показатель преломления иддингсита выше 1,790.

Клинопироксен в шлифе прозрачный, бесцветный, в толстых зернах в иммерсии бледно-зеленый. Большей частью образует радиально-лучистые агрегаты размером в среднем 0,1—0,2 мм. Отдельные агрегаты не обособлены, а взаимно пересекаются. Центром многих таких розеток служат квадратные в сечении зерна черного непрозрачного минерала. Встречаются и обособленные шестоватые кристаллы размером 0,15 × 0,02 мм и менее. Оптические свойства клинопироксена: удлинение отрицательное, $cNg = 40 — 45°$, $n_g = 1{,}753$, $n_g = 1{,}731$, $n_g = n_p = 0{,}022$.

Неизмененные микролиты клинопироксена составляют не более 10—15 %. Большая часть замещена бледным грязно-зеленым хлоритом.

Стекло основной массы светлое, шоколадно-бурое, иногда с зеленоватым оттенком. В некоторых участках, где количество стекла увеличивается до 50 % объема породы, оно совершенно черное, непрозрачное, в той или иной степени хлоритизировано.

Типоморфная особенность состава описываемой породы — наличие во вкрапленниках только темноцветных минералов и характерная зональность:

Таблица 12. **Химический состав пород шошонитовой ассоциации, %**

Оксид	1	2	3	4	5
SiO_2	53,98	52,63	50,11	53,56	52,04
TiO_2	0,80	0,74	0,96	0,82	0,76
Al_2O_3	18,24	17,94	13,00	17,88	17,65
Fe_2O_3	2,76	2,53	4,58	4,51	4,66
FeO	2,38	2,55	3,94	3,05	2,75
MnO	0,42	0,41	0,11	0,07	0,13
MgO	1,64	1,79	9,27	3,62	3,33
CaO	4,12	3,08	7,63	6,45	5,11
Na_2O	4,67	3,91	1,94	3,41	4,10
K_2O	3,95	4,36	4,15	3,76	5,03
P_2O_5	0,40	0,20	0,65	0,65	0,70
$CO_{2общ}$	0,31	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H_2O^-	2,48	1,42	» »	» »	» »
H_2O^+	Не опр.	8,49	3,58	1,34	3,74
П. п. п.	3,49	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,64	100,05	100,00	100,00	100,00

Примечание. 1 — шошонит с горы Экватор, аналитик А. Я. Ротарь, ИГФМ АН УССР; 2 — то же, аналитик Л. В. Шкодюк, ДВГИ ДВНЦ АН СССР; 3 — абсарокит [109]; 4 — шошонит [109]; 5 — банакит [109]

возрастание железистости оливина к периферии, выраженной потемнением окраски иддингсита. Такие особенности состава свойственны наиболее меланократовому члену шошонитовой ассоциации — абсарокиту. В химическом составе, однако, обнаружено высокое содержание SiO_2, Al_2O_3 и низкое — FeO, MgO и Fe_2O_3 (табл. 12), что указывает на близость к кислому члену ряда — банакиту, но, учитывая особенности минерального состава, можно определить эту породу как шошонит. Находка шошонита на дне океана является первой.

По мнению Д. Геста и А. Мак-Бирни [153], основанному на сравнительном изучении пород шошонитовой ассоциации хребта Абсарока (Вайоминг, США), Юты и Сицилии, они могли образоваться только в континентальных условиях плавлением глубинных гранатсодержащих пород, чем, следовательно, отрицается возможность появления шошонитов в зонах субдукции. Г. Моррисон [162], напротив, считает, что шошонитовые расплавы связаны с блоковыми деформациями в островных дугах, возникающими в период затухания процесса субдукции. А. А. Цветков [120а] рассматривает шошонитовый магматизм в зависимости от времени его проявления как своеобразный индикатор энсиматического или энсиалического путей развития островных дуг.

Гора Экватор расположена за пределами ближайшей островной дуги — Маскаренской, но находка шошонита позволяет продлить эту дугу значительно дальше на север. Такое толкование предварительное. Надо обратить внимание, что севернее горы Экватор прослеживается цепь небольших гор, ориентированная с юга на север, возможно, принадлежащих к той же системе. Их простирание является секущим относительно множества структур, примыкающих к Аравийско-Индийскому хребту. В связи с этим возникает принципиально важный вопрос о соотношениях двух структур — островной дуги и рифтовой системы.

ВУЛКАНОКЛАСТИТЫ КИСЛОГО И СРЕДНЕГО СОСТАВА

Обломки стекла встречаются на всей исследованной территории Индийского океана в составе терригенной фракции илов, достигая 33 % ее объема, который не превышает нескольких процентов общего объема илов. Наиболее разнообразно вулканокластика представлена в осадках Центральной котловины (ст. 2183, 2188, 2189/1, 2190/3).

Вулканический шлак найден на расстоянии 500 км от ближайшего вулкана. Образец размером 3,1 × 2,1 × 1,3 см был поднят с глубины 2500 м (ст. 2183). Он покрыт очень плотной бурой коркой, пузырчатый, ноздреватый, по составу неоднороден: в нем обнаружено три вида стекла — черное, бурое и молочно-белое. Иногда все три разновидности отмечаются в одном пузырьке размером с булавочную головку. Преобладает черное (андезитовое?) стекло с

Таблица 13. **Химический состав кислых вулканокластитов станций Центральной котловины, %**

Компонент	Пемза				Литифицированная тефра
	2188	2189/1	2190/1	2190/2	2188/1
SiO_2	61,98	69,07	70,05	66,81	45,36
TiO_2	0,40	0,17	0,41	0,31	0,49
Al_2O_3	14,25	12,50	12,09	13,25	8,45
Fe_2O_3	0,25	0,40	0,85	2,66	5,10
FeO	2,45	1,15	0,94	—	Сл.
MnO	0,20	0,16	0,12	0,26	0,75
MgO	1,12	0,50	0,54	0,83	7,60
CaO	2,53	1,11	1,77	2,82	2,36
Na_2O	6,40	5,73	5,70	5,22	3,74
K_2O	2,89	3,04	2,26	1,12	1,66
S	0,08	0,04	0,08	Сл.	0,09
P_2O_5	0,18	0,07	0,09	0,13	1,35
$C_{орг}$	0,16		Не обн.		Не опр.
$CO_{2карб}$	0,26		» »		» »
$CO_{2общ}$	Не обн.	0,35	0,20	1,05	0,25
H_2O^-	0,66	0,54	0,52	0,44	9,54
H_2O^+	6,20	5,50	4,80	5,00	13,51
Сумма	100,11	100,23	100,42	99,90	100,25

Примечание. Анализ выполнен в химической лаборатории ИГФМ АН УССР, аналитик А. Я. Ротарь.

n_g = 1,536—1,540, последнее прозрачно только в очень тонких сколах, где видно, что оно на 30 % состоит из беспорядочно ориентированных микролитов плагиоклаза размером 0,001 × 0,015 мм и на 30 % — из мелких пузырьков.

В буром стекле пузырьков меньше, n = 1,500—1,520. Молочно-белое стекло особенно обильно насыщено пузырьками газа. Это стекло прозрачное, бесцветное и, судя по показателям преломления (1,490—1,500), отвечает составу липарита.

Пемза представлена, как правило, эллипсовидными окатанными обломками длиной до 5 см (ст. 2188—2190). Цвет ее светло- и желтовато-серый, серебристо-белый. На ст. 2190/2 драгой подняты более крупные обломки (18 × × 12, 5 × 10 см). Любопытно, что они имеют свежие отломы и залегают на дне океана, вероятно, в виде гребней, выступающих над жестким субстратом. Поверхность обломков покрыта железо-марганцевой коркой. Вместе с ними подняты многочисленные железо-марганцевые конкреции, ядрами которых служат обломки той же пемзы. Она имеет струйчатую, волокнистую, трубчатую текстуру, причем поры составляют около 70 % объема. В белую пемзу с $n_{стекла}$ = = 1,496 нередко погружены небольшие участки зеленовато-желтого, более основного стекла (n = 1,520). Повсюду в пемзе встречаются отдельные идиоморфные кристаллы и остроугольные обломки водяно-прозрачного плагиоклаза № 50. В кристаллах наблюдается до четырех зон, зональность прямая. Кроме плагиоклаза встречены призматические кристаллы желтовато-зеленой в шлифе роговой обманки (n_g = 1,676), таблички заметно плеохроирующего гиперстена, кристаллы щелочного полевого шпата с несовершенной двойниковой решеткой, карбоната и рудного минерала. Количество вкрапленников достигает 5 % объема.

Пемза имеет преимущественно липаритовый и липарито-дацитовый состав (табл. 13). Она обладает высокой щелочностью при резком преобладании натрия над калием и обычно высокой степенью окисления железа. Пемза со ст. 2188 дацитового состава.

Рассеянный вулканокластический материал представлен остроугольными обломками серого, бурого, зеленовато-бурого, бесцветного вулканического стекла (n = 1,470—1,490). Количество обломков непостоянно и изменяется от единичных зерен до 5 % (ст. 2190/3).

На ст. 2188 драгированием было поднято несколько обломков тефры, размер самого крупного 48 × 30 × 8 см. Тонкий железо-марганцевый слой вместе

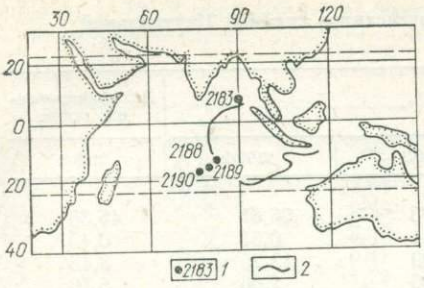


Рис. 27. Распространение кислых вулканокластитов в Центральной котловине Индийского океана:

1 — станции 19-го рейса НИС «Академик Вернадский»; *2* — граница распространения пемзы и тефры [101]

с литифицированной тефрой (опалолитом) общей мощностью 6 см слагали на дне плиту, взломанную тектоническими движениями, о чем свидетельствуют встреченные крупные плитчатые обломки, покрытые со всех сторон железо-марганцевой коркой. Тефра кремово-белая, хрупкая, маслянистая. Она состоит из изотропных, участками слабо анизотропных частиц пелитового размера с $n = 1{,}445$, что отвечает опалу с содержанием воды выше 9 %. Кроме редких кремнистых скелетов диатомей, радиолярий, спикул губок отмечаются также остроугольные обломки совершенно прозрачного вулканического плагиоклаза размером 0,05 мм.

В одном более плотном обломке тефры установлены два округлых включения вулканических пород размером 0,6 мм. Первый обломок по форме близок к изометричному и сложен совершенно прозрачным плагиоклазом (№ 36), полисинтетически сдвойникованным, с $n_g = 1{,}554$; $n_p = 1{,}546$. Второй обломок — стеклянно-прозрачный, содержит включения смоляно-черного вещества. Прозрачный минерал определен как плагиоклаз, находящийся в срастании с коричневым свежим изотропным стеклом с $n = 1{,}495$ (кислое стекло). Прямолинейные плоскости срастания плагиоклаза со стеклом позволяют рассматривать его как фенокрист в стекловатой основной массе. В стекле установлены также кристаллы гиперстена с $n_g = 1{,}720$; $n_p = 1{,}707$, $f = 43$.

Под плитой литифицированной тефры находится полигенная красно-бурая глина, в которой определены черные железо-марганцевые стяжения размером 0,01—0,02 мм (8 %), остроугольные обломки плагиоклаза и заметно измененного, слабо раскристаллизованного стекла с кристаллитами полевого шпата (1 %), спикулы губок (10 %). Высокая скорость литификации тефры указывает на ее вулканогенное происхождение. Тефра (см. табл. 13) характеризуется андезитовой основностью, но аномально низким содержанием Al_2O_3 и высоким MgO по сравнению со средним андезитом. Особенно высоко содержание P_2O_5, в пять раз превышающее средние значения. Высокое содержание щелочей характерно для достаточно кислого состава первичного материала. Особо следует отметить повышенное количество Mn в тефре, что характерно и для пемзы.

В. Н. Свальнов и др. [101] определили ареал распространения тефры и пемзы в Центральной котловине, причем наибольшие концентрации тефры, по их данным, наблюдаются в районе Восточно-Индийского хребта. Наши данные (рис. 27) позволяют значительно расширить этот ареал. Крупные обломки пемзы со свежими отломами подняты почти на 700 км западнее границы ареала, установленного В. Н. Свальновым и др. Отметим, что эта часть Центральной котловины, примыкающая к Индийско-Аравийскому хребту с востока, характеризуется специфическим, сильно расчлененным типом рельефа и развитием групп холмов с плоскими вершинами и превышением 100—300 м. По мнению А. П. Виноградова [26], такой тип рельефа в глубоководных котловинах океана мог быть результатом особого типа вулканизма, связанного с процессом зонной плавки.

В соответствии с основными положениями плитотектоники, источником материала кислых и средних вулканокластитов могут быть только наземные вулканы, в данном случае — вулканы Зондской дуги. Такие представления основываются на отсутствии признаков кислого вулканизма в Восточно-Индийском хребте и обширности ареалов распространения вулканокластического материала близкого состава.

Основная масса вулканокластики в донных осадках Центральной котловины, по-видимому, образовалась в результате дезинтеграции плывущей пемзы. Однако, по нашему мнению, такой способ не является единственно возможным. На это указывает ограниченная плавучесть поднятой нами пемзы. Тщательно просушенные обломки тонули в морской воде менее чем через сутки.

Трудно объяснить находку вулканического шлака тяжелее воды (ст. 2183, вершина Восточно-Индийского хребта) на расстоянии 500 км от берега. «Палящие тучи», которые могли явиться источником пепла, также распространяются не далее 500 км. Кроме того, высокое содержание P_2O_5, связанного в апатите, указывает на отсутствие воздушной сепарации пеплового материала, которая обязательно осуществляется при перемещении «палящей тучи». Ряд других наблюдений подтверждает высказанную точку зрения. По Э. Н. Эрлиху и И. В. Мелекесцеву [135] «... ни в Зондской дуге от моря Банда до Явы включительно, ни в Андаманской дуге к северу от Суматры массовых проявлений кислого вулканизма в четвертичное время не отмечено» (с. 8).

Наибольшая концентрация кислых вулканокластитов наблюдается не вблизи Зондской дуги, а в Центральной котловине и на Восточно-Индийском хребте. Крупные обломки пемзы подняты в юго-западной части котловины, примыкающей к Аравийско-Индийскому хребту, на расстоянии свыше 3000 км от Зондской дуги. По данным бурения судна «Гломар Челленджер», в южной части Центральной котловины (ст. 253) под осадочными породами верхнего эоцена — плиоцена залегает мощная вулканокластическая толща среднего эоцена, состоящая из вулканического пепла, стекла, туфогенного материала. В. А. Крашенинников [64] указывает, что нижняя часть нижнеэоценовой вулканогенно-осадочной толщи в средней части Восточно-Индийского хребта (ст. 214) сложена лигнитами, вулканогенными глинами и конгломератами. Отсутствие морской фауны позволяет считать, что эти породы образовались в субаэральных и субаквальных условиях. В этом районе хребта на фоне общего углубления Индийского океана отмечаются многочисленные поднятия и опускания отдельных структур. А. А. Пронин [92], проанализировав ранее опубликованные работы, в которых рассмотрены закономерности распространения, концентрации и возможный механизм возникновения кислых вулканокластитов в северо-западной и центральных частях Тихого океана, приходит к выводу, что кислые вулканиты могли образоваться в субаэральных условиях с последующим погружением дна океана. М. А. Репечка [96] и В. И. Чайников [121] считают возможными глубоководные извержения кислого типа.

Изложенное позволяет высказать допущение о возможности развития надводного или подводного кислого и среднего вулканизма в районе Восточно-Индийского хребта и соответственно изменить представление о характере этой макроструктуры Индийского океана. Проявление молодого вулканизма в северной части Восточно-Индийского хребта (4° 30′ с. ш., 90° в. д.) подтверждается извержением в 1883 г. подводного вулкана.

Метаморфизованные основные породы

К этим породам относятся преимущественно долериты, претерпевшие зеленокаменное изменение с образованием метаморфических минералов — актинолита, хлорита, титанита, эпидота, пренита, метаморфизованные глубинные габбро и габбро-гранулиты.

Для всех разновидностей пород совершенно определенно устанавливается образование из соответствующих кайнотипных аналогов, поскольку во многих образцах наблюдались переходные стадии метаморфического преобразования — от свежих долеритов до хлорит-актинолитовых сланцев.

Среди метаморфизованных долеритов можно выделить две разновидности: 1) сохранившие в той или иной мере первично-магматическую структуру, но с измененным частично или полностью минеральным составом основной ткани (эпидолериты); 2) обладающие метаморфическими структурами (метадолериты).

По минералам основной массы возникают хлорит и актинолитовая роговая обманка. Порфировые вкрапленники замещаются в последнюю очередь: сначала оливин серпентином, затем плагиоклаз — хлоритом. Плагиоклаз базальтоидов отличается особенно высокой устойчивостью: его таблички, иногда довольно свежие, полностью сохраняются в измененных породах.

Частично измененные основные породы — хлоритизированные порфировые долериты — встречены главным образом в южной и центральной частях

Аравийско-Индийского хребта (разлом Мария Целеста, район горы Вернадского, ст. 2177/3, 2192). Полностью измененные долериты подняты в северо-западной части Аравийско-Индийского хребта (ст. 2162). Они представлены следующими парагенезисами (с плагиоклазом): хлорит—пренит, актинолит — пренит (+сфен), актинолит — хлорит — эпидот, актинолит — пренит — эпидот. Если не учитывать жильного (преимущественно) пренита, то среди полностью измененных базальтоидов преобладают парагенезисы существенно актинолитовые и существенно хлоритовые.

Структура частично измененных базитов не отличается от структуры неизмененных пород. Базиты с полностью измененным минеральным составом имеют структуры бластопорфировую с гранобластовой, фибробластовой структурой основной ткани. Многие образцы представлены в той или иной степени катаклазированными породами, в которых таблицы плагиоклаза изогнуты, расчленены на остроугольные обломки. Новообразованные вдоль трещин катаклаза хлорит и актинолит создают сланцеватую текстуру.

Плагиоклаз может иметь разную степень сохранности не только в шлифе, но и в одном вкрапленнике. Продукты разрушения плагиоклаза — землистое вещество и очень бледный, почти бесцветный хлорит. Последний развивается в виде прожилков, в раздувах которых может находиться актинолит, а также образует полные псевдоморфозы.

По мере изменения в плагиоклазе исчезают двойники и развивается более кислый плагиоклаз типа олигоклаза. Он образует пятна, прожилки, занимающие до 30 % площади зерен, однако полные псевдоморфозы альбита или олигоклаза не встречались. Основность первичного плагиоклаза достигает обычных для базальтов и долеритов величин — № 70—80. Основность вторичного плагиоклаза — № 23—48, причем более кислые и более основные плагиоклазы сосуществуют в одном образце. Альбит № 5 (n_g = 1,541) встречен лишь в одном случае (обр. 2162—11).

Для актинолита характерна несовершенная форма зерен — волокнистые, веерные агрегаты, пятнисто-плеохроирующие, которые образуют полные псевдоморфозы по клинопироксену. Сравнительно индивидуализированные зерна актинолита с очень тонкой амфиболовой спайностью встречаются только в катаклазированных породах, причем по этим зернам видно, что катаклазу подверглись актинолитизированные породы. В некоторых случаях наблюдается зональность замещения: вокруг реликтов клинопироксена развивается актинолит, далее — хлорит. Актинолит в шлифах ясно окрашен в зеленый и голубовато-зеленый цвет с четким плеохроизмом до желтого. Оптические свойства актинолита (n_g = 1,644—1,672) свидетельствуют о большом диапазоне изменений его железистости (f = 20—60).

Хлорит встречается, очевидно, в двух видах. Один хлорит бледный, замещает плагиоклаз, n_g = 1,572. Второй развивается непосредственно по клинопироксену в агрегате с актинолитом или образует прожилки, иногда совместно с пренитом, n_g = 1,603—1,616. Для этого хлорита обычна синяя или фиолетово-синяя аномальная интерференционная окраска. Эпидот находится в гломеробластовых обособлениях и неправильных зернах. Отличается желтовато-зеленой в шлифах окраской, плеохроирует до бесцветного. Пренит обычно образует обособления, слепые неправильные прожилки совместно с хлоритом, отдельные зерна, вовлеченные в структуру катаклаза, а также псевдоморфозы по плагиоклазу и выполняет трещины зеркал скольжения. Он прозрачный, бесцветный, имеет яркую интерференционную окраску, иногда синюю аномальную.

Метаморфические сланцы подняты в средней части Аравийско-Индийского хребта, в районе зоны разлома Вернадского (ст. 2177/3). Они представлены двумя разновидностями: титанит-актинолит-хлоритовой и титанит-хлоритовой. Сланцы имеют сланцеватую текстуру, микролепидобластовую, местами петельчато-лучистую, параллельно-волокнистую структуры. На первично-вулканогенное происхождение этих сланцев указывают редкие псевдоморфозы хлорита по плагиоклазу и актинолита по фенокристаллам клинопироксена.

В протолочках титанит-актинолит-хлоритового сланца установлены плагиоклаз № 58 (n_g = 1,569) и чешуйки талька. Актинолит образует линзоподобные мономинеральные агрегаты лапчатых зерен, отдельные несовершенные

зерна с занозистыми окончаниями. В шлифе актинолит бледный, зеленоватый, с отчетливым плеохроизмом, $cNg = 15°$; $n_g = 1{,}563$, $f = 30$. Линзы актинолита обтекаются агрегатом хлорита и сфена и представляют собой, возможно, катаклазированные обломки породы другого состава; нередко они переполнены рудным минералом, дающим квадратные сечения. Титанит отмечается в количестве 5—8 % в виде мелких (0,015 мм) зерен.

Эпидозит, поднятый на ст. 2192, полностью лишен признаков первичной структуры. Он на 60 % сложен шестоватыми кристаллами размером 0,15 × × 0,3 мм, скелетными зернами и гранобластовыми агрегатами эпидота, желтого в шлифе, заметно плеохроирующего. Цементирующей массой служит гранобластовый или радиально-лучистый агрегат бесцветного прозрачного в шлифе пренита с показателями преломления: $n_g = 1{,}649$; $n_p = 1{,}619$; $n_g - n_p = 0{,}030$, что отвечает содержанию 5—6 % железистого пренита. В породе установлен также цоизит.

В зоне разломов Арго (ст. 2191/1) подняты катаклазированный амфиболит и тремолитизированное микрогаббро.

Катаклазированный амфиболит сложен таблитчатыми и угловатыми зернами плагиоклаза размерами до 2 мм, сцементированными гранулированным агрегатом роговой обманки и плагиоклаза. В некоторых участках шлифа виден четкий идиоморфизм плагиоклаза, т. е. первичная структура породы была офитового типа. Роговая обманка (50 % по объему) в шлифе бледная, голубовато-зеленая, плеохроирует до бледно-желтой; $n_g = 1{,}662$; $n_p = 1{,}638$; $n_g - n_p = 0{,}024$; $f = 27$. Внутри ее зерен встречаются редкие неправильные участки, вероятно, реликтовой буроватой роговой обманки. Наряду с ксеноморфными встречаются шестоватые зерна роговой обманки. Роговая обманка насыщена пылеватым рудным минералом. Плагиоклаз (50 % по объему) тонко полисинтетически сдвойникован, содержит землистые продукты разложения и неправильные ветвящиеся прожилки более кислого плагиоклаза. Максимальная основность плагиоклаза № 48.

Микрогаббро имеет габбровую (гранобластовую) структуру. Плагиоклаз изредка обнаруживает идиоморфизм. Слабо идиоморфными могут быть пойкилитовые включения пироксенов в плагиоклазе. Текстура породы очень нечетко выраженная, гнейсовидная; размер зерен 0,1—0,2 мм. Состав породы (в %): плагиоклаза 50, клинопироксена 33, ортопироксена 8, талька 5, рудного 1. По структурным признакам и составу эти породы удивительно напоминают двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, широко развитые в гранулитовой фации докембрия материков.

Клинопироксен микрогаббро в шлифе бесцветный, под бинокуляром бурый, имеет несовершенную диаллаговую отдельность, замещается бесцветным тремолитом. Ортопироксен заметно плеохроирует в розовых и зеленых тонах; $n_g = 1{,}707$; $f = 35$. Явный плеохроизм при сравнительно низкой железистости свидетельствует о повышенной глиноземистости гиперстена. Гиперстен замещается тальком. Последний может образовывать полные псевдоморфозы как по отдельным зернам пироксена, так и по группам зерен. Тальк чешуйчатый, таблитчатый, с четкой псевдоабсорбцией. Со стороны плагиоклаза псевдоморфозы талька окружены сплошной или прерывистой оторочкой бледного желтовато-зеленого хлорита с радиальной структурой. Плагиоклаз микрогаббро свежий, полисинтетические двойники редки. Отличается необычно кислым составом (№ 21).

Специфической особенностью метаморфизма основных пород морского дна является его незавершенность и определяющая роль гидростатического давления, в результате чего даже в породах с полностью измененным минеральным составом сохраняется первичная магматическая структура. Незавершенность метаморфизма выражается в неполном изменении минерального состава, высокой степени неоднородности породы, в несовершенстве зерен метаморфических минералов, в колебаниях состава плагиоклаза, изменяющегося в широких пределах.

Коренная структурная перестройка, сопровождающая образование истинно метаморфических пород, происходит лишь в результате катаклаза и рассланцевания. Явления катаклаза, судя по довольно большому количеству поднятых

образцов, широко развиты в зонах трансформных разломов. Как показали наблюдения в шлифах, катаклаз накладывается на породы, претерпевшие метаморфизм морского дна. Возникающие в результате катаклаза структуры (грано-бластовая, лепидобластовая, фибробластовая) близки к метаморфическим. В частности, минеральные индивиды метаморфогенных минералов в них более совершенны. При катаклазе в небольших масштабах могут происходить и минеральные превращения. Так, вдоль зеркал скольжения в неизмененных базальтоидах возникают линзы хлорита и актинолита. Пренит нередко выполняет плоскости трещин и зеркал скольжения, появляющихся в метаморфизованных базальтах. Однако главная роль катаклаза — перестройка структуры породы.

Особенность минерального состава метабазитов — ассоциация хлорита и актинолита с плагиоклазом повышенной основности. Согласно схеме А. А. Маракушева, парагенезис хлорита с актинолитом отвечает фациям зеленых сланцев. Метаморфизм глубинных пород из зон трансформных разломов (амфиболит и микрогаббро) был более высокотемпературным и достигал, возможно, амфиболитовой фации.

Петрохимия

Петрохимические особенности магматических и метаморфических пород Аравийско-Индийского хребта в значительной мере дополняют и уточняют проведенные петрографические исследования [7].

Наиболее широко распространенные породы срединно-океанических хребтов — базальты встречены на восьми станциях (см. табл. 9). Базальты ст. 2173 и 2191/2 охарактеризованы значительным количеством анализов, что позволяет установить распределение концентраций отдельных оксидов в них статистически с помощью гистограмм (рис. 28). Базальты ст. 2173 однородны по содержанию MgO, CaO, Na_2O, однако кривая распределения концентраций Al_2O_3, $Fe_{общ}$ и TiO_2 имеет два-три максимума. Состав базальтов ст. 2191/2 еще более разнообразен, так как на всех гистограммах прослеживается не менее трех отчетливых пиков (рис. 29).

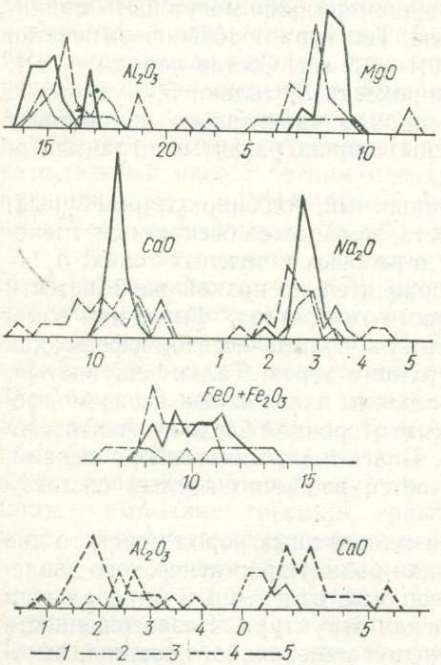


Рис. 28. Гистограмма распределения некоторых породообразующих оксидов в базальтах и ультрабазитах Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта. Базальты хребта Карлсберг:

1 — центральной части, *2* — северной, *3* — южной; ультрабазиты: *4* — ст. 2191/1, *5*—2197

Базальты ст. 2161, 2162, 2177/3 и 2193 также имеют значительные вариации химического состава: разница в концентрациях отдельных оксидов в их составе (на одной станции) достигает 3—3,5 % и более.

При сравнении базальтов, поднятых драгированием на различных станциях, обращает внимание закономерная смена составов образцов, поднятых в северной (ст. 2161, 2162), центральной (ст. 2172, 2173, 2174, 2177/3) и южной (ст. 2191/2, 2193) частях Аравийско-Индийского хребта. Несмотря на колебания составов базальтов каждой отдельной станции, видно, что в целом с севера на юг вдоль срединно-океанического хребта в них возрастает содержание глинозема и уменьшается $Fe_{общ}$ и MgO. Базальты Центрально-Индийского хребта более высокоглиноземистые, чем Аравийско- и Западно-Индийского хребтов [98]. Этот факт в какой-то мере косвенно подтверждается и нашими данными.

Большинство базальтов по нормативному составу относится к типичным

[7] Всего выполнено около 150 химических анализов.

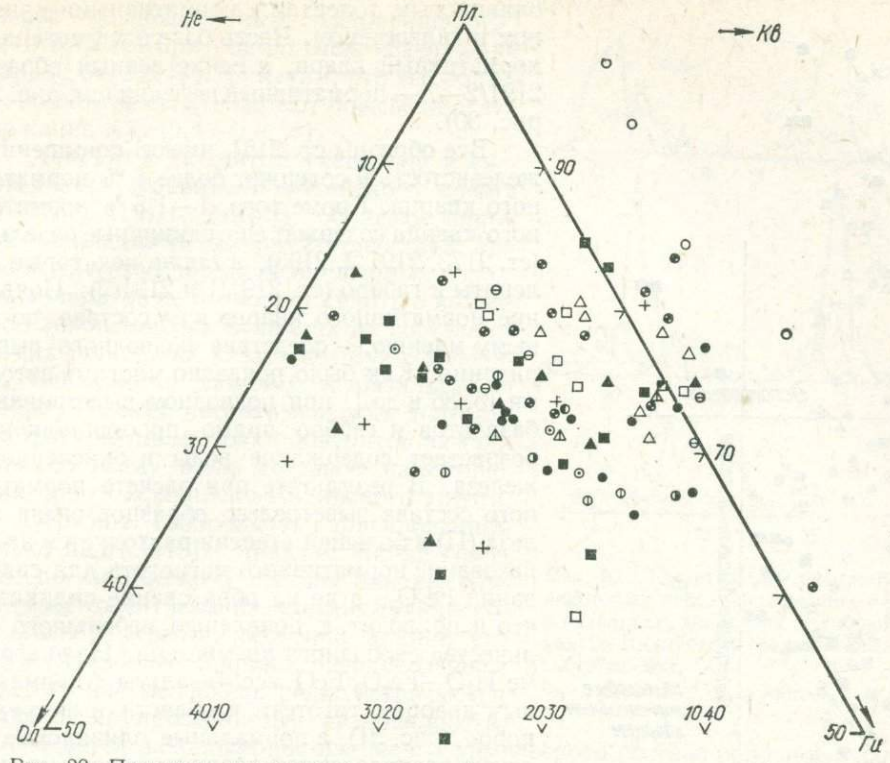


Рис. 29. Проекция нормативного состава базальтов, долеритов и габбро Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта на плоскость нефелин-кварц-оливин (гиперстен) классификационного тетраэдра [55]. Условные обозначения те же, что и на рис. 34

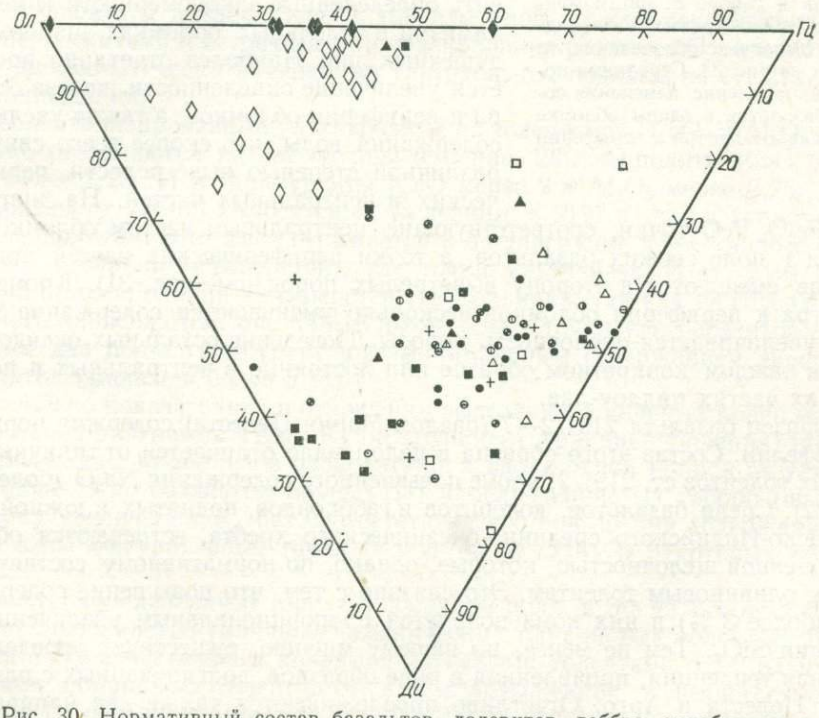


Рис. 30. Нормативный состав базальтов, долеритов, габбро, метабазитов и ультрабазитов в треугольнике оливин-диопсид-гиперстен. Условные обозначения те же, что и на рис. 34

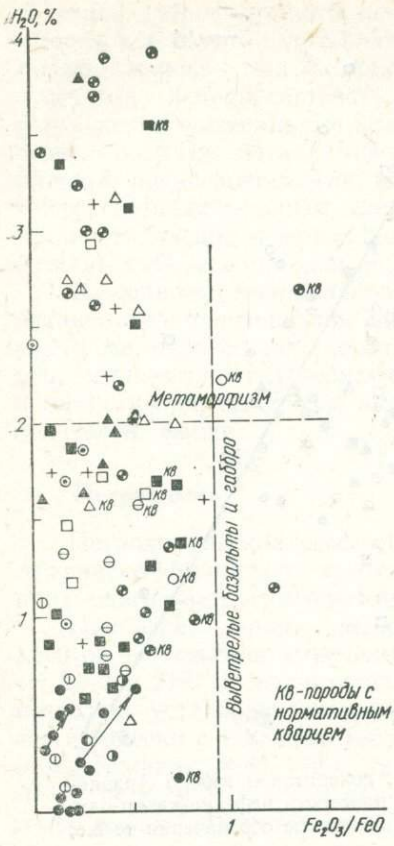


Рис. 31. Диаграмма (H_2O—Fe_2O_3—FeO) отличия свежих базальтов, долеритов и габбро от метаморфизованных и выветрелых разновидностей. Условные обозначения те же, что и на рис. 34. Стрелками показано направление изменения составов базальтов в одном обломке пиллоу-лав от центра к периферии образца

оливиновым толеитам с нормативными оливином и гиперстеном. Часть базальтов содержит нормативный кварц, а единственный образец 2191/2—7 — нормативный нефелин (см. рис. 29, рис. 30).

Все образцы ст. 2161 имеют повышенную железистость и содержат более 4 % нормативного кварца. Кроме того, 1—1,5 % нормативного кварца содержат еще единичные базальты (ст. 2173, 2191/2, 2193), а также некоторые долериты и габбро (ст. 2191/1 и 2191/2). Появление нормативного кварца в их составе, по нашему мнению,— следствие подводного выветривания. Как было показано многими авторами [5, 86 и др.], при подводном выветривании базальтов и габбро прямо пропорционально возрастает содержание воды и окисленность железа. В результате при расчете нормативного состава выветрелых образцов оксид железа (II) в большей степени расходуется на образование нормативного магнетита для связывания Fe_2O_3, а не на образование силикатов, что и приводит к появлению небольшого количества свободного кремнезема. На диаграмме H_2O—Fe_2O_3/FeO все базальты с нормативным кварцем тяготеют к области выветрелых пород (рис. 31), а нормальные оливиновые толеиты располагаются главным образом в поле свежих базальтов.

В нескольких образцах пиллоу-лав были раздельно проанализированы центральная и периферическая части, что позволило установить определенные закономерности изменения химизма в отдельных обломках шаровых подушечных лав. Наиболее отчетливо проявляется увеличение окисленности железа от центра к периферии обломков, а также увеличение содержания воды, что скорее всего связано с различной степенью выветрелости периферических и центральных частей. На диаграмме H_2O—Fe_2O_3/FeO точки, соответствующие центральным частям обломков, находятся в поле свежих базальтов, а точки периферических частей подушечных лав смещаются в сторону выветрелых пород (см. рис. 31). Кроме того, от центра к периферии обломков несколько уменьшается содержание SiO_2 и слабо увеличивается щелочность породы. Поведение остальных оксидов различно в каждом конкретном образце или постоянно в центральных и периферических частях пиллоу-лав.

Образец базальта 2191/2—7 (разлом Мария Целеста) содержит нормативный нефелин. Состав этого образца в целом мало отличается от типичных оливиновых толеитов ст. 2191/2, кроме повышенного содержания Na_2O (более 4 %) (рис. 32). Среди базальтов, долеритов и габброидов, поднятых в южной части Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта, встречаются образцы с повышенной щелочностью, которые, однако, по нормативному составу относятся к оливиновым толеитам. Это связано с тем, что повышение содержания Na_2O (более 3 %) в них компенсируется пропорциональным увеличением содержания SiO_2. Тем не менее, по нашему мнению, существует определенная щелочная тенденция, проявленная в ряде образцов, драгированных с разломов Мария Целеста и Арго. Отчетливо прослеживаются также два направления повышения щелочности: натровое — с увеличением содержания Na_2O (3—4,8 %) при нормальном для океанических пород содержании K_2O (менее 0,4 %) и ка-

лиевое — с повышенным содержанием K_2O (0,4—0,75 %) при нормальном содержании Na_2O (2,6—2,8 %). Отметим, что все образцы базальтов ст. 2193 имеют повышенное содержание K_2O (0,4—0,6 %).

Долериты, поднятые в северной и южной частях Аравийско-Индийского хребта (ст. 2162, 2191/1, 2191/2), обладают широкими вариациями химического состава. Малое количество проанализированных образцов долеритов не позволяет судить о каких-либо закономерных отличиях их состава от других пород, так как существуют долериты, близкие по химизму к базальтам и габбро. На всех петрохимических диаграммах фигуративные точки долеритов разбросаны по всему полю составов магматических пород Аравийско-Индийского хребта.

Образцы габброидов, драгированные только на ст. 2191/1 (разлом Мария Целеста), по химическому составу близки оливиновым толеитовым базальтам Аравийско-Индийского хребта, особенно южной его части. Наиболее широко распространены среднезернистые габбро; редко встречаются мелко- и крупнозернистые разновидности. Наблюдается закономерное изменение химического состава образцов в зависимости от крупности зерна. От мелко- к крупнозернистым габбро увеличивается содержание SiO_2, Al_2O_3, CaO и уменьшается содержание $Fe_{общ}$, TiO_2, щелочей. В целом для большинства габбро (среднезернистые разновидности) характерны более высокие по сравнению с базальтами концентрации MgO, CaO, Al_2O_3 и более низкие — $Fe_{общ}$ и TiO_2.

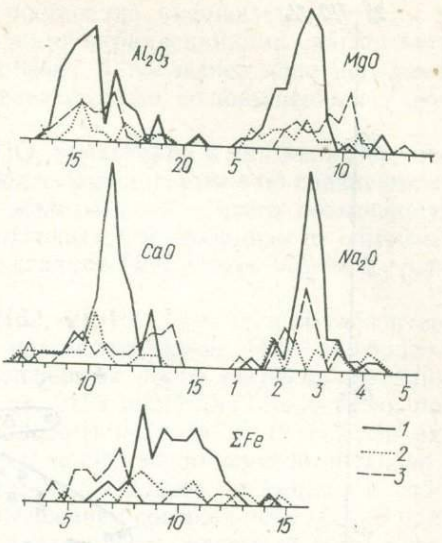


Рис. 32. Гистограммы распределения некоторых породообразующих оксидов в базальтах, долеритах и габбро Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта, %:
1 — базальты, *2* — долериты, *3* — габбро

Ультрабазиты представлены в той или иной степени серпентинизированными перидотитами и встречены при драгировании разломов Оуэн и Мария Целеста. Метасоматически измененные ультрабазиты подняты на ст. 2177/3 (разлом Вернадский).

Серпентинизированные ультрабазиты по содержанию CaO и Al_2O_3 довольно четко разделяются на две группы (см. рис. 28): лерцолиты (CaO более 2, Al_2O_3 более 2,25 %) и гарцбургиты (CaO менее 2 и Al_2O_3 менее 2,25), причем все образцы ст. 2191/1 относятся к последним, а 2197 — как к гарцбургитам, так и лерцолитам. Этот факт отражается и на диаграмме нормативного состава (диопсид — оливин — гиперстен), где точки ультрабазитов ст. 2191/1 находятся на стороне оливин — гиперстен треугольника, так как не содержат нормативного диопсида (см. рис. 30). В то же время точки ультрабазитов ст. 2197 образуют два поля: гарцбургитов (с минимальным содержанием диопсида) и лерцолитов (диопсида более 5 %).

Довольно показательна в отношении выделения отдельных полей магматических пород диаграмма TiO_2—$K_ф$ (коэффициент фракционирования) (рис. 33). Здесь большинство анализов располагаются вдоль одной кривой от ультрабазитов (поле I) до базальтов (поле VIII) и мелкозернистых габбро (поле IX). В сторону увеличения $K_ф$ без соответствующего повышения содержания TiO_2 отклоняются фигуративные точки базальтов ст. 2161 и некоторых образцов ст. 2162.

Базальты на диаграмме (рис. 34) образуют поля, в два из которых (V и VI) попадает большинство типичных океанических оливиновых толеитов. Базальты поля VIII представлены кварц-нормативными толеитами ст. 2161 и двумя образцами оливиновых толеитов ст. 2162 с повышенной железистостью.

Поле IV образуют базальты ст. 2191/2 и ст. 2162 со специфическим составом: резко пониженной железистостью и содержанием TiO_2 менее 1 %. Для них характерно крайне высокое содержание глинозема (до 21,8 %), довольно

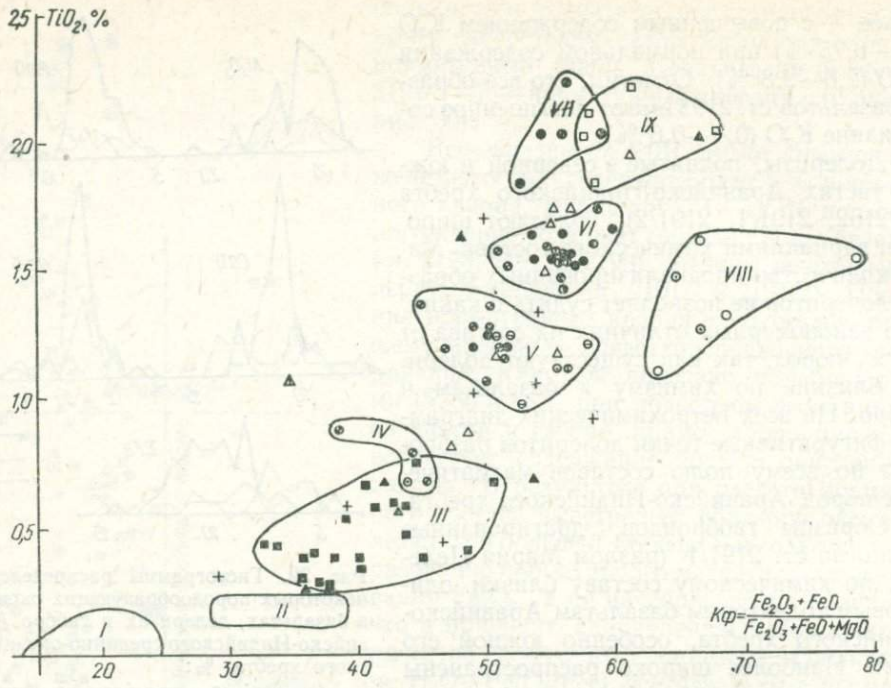


Рис. 33. Диаграмма TiO_2 — коэффициент фракционирования ($K_ф$).

Поля: *I* — ультрабазитов, *II* — метасоматически измененных пород ст. 2159 и некоторые образцы ст. 2177; *III* — среднезернистых и крупнозернистых габбро, *VI — VIII* — поля базальтов, *IX* — мелкозернистых габбро. Условные обозначения те же, что и на рис. 34

высокие концентрации CaO при низкой щелочности ($Na_2O = 1{,}29 \div 1{,}85$ %, K_2O менее 0,3 %). В шлифах эти породы представляют собой крупнопорфировые лейкократовые базальты с преобладанием количества вкрапленников над основной массой. Встречаются участки, в которых основная масса выполняет только промежутки между вкрапленниками, состоящими из плагиоклаза.

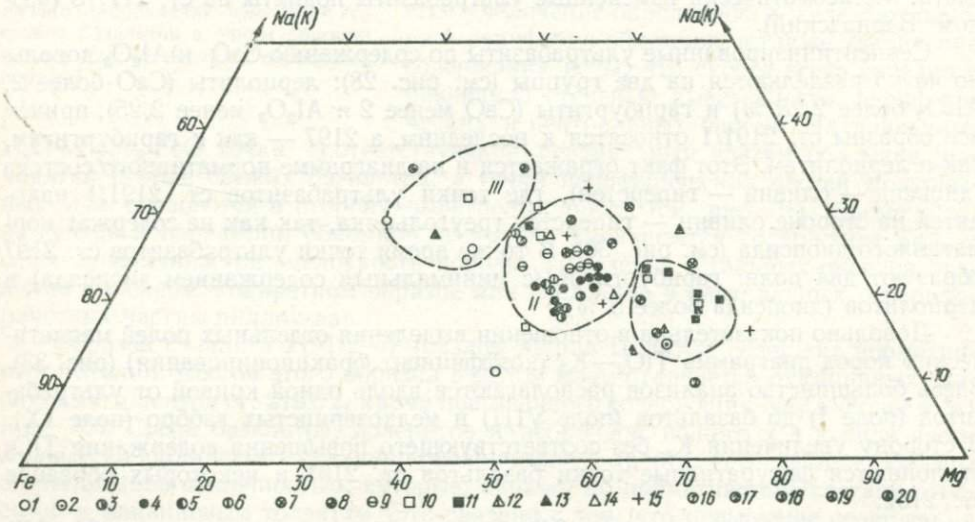


Рис. 34. Составы основных пород на диаграмме Fe — Mg — Na (K).

1—9 — базальты станций: *1* — 2161; *2* — 2162; *3* — 2172; *4* — 2173/3; *5* — 2174; *6* — 2177/3; *7* — 2191/1; *8* — 2191/2; *9* — 2193/1; *10* — мелкозернистые габбро (2191/1); *11* — среднезернистые габбро (2191/1); *12—14* — долериты; *15* — амфиболит (2191/1); *16* — средний состав базальтов срединно-океанических хребтов по [46]; *17* — пикрито-базальт; *18* — оливиновый базальт; *19* — трахибазальт о-ва Маврикий; *20* — средний состав исходного оливин-базальтового расплава умеренно-щелочной серии рифтовых зон Восточной Африки.

Поля: *I* — габбро; *II* — базальтоиды; *III* — базальты повышенной щелочности (разлом Мария Целеста) и кварцевые толеиты (разлом Оуэн)

От базальтов поля IV до базальтов поля VII количество фенокристаллов в порфировых разновидностях базальтов постепенно уменьшается и, если в поле VI еще есть порфировые разности с редкими вкрапленниками плагиоклаза и оливина, все образцы поля VII — афировые. В последнее поле попадают базальты ст. 2173 и 2191/2 с нормальной железистостью, но повышенным содержанием TiO_2 (около 2 % и более).

Интересно, что такое же содержание TiO_2 характерно и для мелкозернистых габбро ст. 2191/1; кроме того, еще более высокая (даже по сравнению с базальтами ст. 2173 и 2191/2 — поле VII) железистость и часто повышенное (более 3 %) содержание Na_2O очень резко отличают эти габброиды от обычных средне- и крупнозернистых габбро той же станции (TiO_2 менее 0,8 %, $K_ф$ менее 0,5).

Фигуративные точки долеритов (ст. 2162, 2191/1, 2191/2) и метабазитов (амфиболитов) широко разбросаны по всем полям диаграммы. Поле II образовано точками составов метасоматически измененных пород (антофиллит-тальковые, хлоритовые породы, серпентиниты) ст. 2159 и 2177/3. Близость их по составу к полю габброидов позволяет предположить возможное образование их не только по измененным ультрабазитам, но и за счет меланократов их габбро.

Выветривание и метаморфизм океанических базальтов, долеритов и габбро — два процесса, сопровождающиеся повышением содержания H_2O, но при метаморфизме в отличие от выветривания окисленность железа не возрастает пропорционально содержанию H_2O [5, 86]. Нами установлено, что содержание H_2O действительно возрастает при метаморфизме как базальтов и долеритов, так и габбро, но в последних только до образования зеленой роговой обманки. При переходе от парагенезисов с зеленой роговой обманкой к парагенезисам с бурой роговой обманкой, особенно в образцах с гранобластовыми структурами, содержание воды уменьшается.

Кроме того, отмечено некоторое возрастание концентраций Na_2O в габбро и базальтах, а также, возможно, CaO и SiO_2 и уменьшение содержания $Fe_{общ}$ и MgO в габброидах в процессе метаморфизма. Тем не менее вряд ли можно согласиться с выделением метабазитов на фоне неизмененных пород по содержанию Na [103], так как изменчивость содержаний Na_2O в свежих базальтах, долеритах и габбро даже одной станции значительно больше, чем разница его концентраций в свежих породах и метабазитах. Таким образом, увеличение натровости образцов в процессе метаморфизма не может затушевать первичное распределение его в метабазитах.

Изучение поведения малых элементов в магматических и метаморфических породах Аравийско-Индийского хребта (около 100 образцов) позволило выявить некоторые закономерности их распределения (табл. 14, 15).

Базальты несколько обогащены Cr, V, Zr и обеднены Ni и Co по сравнению со средним составом толеитов срединно-океанических хребтов [76]. Базальты ст. 2191/2 и 2193 со щелочной тенденцией химизма (особенно калиевой) содержат значительно больше Ba и Sr по сравнению с базальтами нормальной щелочности. Базальты ст. 2191/2 (см. рис. 34, поле IV) с низкими *f* и содержанием TiO_2 значительно обогащены Cr и Ni.

Мелкозернистые габбро (см. рис. 34, поле IX) с повышенными *f*, щелочностью и содержанием TiO_2 обеднены элементами группы железа (см. табл. 14).

Элементами этой группы обеднены также ультрабазиты ст. 2191/1 и 2197 по сравнению со средними ультрабазитами срединно-океанических хребтов. Разновидности лерцолитов содержат значительно больше Sr по сравнению с гарцбургитами, а также несколько меньше Cr.

Метасоматически измененные породы ст. 2177/3 обогащены Cr и в меньшей степени Ni и по содержанию этих элементов тяготеют к ультрабазитам.

Результаты петрохимических исследований показывают, что большинство изученных базальтов Аравийско-Индийского хребта относятся к оливиновым толеитам. Разновидности базальтов с нормативным кварцем чаще всего являются выветрелыми породами. С севера на юг вдоль срединно-океанического хребта прослеживается закономерное изменение составов базальтов в сторону увеличения лейкократовости пород. В южной части хребта (зоны разломов Мария Целеста и Арго) наряду с базальтами нормальной щелочности довольно

Таблица 14. **Содержание микроэлементов в габброидах, ультрабазитах Аравийско-Индий**

Элемент	Габбро *			Долериты		Амфиболиты	Ультра
	м/з	с/з	к/з	2191/1	2191/2	2191/1	2191/1
Ni	28	105	80	52	72	190	850
Co	12	22	20	16	20	25	58
Cr	82	386	370	128	250	425	1250
V	210	155	100	200	200	165	35
Zr	75	28	30	88	90	25	10
Cu	40	30	300	31	46	13	12
Sc	32	45	30	36	32	35	7
Ce	200	195	150	220	200	100	50
La	200	180	150	200	150	80	45
Y	80	15	20	64	35	15	2,5
Yb	5	2	1	5	5	2	0
Ba	20	12	10	14	33	10	10
Sz	50	55	100	42	48	35	5
Li	8	4	5	7	6	6	10
Rb	5	3	0	0	4	3	0
B	1,0	1,6	Не опр.	1,0	2,0	1,0	Не опр.

* Габбро ст. 2191/1; м/з — мелкозернистые, с/з — среднезернистые, к/з — крупнозернистые;
** Ультрабазиты ст. 2197: (г) — гарцбургиты, (л) — лерцолиты; ультрабазиты океанов: 1 — лерцо
о-ва Реюньон.

Таблица 15. **Содержание микроэлементов в базальтах разных типов из зоны Аравийско-**

Элемент	Нормальной щелочности							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Ni	165	80	55	60	60	50	80	50
Co	25	20	10	20	20	10	20	20
Cr	780	330	425	350	280	380	300	380
V	175	310	175	200	300	150	175	200
Zr	65	55	40	55	50	30	60	50
Cu	50	110	100	85	100	100	80	60
Sc	25	35	40	30	40	40	40	30
Ce	250	200	350	425	400	500	200	300
La	200	160	400	400	400	500	125	200
Y	20	45	45	45	50	30	50	50
Yb	3	4,5	4	5	7	3	5	4
Ba	10	12	15	20	20	20	15	20
Sr	10	30	35	170	60	30	115	250
Li	7	16	16	9	6	5	12	15
Rb	1,5	0,8	3	0	0	0	1,5	10
B	2,0	Не обн.	5,0	1,0	5,0	3,0	0,5	10

Примечание. Анализы базальтов каждого из трех типов расположены в порядке увеличения
1 — группа IV, ст. 2191/2 (количество анализов 2); группа V: 2 — ст. 2173 (4), 3— ст. 2191/2 (2); группа VI:
ст. 2161 (1). Базальты натрового типа: 9 — группа VI, ст. 2191/2 (3); 10 — группа VII, ст. 2191/2 (2). Ба-
14 — группа VII, ст. 2191/2 (1). Средние составы базальтов: 15 — толеит срединно-океанических хребтов,
ны в спектральной лаборатории Института геохимии и физики минералов АН УССР.

широко развиты базальты и в меньшей степени мелкозернистые габбро с определенной щелочной тенденцией. Очень четко различаются натровая и калиевая ветви повышения щелочности, из которых первая проявляется как в базальтах, так и в мелкозернистых габбро, а вторая — только в базальтах. Базальты с повышенной щелочностью драгированы из зон трансформных разломов Мария Целеста и Арго и по составу более соответствуют базальтам толеитовых серий океанических островов (табл. 16).

Связь количества вкрапленников плагиоклаза (±оливин) с величиной железистости и содержанием TiO_2 в базальтах дает основание предполагать гравитационную дифференциацию в подымающемся базальтовом расплаве, различные части которого содержат переменное количество фенокристаллов или лишены их вообще.

Наличие в южной части Аравийско-Индийского хребта трех типов базальтов (нормальной щелочности, натровых и калиевых) может указывать на раз-

ского хребта, $n \cdot 10^{-4}$ %

базиты		Средний состав ультрабазитов и габбро, по [76]					
2197 (г)	2197 (л) **	1	2	3	4	5	6
1175	1200	2100	2500	160	1650	1650	270
65	55	117	120	65	—	—	—
1850	1020	3000	3900	360	2880	1220	430
85	65	47	45	255	95	110	200
15	15	40	30	60	7	5	120
25	10	—	—	—	—	—	—
10	5	—	—	—	—	—	—
200	100	—	—	—	—	—	—
100	40	—	—	—	—	—	—
0	0	—	—	—	—	—	—
0	0	—	—	—	—	—	—
10	10	8	7,6	30	120	160	310
50	550	—	13,6	135	55	160	370
10	10	—	—	—	—	—	—
3	4	0,5	0,5	0,7	5	5	1
30	20	—	—	—	—	—	—

лит, 2 — гарцбургит; 3 — океаническое габбро; 4, 5 — ультрабазиты океанических островов; 6 — габбро

Индийского хребта, $n \cdot 10^{-4}$ %

Натрового типа		Калиевого типа				Средний состав базальтов, по [76]		
9	10	11	12	13	14	15	16	17
50	55	110	60	55	60	120	100	80
10	20	23	20	20	10	60	50	40
310	260	50	45	325	430	280	170	150
230	300	270	200	200	300	290	320	350
65	50	55	50	70	50	—	—	—
100	125	130	100	150	200	85	120	180
35	30	55	40	35	50	—	—	—
200	250	270	200	300	600	—	—	—
180	180	270	150	275	600	—	—	—
45	50	47	90	45	60	—	—	—
4	6	5	5	4	5	—	—	—
12	15	110	45	35	150	20	120	370
35	30	120	125	82	150	130	280	600
5	7	13	12	5	25	—	—	—
0	0	9	15	5	6	0,8	4,0	30
1,0	2,0	Не обн.		4,0	6,0	—	—	—

железистости и содержания TiO_2 в соответствии с полями на рис. 33. Базальты нормальной щелочности: 4 — ст. 2173 (3), 5 — ст. 2177/3 (2), 6 — ст. 2191/2 (1); 7 — группа VII, ст. 2173 (2); 8 — группа VIII, зальты калиевого типа: группа V: 11 — ст. 2191/2 (3), 12 — ст. 2193 (2); 13 — группа VI, ст. 2191/2 (2), 16 — толеит океанических островов, 17 — щелочной оливиновый базальт. Определения элементов выполне-

личную глубину зарождения магматических очагов и возможное изменение глубины магмообразования.

Габброиды представлены двумя резко отличающимися по химическому составу группами пород: средне- и крупнозернистые габбро, с одной стороны, и мелкозернистые габбро с повышенной железистостью, щелочностью, содержанием TiO_2 и низкими концентрациями элементов группы железа — с другой.

Среди ультрабазитов также выделяются две группы — лерцолиты и гарцбургиты. Первые подняты только на ст. 2197 (разлом Оуэн), а вторые — на ст. 2197 и ст. 2191/1 (разлом Мария Целеста).

В зоне разлома Мария Целеста драгирован полный офиолитовый разрез, представленный габброидами, остаточными гарцбургитами и завершающими его базальтами.

Таблица 16. **Химический состав магматических и метаморфических пород Аравийско-Индийского хребта, %**

Оксид	Базальты нормальной щелочности									
	2191/2—32	2191/2—61	2162/18	2173—19а	2173—19б	2173—19в	2162—14	2191/2—24	2191/2—40	2173—с
SiO_2	44,35	47,26	47,90	49,43	49,81	49,58	48,81	47,33	43,32	49,85
TiO_2	0,87	0,66	0,66	1,17	1,17	1,22	1,09	1,04	1,34	1,51
Al_2O_3	17,97	21,80	16,89	16,89	16,59	16,69	14,58	17,05	17,18	15,48
Fe_2O_3	1,86	2,40	1,62	1,20	1,08	0,40	1,47	4,78	2,48	2,13
FeO	5,60	4,17	6,30	7,22	8,01	8,44	8,48	3,46	5,68	7,92
MnO	0,23	0,12	0,13	0,00	0,03	0,02	0,27	0,15	0,13	0,19
MgO	11,88	7,87	10,12	8,68	8,54	8,69	7,82	8,16	7,95	8,50
CaO	11,52	12,71	11,62	10,71	11,03	10,99	12,83	11,01	11,35	10,56
Na_2O	1,29	1,60	1,79	2,70	2,65	2,70	2,60	2,30	2,48	2,88
K_2O	0,10	0,20	0,08	0,25	0,25	0,20	0,10	0,10	0,20	0,18
P_2O_5	0,08	0,08	0,11	0,07	0,07	0,07	0,18	0,10	0,15	0,12
H_2O^-	0,00	0,23	0,24	0,03	0,09	0,08	0,08	1,93	0,32	0,16
H_2O^+	3,71	0,88	1,86	0,53	0,50	0,32	1,70	2,69	2,20	0,23
CO_2	0,21	0,20	Не опр.	0,14	0,14	0,14	Не опр.	0,06	0,10	0,12
Сумма	99,67	100,08	99,32	99,57	100,00	99,60	100,01	100,16	99,88	99,88

Оксид	Базальты нормальной щелочности									
	2173—48	2174—а	2172—1	2172—2	2177/3—4	2177/3—17	2191/2—57	2173—10	2173—55	2162—3
SiO_2	49,58	48,97	47,39	47,67	49,20	50,10	48,65	49,87	50,14	48,45
TiO_2	1,61	1,57	1,49	1,39	1,53	1,50	1,55	1,81	2,00	1,58
Al_2O_3	14,81	15,20	14,66	14,90	15,35	15,18	15,36	14,95	14,45	14,77
Fe_2O_3	2,79	3,22	2,28	3,73	1,45	0,85	1,74	1,61	4,39	5,91
FeO	8,06	8,33	8,78	8,32	8,30	9,84	6,97	7,98	5,89	6,12
MnO	0,21	0,17	0,25	0,00	0,20	0,19	0,27	0,09	0,24	0,26
MgO	8,40	8,12	8,75	9,42	7,69	8,25	8,28	8,47	8,43	5,91
CaO	10,67	10,60	10,56	10,59	11,40	10,79	10,15	11,58	11,43	10,77
Na_2O	2,88	2,89	2,46	2,50	2,80	2,54	2,80	2,83	2,50	2,80
K_2O	0,13	0,08	0,07	0,08	0,18	0,08	0,26	0,20	0,10	0,39
P_2O_5	0,12	0,21	0,23	0,25	0,15	0,21	0,20	0,14	0,14	0,32
H_2O^-	0,17	0,12	0,08	0,16	0,31	0,00	0,09	0,00	0,09	0,35
H_2O^+	0,50	0,28	0,36	0,68	0,67	0,30	3,24	0,10	0,15	2,21
CO_2	0,10		Не опр.		0,31	Не опр.	0,21	0,07	0,03	Не опр.
Сумма	100,06	99,76	99,36	99,69	99,58	99,83	99,79	99,79	100,06	99,84

Оксид	Базальты нормальной щелочности		Базальты натрового типа					Базальты калиевого типа		
	2161—1	2161—3	2191/2—7	2191/2—19	2191/2—33	2191/2—10	2191/2—34	2191/2—9	2191/2—21	2193—2
SiO_2	46,45	48,45	47,78	47,61	50,22	46,78	49,78	49,90	48,20	50,40
TiO_2	1,49	1,58	1,25	1,43	1,71	2,00	2,20	1,34	1,17	0,95
Al_2O_3	17,38	14,77	15,70	16,15	14,85	15,79	14,38	16,25	17,57	15,82
Fe_2O_3	10,09	5,91	0,43	2,65	2,49	3,06	2,55	4,43	2,59	3,08
FeO	2,95	6,12	8,50	7,92	7,54	7,75	6,68	5,42	5,58	5,86
MnO	0,32	0,26	0,15	0,28	0,28	0,29	0,35	0,16	0,20	0,18
MgO	3,44	5,91	9,18	8,28	6,98	7,38	6,99	11,95	7,74	7,96
CaO	11,32	10,77	7,63	8,40	9,08	9,19	8,88	6,66	10,86	10,23
Na_2O	2,88	2,80	4,36	3,28	3,56	3,10	4,20	2,16	2,60	2,60
K_2O	0,17	0,39	0,21	0,10	0,20	0,20	0,26	0,52	0,70	0,60
P_2O_5	0,38	0,32	0,39	0,17	0,26	0,26	0,29	0,14	0,13	0,10
H_2O^-	0,20	0,35	0,20	0,11	0,06	0,49	0,07	0,30	0,48	0,51
H_2O^+	2,59	2,21	3,41	3,79	2,61	3,90	3,00	0,97	1,72	1,58
CO_2		Не опр.		0,10	0,12	0,10	0,52	Не опр.	0,17	0,17
Сумма	99,66	99,84	99,19	100,27	99,96	100,29	100,17	100,33	99,78	100,04

Продолжение табл. 16

Оксид	Базальты калиевого типа				Долериты					
	2193—27	2191/2—81	2191/2—82	2191/2—21	2162—5	2162—11	2191/1—26	2191/1—41	2191/1—42	2191/2—1
SiO_2	49,50	50,34	48,17	47,40	47,43	52,11	50,73	49,09	50,69	49,01
TiO_2	1,22	1,80	1,56	2,00	0,55	1,06	2,00	1,71	0,66	0,79
Al_2O_3	15,91	15,60	18,67	15,80	16,28	15,28	13,01	15,51	17,16	17,66
Fe_2O_3	2,57	3,59	2,94	5,58	2,41	0,96	3,03	2,26	2,42	1,24
FeO	6,58	6,03	5,17	4,52	5,74	4,01	9,48	6,48	6,19	6,44
MnO	0,14	0,23	0,21	0,27	0,10	0,11	0,33	0,05	0,15	0,14
MgO	8,79	6,36	6,58	7,78	10,75	9,33	5,72	9,51	7,41	8,54
CaO	10,42	11,96	12,57	11,09	12,02	10,06	7,12	10,32	7,77	10,42
Na_2O	2,83	2,39	2,30	2,40	1,81	3,36	4,35	2,96	4,00	2,30
K_2O	0,58	0,48	0,57	0,53*	0,21	0,11	0,09	0,10	0,20	0,40
P_2O_5	0,09	0,24	0,14	0,28	0,13	0,10	0,29	0,23	0,15	0,07
H_2O^-	0,12	0,02	0,22	0,67	0,83	0,36	0,38	0,20	0,71	0,21
H_2O^+	1,29	0,82	1,01	1,13	1,97	2,71	2,94	1,71	2,02	2,75
CO_2	0,13	0,28	0,12	0,17	0,35	н/о	0,10	0,14	0,14	0,03
Сумма	100,20	100,14	100,23	99,62	100,58	99,56	99,59	100,38	99,74	100,08

Оксид	Долериты			Мелкозернистое габбро		Среднезернистое габбро				
	2191/2—27	2191/2—41	2191/2—58	2191/1—27	2191/1—29	2191/1—2	2191/1—13	2191/1—21а	2191/1—26	2191/2—32
SiO_2	49,01	48,25	49,95	50,65	48,39	51,15	48,25	50,36	50,00	49,47
TiO_2	1,71	1,14	1,91	1,99	2,08	0,43	0,66	0,74	0,39	0,28
Al_2O_3	15,33	19,43	14,75	15,06	15,25	17,03	15,67	16,83	19,00	16,70
Fe_2O_3	2,88	1,82	3,29	1,36	3,76	1,03	0,79	1,74	2,56	0,61
FeO	7,33	6,18	7,54	8,44	6,86	3,08	10,01	5,33	4,68	5,47
MnO	0,16	0,27	0,16	0,18	0,03	0,09	0,12	0,05	0,04	0,11
MgO	8,11	6,34	6,73	7,05	7,50	8,47	10,47	8,78	7,64	10,33
CaO	9,08	12,69	10,22	9,91	5,81	15,93	9,62	12,05	10,51	13,77
Na_2O	3,04	1,96	2,88	3,49	4,15	1,94	2,00	2,72	3,28	2,07
K_2O	0,20	0,05	0,15	0,20	0,60	0,09	0,16	0,10	0,20	0,10
P_2O_5	0,18	0,11	0,20	0,19	0,20	0,02	0,39	0,08	0,12	0,00
H_2O^-	0,19	0,00	0,00	0,12	1,25	0,02	0,10	0,05	0,27	0,08
H_2O^+	2,75	1,58	2,03	1,48	2,60	0,86	1,96	0,75	1,62	1,01
CO_2	0,37	0,21	0,10	0,13	1,01	0,10	0,10	0,10	0,3	0,26
Сумма	100,34	100,03	99,99	100,26	99,51	100,28	100,43	99,86	100,38	100,35

Оксид	Крупнозернистое габбро	Гарцбургиты					Лерцолиты			Метабазиты
	2191/1—2	2191/1—4	2191/1—24	2191/1—37	2197—58	2197—97	2197—2	2197—5	2197—57	2162—10
SiO_2	50,57	38,70	39,20	41,09	41,65	41,72	38,87	37,06	40,65	47,43
TiO_2	0,52	0,06	0,04	0,24	0,07	0,04	0,06	0,04	0,07	0,89
Al_2O_3	15,66	1,47	3,88	3,47	1,41	2,52	1,75	1,68	1,57	15,48
Fe_2O_3	0,33	4,27	4,34	5,31	2,54	3,47	3,55	5,18	3,25	1,10
FeO	5,46	3,36	4,36	4,03	4,66	3,95	3,30	2,44	4,02	10,78
MnO	0,10	0,11	0,00	0,13	0,12	0,38	0,15	0,10	0,09	0,16
MgO	9,04	36,94	36,26	33,03	39,20	35,86	32,82	33,76	35,80	8,45
CaO	13,79	0,53	1,12	0,93	1,85	1,50	5,68	5,55	4,50	10,12
Na_2O	2,59	0,16	0,15	0,32	0,20	0,25	0,30	0,00	0,25	2,77
K_2O	0,15	0,06	0,10	0,10	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,28
P_2O_5	0,20	0,24	0,00	0,12	0,04	0,03	0,16	0,02	0,02	0,19
H_2O^-	0,00	0,29	0,51	0,63	0,75	0,72	0,48	0,70	0,74	0,14
H_2O^+	0,85	13,78	9,77	9,97	6,15	8,74	10,31	9,71	5,72	1,75
CO_2		Не опр.	0,50	0,28	1,12	0,34	2,29	3,57	3,17	Не опр.
Сумма	99,26	99,97	100,27	99,78	99,78	99,55	99,83	99,85	99,85	99,94

Продолжение табл. 16

Оксид	Метабазиты				Метасоматиты		
	2191/1—24	2191/1—27	2191/2—6	2191/2—8	2159—9	2177/3—10	2177/3—20
SiO_2	48,96	47,31	51,98	49,17	36,66	53,79	51,70
TiO_2	0,57	0,37	1,03	1,00	0,24	0,00	0,14
Al_2O_3	12,93	16,83	14,23	15,58	2,26	2,11	2,27
Fe_2O_3	2,31	2,14	1,56	1,90	9,60	4,14	3,75
FeO	6,03	4,97	6,49	6,72	7,99	4,04	4,29
MnO	0,40	0,09	0,17	0,14	0,28	0,35	0,34
MgO	12,92	11,52	6,79	8,88	28,97	26,73	12,94
CaO	10,74	10,66	12,72	12,07	1,02	3,29	13,86
Na_2O	2,30	2,48	2,84	2,34	0,52	0,22	0,17
K_2O	0,10	0,20	0,36	0,13	0,10	0,22	0,17
P_2O_5	0,06	0,10	0,17	0,15	0,14	0,05	0,04
H_2O^-	0,19	0,17	0,00	0,00	1,72	0,29	0,08
H_2O^+	2,25	2,60	0,86	1,75	10,11	4,77	3,25
CO_2	0,31	0,10	Не опр.				
Сумма	100,07	99,56	99,20	99,83	99,97	99,70	100,00

Примечание. Анализы базальтов каждого из трех типов расположены в порядке увеличения f и содержания TiO_2 в соответствии с полями на рис. 33. Группа IV — 2191/2—32, 2191/2—61, 2162—18. Группа V — 2173—19а, 2173—19б, 2173—19в, 2162—14, 2191/2—24, 2191/2—40; 2191/2—7; 2191/2—9, 2191/2—21, 2193—2, 2193—27. Группа VI — 2173—с, 2173—48, 2174—а, 2172—1, 2172—2, 2177/3—4, 2177/3—17, 2191/2—57; 2191/2—19, 2191/2—33; 2191/2—81, 2191/2—82. Группа VII — 2173—10, 2173—55: 2191/2—34; 2191/2—10, 2191/2—23. Группа VIII — 2162—3, 2161—1, 2161—3.

Анализы выполнены в лабораториях Института геохимии и физики минералов АН УССР (аналитики Л. В. Годунова, Г. А. Скринник, О. П. Красюк, Б. В. Мирская), Сектора металлогении ИГФМ АН УССР (аналитик Ж. Е. Хмельницкая) и ДВГИ ДВНЦ АН СССР (аналитики Т. Г. Ватутина, Л. В. Шкоднюк) из коллекций Р. Я. Белевцева, И. Б. Щербакова, И. Н. Говорова, В. В. Слипченко, А. А. Цветкова, Г. Н. Савельевой.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Ультраосновные породы. Перидотиты верхней мантии, поднятые с больших глубин в зонах трансформных разломов, обычно более чем наполовину серпентинизированы, реже оталькованы и антофиллитизированы (ст. 2177/3). По химическому составу они относятся или к гарцбургитам (ст. 2191/1), или к бедным диопсидом (5—15 %) лерцолитам (ст. 2197). Первичный парагенезис минералов Фо + Эн + Ди + Шп. Изредка отмечается основной плагиоклаз. Температура двупироксенового равновесия по имеющимся геотермометрам [172, 174] составляет для первичных крупнозернистых перидотитов 1050—1150 °С, а для мелкозернистого агрегата на 100 °С меньше (табл. 17). По равновесиям Ан + Фо = Эн + Ди + Шп и Фо + Шп = Гр + + Эн, ограничивающим PT-поле шпинелевых перидотитов, и составам минералов рассчитано минимальное (300—500 МПа) и максимальное (1200—1800 МПа) возможное общее давление при их образовании. Появление плагиоклаза в перидотитах отвечает минимальному равновесному давлению. По дан-

Таблица 17. **Состав минералов и температура их равновесия в ультраосновных и основных**

Образец	Порода	Парагенезис	Параметр	
			Al_2O_3 в ОПи, %	$\frac{Ca}{Ca+Mg}$ в КПи
19 С	Лерцолит	Фо + $Эн_{8,4}$ + Ди + Шп	4,68	0,463
		Фо + $Эн_{10,6}$ + Ди + Шп	3,52	0,494
2197	»	ФО + $Эн_{8,9}$ + Шп + Ди	4,4	0,485
2197—3	»	Фо + $Эн_{8,9}$ + Ди + Шп	4,3	0,488
	»	Фо + $Эн_{9,0}$ + Ди + Шп	4,0	0,488
2197/2	»	Фо + $Эн_{8,3}$ + Ди + Шп	5,3	0,427
2191/1	Габбро	$Пл_{37}$ + $Ди_{19}$ + $ОПи_{28,4}$ + Ол + + Рог + Акт	1,24	0,467

ным петроструктурного анализа, мантийные перидотиты испытывали вертикальные перемещения в осевой зоне срединно-океанического хребта в твердом состоянии [99]. На основании этих данных, а также по относительно низким температурам двупироксенового равновесия в перидотитах по сравнению с температурами плавления их в сухих условиях можно сделать вывод или о повторной перекристаллизации этих перидотитов в области субсолидуса (1000—1100 °С при умеренных давлениях) без прохождения через стадию расплава, или о вхождении воды в перидотитовую магму [78].

Серпентинизация перидотитов связана с зонами дробления и является низкотемпературным (300—500 °С) метаморфическим процессом, который, учитывая бедность водой пород мантии, вероятнее всего, обусловлен засасыванием морской воды при спрединге.

Оталькование и антофиллитизация перидотитов (ст. 2177/3) относятся к более редким метасоматическим среднетемпературным процессам, которые идут с привносом SiO_2 и при температуре 600—650 °С в зависимости от общего флюидного давления (до 100—200 МПа).

Основные породы. Основные породы срединно-океанического хребта резко отличаются по составу от перидотитов верхней мантии и составляют единый магматический комплекс, генетически взаимосвязанный. Различия в составе габбро, долеритов и базальтов не очень значительны и вполне могут быть объяснены процессами дифференциации основной магмы, которая генерируется на относительно небольших глубинах вследствие частичного плавления перидотитов верхней мантии [40].

Изученные основные породы располагаются на диаграмме Fe — Mg — (Na + K) на линии пикрит — трахибазальт, вдоль которой увеличивается железистость и щелочность пород (см. рис. 34). Выделяются три поля составов: 1) наименее железистых и щелочных пород — габброидов; 2) оливиновых толеитов, куда попадает большая часть базальтов; 3) редко встречающихся базальтов повышенной щелочности и железистости, куда относятся кварцевые толеиты зоны разлома Оуэн и некоторые базальты зоны разлома Мария Целеста. Долериты равномерно распределены по всем полям. Аналогично распределение на диаграмме Al — Ca — (Mg + Fe) (рис. 35).

Основные породы хребта (габбро, долериты и базальты) имеют вполне определенные признаки магматических пород: офитовые и порфировые структуры, расплавные включения, содержат высокотемпературные минералы и их парагенезисы. Естественно, наиболее отчетливы эти признаки у базальтов, несколько ослаблены у долеритов и редки у габбро.

Базальты. У базальтов кроме текстур пиллоу-лав, интерсертальной и порфировой структур важным признаком магматического генезиса являются расплавные включения в минералах, фазовый состав которых наряду с валовым составом породы и вкрапленников может дать необходимые сведения об условиях образования базальтов. Например, Грин и Рингвуд [40] определяют глубину генерации магмы кварцевых толеитов примерно 10, а оливиновых толеитов — 20 км. По составу плагиоклаза (70—90 % Ан) и оливина (83—87 % Фо)

породах Аравийско-Индийского хребта

состава минералов			Температура, °С	
$a^{\text{КПи}}_{Mg_2Si_2O_6}$	$a^{\text{ОПи}}_{Mg_2Si_2O_6}$	$\ln\left(\frac{a^{\text{КПи}}_{Mg_2Si_2O_6}}{a^{\text{ОПи}}_{Mg_2Si_2O_6}}\right)$	[174]	[172]
0,1036	0,703	—1,92	1150	1065
0,0652	0,697	—2,37	1045	955
0,0763	0,713	—2,23	1090	990
0,0572	0,692	—2,47	1050	942
0,0447	0,729	—2,79	995	881
0,141	0,704	1,61	1220	1150
0,073	0,414	—1,74	1050	955

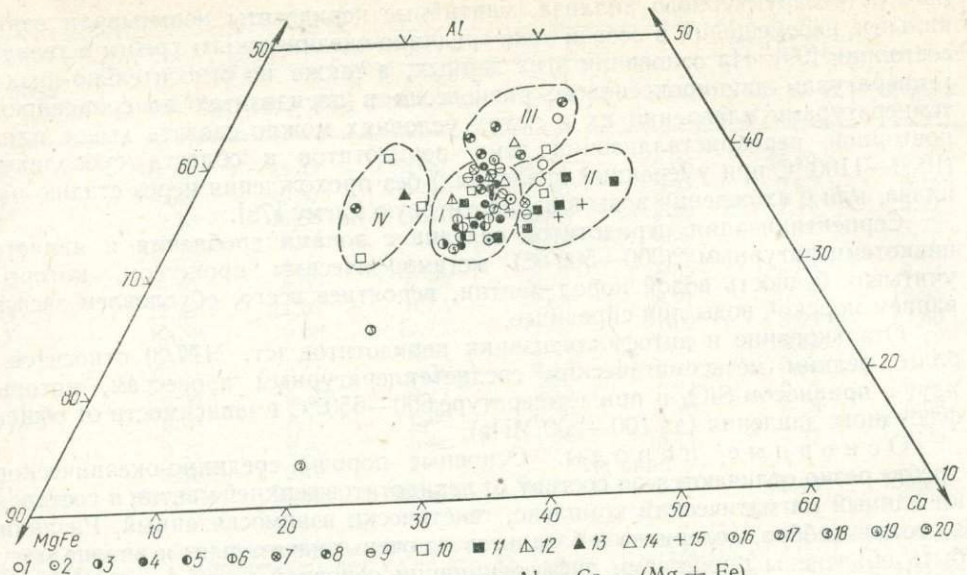


Рис. 35. Составы основных пород на диаграмме Al — Ca — (Mg + Fe).
Поля: *I* — преобладающая часть базальтов; *II* — габброиды; *III* — глиноземистые базальты 2191/2 (разлом Марии Целесты); *IV* — базальты и долериты пониженной кальциевости (разлом Мария Целеста). Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 34

во вкрапленниках, выделяющихся на ликвидусе, максимально возможное давление при генерации магмы этих оливиновых толеитов составляет 800 МПа, которое экспериментально рассчитано по оливин-анортитовому равновесию [68]. Наличие плагиоклазовых фенокристаллов — признак безводной магмы.

Расплавные включения из вкрапленников плагиоклаза оливинового базальта зоны разлома Мария Целеста были изучены Е. Е. Лазаренко, С. В. Кузнецовой и Р. Я. Белевцевым [69]. Первичные включения кроме стекла содержат пузырьки газа, занимающего 10—20 % объема. Термические исследования включений показали, что гомогенизация включений происходит при температуре 1170—1290 °С, причем вначале гомогенизируются мелкие включения, затем при температуре 1230 °С расплавляется основная масса породы, при температуре 1290 °С все включения гомогенизируются и оплавляются края порфировых выделений плагиоклаза, а при температуре 1300 °С вся порода расплавляется полностью. Описанные включения образовывались в начальный этап формирования фенокристаллов плагиоклаза, а при излиянии магма бурно кипела, о чем свидетельствуют расплавные включения с разным содержанием газовых компонентов. Гомогенизация этих включений происходила как в газовую, так и в расплавную фазу. Описанные расплавные включения в газовой фазе, высокие температуры их гомогенизации, пузырчатые пустоты в центральных частях пиллоу-лав позволяют сделать вывод о значительном содержании газовых компонентов в базальтовой магме. Эти газы могут быть отнесены к группе восстановленных газов при практическом отсутствии воды. Кипение магмы во время излияния связано, вероятно, с резким падением давления. Подобный режим кристаллизации и излияния характерен для всех базальтов хребта, поскольку все они содержат вкрапленники плагиоклаза с расплавными включениями, а также пузырчатые пустоты в пиллоу-лавах.

Долериты. В долеритах нет стекла в основной массе, они обладают отчетливой долеритовой и часто порфировой структурами. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, реже оливином, авгитом. Вкрапленники иногда содержат расплавные включения. Долериты более грубозернистые по сравнению с базальтами, хотя и имеют близкий к последним химический состав. В то же время долериты, залегающие в габброидах, аналогичны им по составу. Долериты, вероятно, составляют гипабиссальные тела, которые часто являются подводящими каналами к базальтовым покровам. От габбро через долериты можно проследить переходы к базальтам. Наличие вкрапленников плагиоклаза свидетельствует о бедности водой долеритовой магмы, вкрапленников авги-

та — о щелочной ее тенденции, а также о несколько больших глубинах генерации по сравнению с обычными оливиновыми толеитами.

Габбро. Габбро обладают еще меньшими по сравнению с долеритами признаками магматического происхождения. Это массивные, средне- или крупнозернистые полнокристаллические породы. Структура обычно офитовая или габбро-офитовая, реже габбровая. Изредка в плагиоклазах отмечаются расплавные включения (устное сообщение Е. Е. Лазаренко). В габбро наряду с андезин-лабрадором, авгитом, оливином и бронзитом отмечается субкальциевый авгит с 20—23 % волластонитового компонента [119] (см. табл. 11). Такой пироксен может выделяться лишь в весьма высокотемпературных условиях неравновесной магматической кристаллизации габбро (около 1300 °С) на ликвидусе, что маловероятно. Равновесную температуру солидуса фиксирует двупироксеновый парагенезис, который по геотермометрам Вуда и Банно [174] и Веллса [172] составляет 980—1050 °С (см. табл. 17). Такая температура кристаллизации допустима лишь для водосодержащей магмы. Максимально возможное равновесное общее давление при образовании габброидов, рассчитанное по активностям компонентов в парагенезисе Пл + Ол + ОПи + КПи + + Шп с учетом экспериментов И. Н. Кусиро [68], достигает 400—800 МПа.

Метаморфизм основных пород. В зависимости от степени и характера метаморфизма измененные долериты и габбро относятся или к эпибазитам, при сохранившейся реликтовой магматической структуре, или к метабазитам, при преобладании новообразованных минералов, формирующих метаморфическую грано бластовую или нематогранобластовую структуру. В изученном районе преобладают эпибазиты, причем метаморфические минералы в них обычно составляют не более 10—20 % объема породы. Для метабазитов характерны катаклаз и рассланцевание, т. е. их образование связано с деформациями. Для метаморфизма долеритов и габбро характерна незавершенность процесса, а условия для его полного проявления создавались лишь в отдельных зонах рассланцевания, куда мог проникать в достаточном количестве водный флюид.

К проявлениям самого низкотемпературного малоглубинного гидротермального локального метаморфизма относятся жильные образования с пренитом, альбитом, эпидотом, актинолитом и хлоритом. Они залегают среди долеритов и габбро. Низкотемпературный динамотермальный метаморфизм долеритов и габбро имеет региональное развитие, хотя проявляется неравномерно и контролируется зонами рассланцевания и флюидами. К новообразованным минералам относятся актинолит, хлорит, андезин, реже эпидот, сфен. Этот метаморфизм отвечает условиям зеленосланцевой фации или границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма для бесхлоритовых метагаббро. Температура актинолит-андезинового равновесия в метагаббро по геотермометру [89] составляет около 500 °С. Высокая основность плагиоклаза в хлорит-актинолитовых метабазитах свидетельствует о низком общем давлении (не более 100—200 МПа).

Температура равновесия красновато-бурой керсутитовой роговой обманки с андезитом в метагаббро по геотермометру [89] составляет 700—750 °С, т. е. отвечает амфиболитовой фации регионального метаморфизма. По низкому содержанию алюминия в шестерной координации в роговых обманках также можно сделать вывод о малых глубинах их образования [13].

В. А. Силантьев и В. И. Чернышева [103] считают, что красновато-бурая высокотемпературная роговая обманка с автометаморфизмом габбро образуется в постмагматическую стадию их остывания и связана с выделяющейся при кристаллизации магмы водой. Такая модель не исключена, однако метаморфические флюиды при этом вряд ли имели постмагматическое происхождение, поскольку метаморфизм в габброидах проявляется неравномерно и наблюдается связь образования красновато-бурой роговой обманки с рассланцеванием породы и возникновением участков нематогранобластовых структур.

Вероятным продуктом высокотемпературного метаморфизма в габброидах являются участки или зоны мелкозернистой породы с грано бластовой структурой, состоящей из основного плагиоклаза и двух пироксенов, иногда с бурой роговой обманкой, называемой гранулитами или гнейсами [118]

Часть II

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Металлогения океанического дна как новое научное направление оформилась в последнее десятилетие, и до настоящего времени многие ее положения остаются дискуссионными. Обычно при металлогеническом анализе океанического дна принято различать металлогению кристаллических пород (эндогенную) и осадков (экзогенную).

Глава 5

ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Металлогенический анализ структурных элементов океанического дна, за исключением детального изучения островных дуг, не проводился.

Однако уже В. И. Смирновым [106] показаны определенные отличия и специфика рудоносности срединно-океанических хребтов и зон трансформных разломов.

При исследовании Аравийско-Индийского хребта были конкретизированы общие положения.

Основным методом являлось драгирование коренных пород на стыках рифтовых ущелий и трансформных разломов. В поднятых образцах рудная минерализация изучалась в полировках, на микрозонде, спектральным анализом. Были получены существенно новые данные о распространении рудной минерализации и металлогенической специализации пород и структур срединно-океанического хребта. Весь комплекс исследований увязан с геологической историей и тектоническим положением кристаллических пород в структуре хребта.

Рудная минерализация в кристаллических образованиях Аравийско-Индийского хребта слабо изучена, хотя за последнее десятилетие научно-исследовательскими судами различных стран было поднято значительное количество образцов коренных пород как со склонов хребта, так и с его осевой части. Обычно о наличии рудных минералов упоминается лишь при петрографической характеристике кристаллических образований [46, 118, 123—126 и др.] и только в единичных работах приводятся сведения о форме их выделения, составе, количестве, взаимоотношении между собой, предполагаемом генезисе [8, 25, 47 и др.].

Наши данные показывают, что рудная минерализация в том или ином количестве характерна почти для всех образцов (пород), драгированных в пределах срединно-океанического хребта. Из всех станций, на которых были подняты кристаллические образования, в 10 отмечаются рудные минералы, наибольшая их концентрация и видовое разнообразие установлены в измененных базальтах, габбро и перидотитах.

В целом вырисовывается приуроченность главных типов горных пород к рифтовым долинам и трансформным разломам. Для первых наиболее характерны новообразования базальтов с их типичной толеитовой разностью, образующие наиболее распространенные шаровые или подушечные лавы (пиллоу-лавы). Ко вторым, по нашему мнению, более тяготеют ультраосновные породы, чаще гарцбургиты, в той или иной мере серпентинизированные. Нередко обе группы пород ассоциируют с обеими структурными формами рельефа. Отмеченная специализация, возможно, отражает частоту встреч. Однако количество наблюдений явно недостаточно для окончательных суждений.

Таблица 18. **Разновидности ультрабазитов Аравийско-Индийского хребта, вмещающих рудную минерализацию**

Станция	Структурная позиция	Разновидность ультрабазитов	Рудный минерал
2159	Зона трансформного разлома Оуэн	Серпентинизированные гарцбургиты	Хромовая шпинель, хромит, магнетит
2177/3	Осевая часть срединно-океанического хребта	Тальковые, хлорит-антофиллит-тальковые, тремолитовые породы (измененные пироксениты)	То же, халькопирит, пирротин
2191/1	Зона трансформного разлома Мария Целеста	Серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты	То же, пирротин
2197	Зона трансформного разлома Оуэн (впадина Уитли)	Серпентинизированные лерцолиты и гарцбургиты	Хромовая шпинель, магнетит

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ В УЛЬТРАБАЗИТАХ

Ультраосновные породы встречены на четырех станциях. Три из них находятся в зонах трансформных разломов Оуэн и Мария Целеста, а одна — в осевой части хребта Карлсберг (табл. 18).

Ультрабазиты представлены преимущественно серпентинизированными в различной степени перидотитами, а также преобразованными существенно тальковыми, антофиллит-тальковыми, хлорит-тремолитовыми породами [13]. Перидотиты подняты в основном из нижних частей трансформных разломов Оуэн и Мария Целеста. Они во многих случаях интенсивно дроблены и брекчированы, рассечены прожилками карбонатов и серпентин-асбеста. Серпентинизация развита также по всей массе породы. Среди перидотитов преобладают гарцбургиты, редко встречаются лерцолиты. Преобразованные ультраосновные породы подняты с осевой части срединно-океанического хребта (ст. 2177/3). Они брекчированы и интенсивно рассланцованы с прожилками антофиллита и включениями хлоритизированных метабазитов. По петрохимическим признакам и минеральному составу Р. Я. Белевцев и др. [14] относят эти породы к метасоматически измененным пироксенитам.

Рудные минералы в ультрабазитах представлены хромовой шпинелью, хромитом, магнетитом, халькопиритом и пирротином (см. табл. 18).

Хромитовая шпинель и хромит установлены как в серпентинизированных гарцбургитах и лерцолитах (ст. 2159, 2191/1, 2197), так и в тальк-антофиллитовых и тальк-тремолитовых породах (ст. 2177/3), возникших в процессе преобразования пироксенитов. Их количество достигает 2—3 %.

Характер выделения хромшпинелидов самый разнообразный. Чаще всего наблюдаются неправильные зерна или их скопления сечением от десятых долей до 1—3 мм. Иногда отмечаются агрегаты более значительных размеров. Форма зерен изометричная, идиоморфная, аллотриоморфная, ксеноморфная. Встречаются тонкие прожилки, сложенные хромовой шпинелью, которые разбиты трещинами на отдельные блоки. В трещинах отмечаются новообразования магнетита (рис. 36).

Обычно хромшпинелиды локализуются в тесном срастании с оливином и пироксенами. Постоянно наблюдается резкий ксеноморфизм их по отношению к породообразующим минералам, что в свое время было отмечено В. И. Чер-

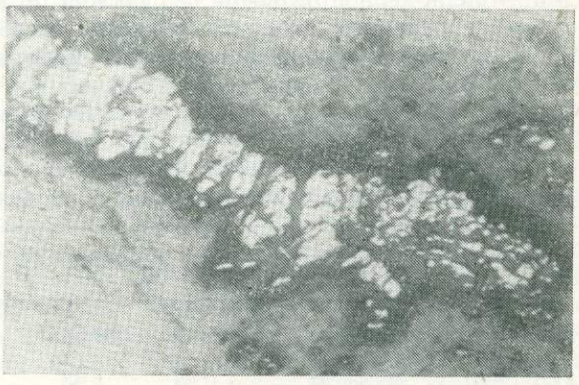


Рис. 36. Прожилок мелкозернистой хромовой шпинели в измененном ультрабазите (тальк-антофиллитовая порода). Ст. 2177/3, полированный шлиф, ×48

Рис. 37. Интенсивно трещиноватое зерно хромита (светло-серое) с развитием по трещинам и в краевой части (белое) гематита. Округлые темные включения в зерне хромита — реликты серпентинизированного оливина. Вмещающая порода — измененный ультрабазит. Ст. 2177/3, полированный шлиф, ×50

нышевой [123]. Характер морфологии хромшпинелидов обусловливается формой интерстиций и трещин в оливине и ромбическом пироксене. Нередко хромшпинелиды имеют зональное строение. Центральная часть их сложена хромовой шпинелью, а края хромпикотитом. Наблюдаются индивиды, внутри зерен которых находятся округлые включения нерудных минералов, чаще всего серпентинизированного оливина или серпентина (рис. 37).

Минераграфические особенности хромшпинелидов не отличаются от эталонных образцов и отвечают чаще всего хромовой шпинели или хромиту (хромпикотиту). В аншлифах — это буровато-серый минерал с низкой отражательной способностью, устойчивый к травлению слабо концентрированными кислотами. Внутренние рефлексы буровато-красные. В отраженном свете строение отдельных зерен неоднородное. Вокруг бурово-серых ядер развивается кайма более светлого минерала, участками отмечаются две каймы, неоднородные по цвету, но по минераграфическим свойствам отвечающие хромшпинелидам, что связано, по нашему мнению, с различным содержанием хрома, железа, магния и алюминия в различных по цвету зонах, т. е. с неравномерным распределением примесей в хромите и хромовой шпинели (табл. 19). Кристаллохимическая формула хромовой шпинели, рассчитанная по данным табл. 19, отвечает виду $(Mg_{0,712}Fe^{+2}_{0,275}Mn_{0,002})_{0,988} \times (Cr_{0,399}Al_{1,609})_{2,007}O_4$. Состав указанного минерала в миналах может быть представлен таким образом (в %): шпинель 71,4; хромит 20,03; герцинит 7,55; галаксит 0,18.

В образцах из зоны разлома Оуэн (ст. 2159, 2197) хромит замещается магнетитом. Он развивается в краевых частях зерен и тонких трещинах, которые рассекают большинство хромитовых выделений. Совместно с магнетитом в трещинах видны новообразования серпентина. Аналогичные процессы описаны для хромовой шпинели из ультрабазитов Западно-Индийского хребта [126].

Хромитовая минерализация в большинстве случаев характерна для наиболее измененных ультраосновных пород. Как показали Л. В. Дмитриев и А. Я. Шараськин [46], основным изменением ультрабазитов Аравийско-Индийского хребта является серпентинизация. В ее формировании выделяются три стадии — равномерное развитие серпентина по всей массе породы; полное замещение серпентином отдельных участков и образование серпентин-асбестовых прожилков; формирование совместно с серпентином талька, актинолита, гидрослюд и карбонатов. Первая стадия относится к автометаморфическим преобразованиям за счет гранулярной или привнесенной воды. Во вторую — выносятся основания, а в третью —Fe и Mn и происходит обогащение породы Al_2O_3,

Таблица 19. Элементный состав рудных минералов в ультрабазитах, %

Образец	Рудный минерал	Cr_2O_3	Al_2O_3	MgO	FeO	Fe_2O_3	MnO
2159—8	Хромовая шпинель	18,80	50,85	17,79	12,24	—	0,08
2191/1—20	Магнетит	0,95	0,43	0,19	29,85	66,66	0,54

Примечание. Здесь и далее приведены анализы состава рудных минералов, выполненные в Институте геохимии и физики минералов АН УССР на микрозондах МАР-1 и УХА-5 О. П. Шаркиным и Л. Г. Самойловичем.

Ca, SiO_2 и щелочами. Из трех стадий наиболее выражена первая, что отчетливо видно по образцам ультрабазитов. Тем не менее ультрабазиты, поднятые на ст. 2177/3, полностью представлены тальк-антофиллитовыми породами, т. е. претерпели изменения, связанные с третьей стадией серпентинизации. Во всех остальных станциях среди ультраосновных пород небольшой объем занимают образцы пород, подвергшихся второй стадии серпентинизации. Поэтому реконструкция генетического пути образования хромшпинелидов затушевана этими процессами, поскольку еще А. Г. Бетехтин и др. [17] отмечали, что «такие устойчивые в химическом отношении минералы, как хромшпинелиды, при процессе серпентинизации испытывают не только динамические воздействия, но и подвергаются химическим изменениям» (с. 20).

Не вызывает сомнения, что первичные выделения хромовой шпинели происходили в процессе кристаллизации магмы и по существу должны рассматриваться как магматические образования. Об этом свидетельствуют форма выделения, наличие идиоморфных и ксеноморфных структур, кристаллизация отдельных зерен совместно с оливином или раньше его. В то же время кроме зерен и скоплений отмечаются небольшие жилки хромшпинелидов, рассеченные поперечными трещинами, которые образовались позже идиоморфных и ксеноморфных кристаллов хромовой шпинели. Они сопровождаются во многих случаях серпентином и хлоритом. Иногда в жилках фиксируются сложные петельчатые структуры, как бы намечающие контуры уже измененных и не сохранившихся идиобластов оливина. Такие хромшпинелиды, по мнению В. И. Чернышевой [123], формировались в начальную стадию серпентинизации ультраосновной породы. В дальнейшем серпентинизация приводила к изменению хромшпинелидов. Данные по преобразованию хромитов Южного Урала [16] показали, что серпентинизация протекает в окислительной среде, поэтому в хромитах развиваются процессы окисления оксида железа. Этот процесс протекает различно в зависимости от степени серпентинизации руд. Так, в интенсивно преобразованных рудах Верблюжегорского месторождения в хромитах отмечаются выделения мелких зерен гематита. Гематитовые оторочки образуются по периферии буро-красных зерен хромшпинелидов в менее измененных породах. Аналогичные явления характерны для хромшпинелидов из ультрабазитов Аравийско-Индийского хребта. В образцах из трансформного разлома Оуэн, где процесс серпентинизации в основном ограничивался первой стадией, хромшпинелиды не изменены. В трещинах, которыми разбиты зерна хромовой шпинели, отмечаются только новообразования пылевидного магнетита. Интенсивно измененные пироксениты ст. 2177/3 (зона трансформного разлома Академик Вернадский), где проявилась третья стадия серпентинизации, содержат хромшпинелиды, в краевых частях которых развит гематит (см. рис. 37). В хромшпинелидах отмечаются также своеобразные решетчатые структуры, возникшие в результате окисления железа по отдельным наиболее проницаемым участкам кристаллов, в промежутках между которыми остались неизмененные геометрически правильные выделения хромита. Таким образом, в океанических ультраосновных породах, как и на континентах, преобразования хромшпинелидов обусловлены глубокими процессами серпентинизации.

Магнетит в ультраосновных породах содержится повсеместно, но в незначительных количествах. Он образует тонкие жилки, мелкие выделения неправильной формы, каемки в хромитовых индивидах и агрегатах, иногда идиоморфные кристаллы среди основной массы породы. Отмечается насыщение пылевидным магнетитом участков интенсивной серпентинизации и серпентиновых прожилков, что ранее описывалось [125]. В отраженном свете это буровато-серый изотропный минерал, с присущими для магнетита фигурами травления. При обработке его HCl значения микротвердости, измеренные на ПМТ-3, укладываются в характеристики магнетита (580—630 кгс/мм²). Его химический состав, полученный микрозондированием, приведен в таблице 19, а состав в миналах можно представить так (в %): магнетит 95,64; хромит 1,46; магнезиоферрит 1,11; галаксит 0,98; якобсит 0,81. Рассчитанная кристаллохимическая формула изученного минерала следующая: $(Mg_{0,011}Fe^{+2}_{0,971}Mn_{0,018})_{1,000} \times \times (Al_{0,020}Fe^{+3}_{1,951}Cr_{0,029})_{2,000}O_4$. Магнетитовая минерализация в ультрабазитах

генетически разнородна. Идиоморфные зерна магнетита, соседствующие с пироксенами и оливином, по-видимому, образовались в процессе кристаллизации магмы. Магнетит других морфологических разновидностей (пылевидный, прожилковый) сформировался в результате серпентинизации ультрабазитов, более железистые силикаты преобразовались в менее железистые. В первую стадию серпентинизации [47] по мере замещения оливина лизардитом в осевых участках его жилок развиваются пылевидная и шнуркообразная разновидности. Во вторую стадию тонкодисперсный, пылевидный магнетит окаймляет реликты первичных породообразующих минералов и концентрируется в хризотиловых и серпентиновых прожилках. И в третью стадию формируются магнетитовые прожилки в трещинах, пересекающих зерна хромшпинелидов и их агрегатов.

Халькопирит встречен в виде единичных небольших зерен в интенсивно измененных ультрабазитах зон трансформных разломов Академик Вернадский и Мария Целеста, где ассоциирует с пылевидным магнетитом и пирротином. Размер зерен не превышает 0,08 мм в поперечнике. Обычно халькопирит приурочен к хлорито-серпентиновой массе, которая замещает кристаллы оливина или выполняет небольшие прожилки. В отраженном свете минерал имеет светло-желтый цвет. Микротвердость 200—220 кгс/мм². Халькопирит, судя по приуроченности его к участкам серпентинизации, сформировался во время метасоматических преобразований ультрабазитов.

Пирротин установлен в единичных образцах измененных ультраосновных пород ст. 2177/3 и 2191/1. Он встречается в серпентинизированных участках совместно с халькопиритом и пылевидным магнетитом и образует зерна неправильной формы размером 0,05—0,08 мм. В полированных шлифах цвет пирротина желтовато-розовый. Он обладает интенсивной анизотропией и имеет высокую отражательную способность. Ассоциация пирротина с халькопиритом и пылевидным магнетитом свидетельствует о его образовании в связи с процессами серпентинизации.

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ В БАЗАЛЬТАХ

Рудные минералы в базальтах Аравийско-Индийского хребта описаны в немногих работах [46, 47, 124 и др.].

Наши исследования свидетельствуют, что рудная минерализация в этих породах распространена довольно широко и встречена на девяти станциях (см. рис. 7). Базальты представлены как свежими лавами, так и их измененными в той или иной степени разновидностями. Неизмененные базальты установлены на восьми, а зеленокаменно измененные базальты — на пяти станциях (табл. 20).

Неизмененные базальты широко распространены в северной, центральной и южной частях Аравийско-Индийского хребта. По структуре основной массы их можно разделить на стекловатые и полнокристаллические. Стекловатые базальты чаще всего представлены подушечными лавами с черной коркой закалки и железо-марганцевыми налетами. Они занимают основную часть срединно-океанического хребта. Полнокристаллические разновидности базальтов (долериты) установлены в единичных образцах и макроскопически почти не отличаются от базальтовых лав. По данным Р. Я. Белевцева и др. [13], они прорывают стекловатые базальты с образованием горячих контактов и, вероятно, представляют долеритовые субвулканические образования (дайки) или некковые части подводных базальтовых вулканов. Наибольшее разнообразие неизмененных базальтов характерно для ст. 2161 и 2162 в северной части Аравийско-Индийского хребта, где по вкрапленникам и структуре основной массы среди оливиновых базальтов выделяются порфировые, вариолитовые, лейкократовые и гиалобазальты. Вариолитовые базальты характерны также для ст. 2172 и 2173, а лейкократовые разности и долериты встречались на ст. 2191/1, 2191/2 и 2193/1.

Структура базальтов и долеритов в основном порфировая. Во вкрапленниках отмечаются плагиоклаз и оливин, в долеритах, кроме того, моноклинный пироксен. Основная масса базальтов имеет интерсертальную, гиалопилитовую,

Таблица 20. **Разновидности базальтов, драгированных в Аравийско-Индийском хребте, и их рудная минерализация**

Станция	Структурная позиция	Разновидность	Рудный минерал
2161	Зона трансформного разлома Оуэн	Неизмененные оливиновые базальты	Магнетит, пирит, самородное железо
2162	Рифт срединно-океанического хребта	Неизмененные и измененные базальты и долериты	Магнетит, гематит (мартит), халькопирит, пирит, пирротин, гетит
2172	Юго-западный склон срединно-океанического хребта	Неизмененные базальты	Магнетит
2173	Гребень срединно-океанического хребта (район горы Вернадского)	То же	»
2174	Там же	» »	»
2177/3	Зона трансформного разлома Академик Вернадский	Неизмененные и зеленокаменно измененные базальты	Магнетит, халькопирит, пирротин, гетит
2191/1	Зона трансформного разлома Мария Целеста	Зеленокаменно измененные базальты и долериты	Халькопирит, пирит, магнетит, гетит, пирротин
2191/2	Там же	Неизмененные базальты и долериты, зеленокаменно измененные базальты	Магнетит, пирит, халькопирит, гетит
3193/1	Зона трансформного разлома Арго	Неизмененные базальты, зеленокаменно измененные базальты и долериты	Магнетит, пирит, гетит

вариолитовую, пилотакситовую структуры и представлена микролитами плагиоклаза и оливина, погруженными в стекловатый мезостазис.

Структура полнокристаллических разностей долеритовая. Основная масса их сложена мелкими, беспорядочно расположенными зернами плагиоклаза, оливина и моноклинного пироксена.

По петрохимическим особенностям неизмененные базальты Аравийско-Индийского хребта образуют ряд — от кварцевых толеитов до щелочных базальтов [14]. Большинство образцов базальтов и долеритов относятся к океаническим оливиновым толеитам с нормативными оливином и гиперстеном, низким содержанием K_2O и железистостью 30—40 %. Отмечаются также кварцевые толеиты и щелочные базальты с содержанием Na_2O до 4,4 %.

Рудные минералы в неизмененных базальтах распространены незначительно. Они представлены магнетитом, пиритом, гетитом и самородным железом.

Магнетит встречается в большинстве образцов неизмененных базальтов и долеритов. Однако концентрация его незначительна и по сути он может рассматриваться как акцессорный минерал. Выделения магнетита довольно разнообразны. Иногда он образует таблитчатые и изометричные зерна размером не более 0,03 мм в поперечнике, которые локализуются в основной интерсертальной массе (ст. 2161, 2173). Местами отмечаются мельчайшие скелетные формы и пылевидные агрегаты. Они как бы пропитывают всю породу, развиваясь в виде значительных участков в основной массе. Минераграфические особенности магнетита не отличаются от эталонных образцов. В отраженном свете это серый изотропный минерал. Микротвердость его, измеренная в таблитчатых зернах, укладывается в характеристику магнетита (540—630 кгс/мм^2).

Пирит встречен в единичных образцах базальта ст. 2161. Он образует мельчайшие глобулярные выделения в основной стекловатой массе и сопровождается скелетными кристаллами магнетита.

Гетит наблюдается в виде отдельных радиально-лучистых и пластинчатых агрегатов в некоторых образцах долеритов. Он развивается как вторичный по темноцветным минералам. Размер гетитовых агрегатов от сотых долей до 1—2 мм. В отраженном свете гетит имеет серый цвет с голубым оттенком. Для него характерны весьма совершенная спайность, желто-бурые рефлексы и другие минералографические признаки, позволяющие диагностировать его достаточно уверенно.

Таблица 21. **Результаты рентгенографического анализа самородного железа (обр. 2161/2)**

Самородное железо		α-железо (по Михееву)	
I	*d/n*	*I*	*d/n*
8	2,23	3	2,233
10	2,01	9	2,022
3	1,578	3	1,578
8	1,430	7	1,430
4	1,286	4	1,289
9	1,166	10	1,168
1	1,114	2	1,117
8	1,010	7	1,012

Примечание. Рентгенометрический анализ выполнен Л. Н. Егоровой (ИГФМ АН УССР). Условия съемки: Fe-излучение; трубка БСВ-4; диаметр 57,3 мм; режим трубки 30 кВ, 5 мА; экспозиция 7 ч.

Самородное железо установлено в двух образцах оливиновых порфировых базальтов, покрытых коркой темного стекла (ст. 2161) [8], а также встречено отдельным самородком при драгировании самого южного из трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта — разлома Мария Целеста (ст. 2191/1).

Железо в порфировых базальтах представлено выделениями неправильной формы и дендритами размером 0,06—0,3 мм, которые концентрируются в основной стекловатой массе породы. Оно встречается в отдельных обособленных участках, неравномерно разбросанных по плоскости образца. В отраженном свете самородное железо белое, изотропное. При травлении HCl медленно вскипает и окисляется. Фигуры травления не проявляются. Рентгенограмма показывает характеристики, присущие α-железу (табл. 21).

Спектральным анализом в железе из порфировых базальтов определено более 4 % примесей. Они представлены (в %): Si 1,5; Al 0,6; Mg 1,1; Ca 0,8; Mn 0,5; Ni 0,05; Co 0,01; Ti 0,32; V 0,32; Cr 0,12; Mo 0,01; Zr 0,03; Cu 0,15; Pb 0,01; Y 0,04; Yb 0,08. Обращает внимание высокое содержание Si, Mg, Al и Ca и низкое Ni, Cr и Co. Появление самородного железа в базальтах связано, вероятно, с наличием во флюидах рифтовых зон срединно-океанического хребта и трансформных разломов газов, в частности водорода, создающих резкую восстановительную обстановку, способствующую при кристаллизации основной магмы образованию феррита вместо магнетита в тех участках, где быстро поднимающийся глубинный флюид сохраняет восстановительные свойства вплоть до соприкосновения с гидросферой.

Самородное железо с иоцитом из зоны трансформного разлома Мария Целеста — уникальная находка. Оно представлено самородком размерами 2,8 × × 3,5 × 4,5 см. Поверхность его неровная, бугорчатая, напоминающая шлак, покрыта тонкой пористой коркой бурого лимонита. В одном месте на поверхности виден отпечаток таблитчатого кристалла, вероятно плагиоклаза, размером 0,5 мм. В пустотах поверхности лимонит образует игольчатые кристаллы размером 0,01 × 0,1 мм, а также гексагональные таблички размером 0,02—0,1 мм с заметной зональностью.

В поперечном разрезе видно, что самородок железа содержит до 5 % пустот (пузырьки газа) изометричной округлой формы размером 1,0—2,5 мм и выделения минерального агрегата, в составе которого преобладает иоцит. Средняя часть самородка отделена от внешней узкой каймой иоцита. По сравнению с внешней частью она несколько больше насыщена пузырьками и включениями иоцита.

Иоцит нередко образует сплошные или неполные оторочки вокруг пузырьков газа шириной $^1/_5$ диаметра пузырька, а также самостоятельные выделения размером до 1,5 мм. Более крупные выделения имеют неправильно-округлую форму, иногда заливообразно вдаются в самородок с периферии. Мелкие выделения размером около 0,2 мм имеют форму шариков. И в средней, и во внешней частях самородка видны участки неопределенной формы размером до 5 мм, составляющие около 20 % объема образца, в которых железо пористое, так как насыщено шариками иоцита и пустотами от выкрошенных при полировке шариков размером 0,05—0,025 мм. Концентрация иоцита в таких участках достигает 40 %.

Приуроченность части выделений иоцита к газовым пузырькам в железе объясняется, по-видимому, образованием этого минерала в результате окисления железа кислородом газовых пузырьков. Накопление кислорода в пузырь-

[8] Железо из порфировых базальтов ст. 2161 изучил Ю. М. Коптюх.

Таблица 22. **Результаты рентгеновского анализа иоцита**

Обр. 1		Обр. 2		Вюстит ASTM, 1973	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
4	3,10	—	—	—	—
1	3,04	5	3,04	—	—
2	2,92	5	2,97	—	—
—	—	5	2,87	—	2
—	—	4	2,63	—	—
8	2,57	—	—	—	—
8	2,48	8	2,50	80	2,486
2	2,39	5	2,37	—	—
10	2,15	10	2,16	100	2,153
—	—	7	2,01	—	—
1	1,843	5	1,846	—	—
2	1,731	3	1,716	—	—
9	1,525	9	1,528	60	1,523
5	1,299	7	1,300	25	1,299
4	1,245	7	1,244	15	1,243
2	1,077	6	1,078	15	1,077
—	—	6	0,989	10	0,988
—	—	—	—	15	0,9631

Примечание. Рентгенометрические анализы выполнены Л. Н. Егоровой (ИГФМ АН УССР). Условия съемки: Fe-излучение; без фильтра трубка БСВ-4; диаметр 57,3 мм; режим трубки 30 кВ, 5 мА; экспозиция 7 ч.

ках газа следует, возможно, связывать с самоочисткой железа в процессе кристаллизации. Мелкие шарики иоцита не содержат пустот; они возникли, вероятно, на месте таких пузырьков. Полное отсутствие легко диагностируемого когенита в ассоциации с иоцитом свидетельствует об отсутствии в составе газов углерода.

Железо в отраженном свете белое, полностью изотропное. Микротвердость 232—362 кг/мм² (нагрузка 50 г) [9]. Близкие значения твердости получены для феррита из пегматитов р. Стрельна [24]. При травлении HCl медленно вскипает и окисляется, но никакой внутренней структуры при этом не проявляется. Рентгенограмма дает характерную картину α-железа с $a_0 = 0{,}2856$ нм (табл. 22).

Минеральный агрегат, в котором преобладает иоцит, смоляно-черный со смоляным блеском и раковистым изломом. В отраженном свете видно, что матрица агрегата сложена темно-серым аморфным веществом, в котором половину объема занимают дендритообразные выделения светло-серого изотропного минерала — иоцита. Вещество матрицы не определено. Под действием HCl агрегат очень медленно вскипает. Микротвердость иоцита при нагрузке 50 г — 161—192 кГ/мм² (среднее 181).

Рентгенограммы (см. табл. 22), выполненные по двум соседним точкам в одном выделении иоцита, несколько различаются. Кроме линий иоцита на них видны также характерные линии, вероятно, гематита и других минералов. Размеры элементарной ячейки иоцита $a_0 = 0{,}4313$ нм указывают на нестехиометрический состав минерала: 0,03 атомов FeO замещено Fe_2O_3.

Спектральным анализом в железе установлено более 1 % примесей. В основной массе они представлены (в %): Si 0,15; Al 0,1; Mg 0,03; Ca 0,1; Mn 0,2; Ni 0,14; Co 0,015; Ti 0,15; Cr 0,04; Cu 0,07; Pb 0,015; в приповерхностном слое: Si 0,4; Al 0,4; Mg 0,05; Cr 0,045; Mo 0,01; Cu 0,08; Pb 0,015; Zn 0,015; Sn 0,02; As 0,1.

Обращает внимание низкое содержание характерных примесей ультраосновных пород (Ni, Cr, Co) и сравнительно высокое содержание петрогенных элементов. В приповерхностном слое самородка, контактировавшем с вмещающей породой и океанической средой, набор элементов-примесей иной.

Иоцит, согласно данным спектрального анализа, содержит значительное количество примесей (в %): TiO_2 1,5; CaO 2,0; Al_2O_3 0,7; SiO_2 1,0; MgO 0,2; Cr_2O_3 0,15. В количестве 0,001—0,003 % установлены Ni, V, La, Zn, Y, Sn, следы Cu, Ag, Yb.

[9] Измерения С. М. Рябоконя.

Теллурическое самородное железо выступает обычно в виде интерметаллических соединений с никелем и приурочено к продуктам изменения ультраосновных пород [23, 41, 138, 140, 146]. Предполагается, что железо-никелевые минералы возникают в результате восстановления железа силикатов или оксидов при температурах, близких к температурам серпентинизации. В последние годы участились находки не содержащего никель самородного железа — феррита.

Самородное железо, как правило, связано с производными основной магмы, причем восстановительный характер среды в большинстве случаев фиксируется наличием ксенолитов углеродистых пород или карбидов. Так, на о-ве Диско (Гренландия), где найдены самые крупные самородки железа весом до 25 т, предположительно связанные с дайкой Уивфак, установлены ксенолиты графитсодержащих глиноземистых пород [152]. Во вмещающих дайку базальтах шарики белого «чугуна» ассоциируют с когенитом и графитом [165]. Образование крупных линз феррита размером до 50 см в интрузивах р. Курейка объясняют ассимиляцией траппами углей пеляткинской свиты [110]. Карбид железа установлен также в андезитовых лавах, в которых содержание феррита достигает 30 % [42].

Нередко прямая связь ферритсодержащих пород с углеродистым веществом не устанавливается: в таких случаях феррит представлен микроскопическими шариками, пластинками, проволочками при небольшом (5—50 г/т) содержании в породе. Самородное железо такого вида довольно обычно в пегматитах, аплитах и гранодиоритах Кольского п-ова, в гранитоидах [39, 44, 114] и даже в золотоносных жилах [82]. Вне всякой связи с магматическими породами феррит найден в осадках, обычно битуминозных [85, 122, 128]. Мелкие частицы самородного железа и меди в осадках Тихого океана, по-видимому, являются продуктом разрушения серпентинитов из зон трансформных разломов [133].

Иоцит в природе встречается значительно реже. Он обнаружен в гранитоидах Тянь-Шаня [44], Рудного Алтая [88], Зайсанской складчатой системы [50, 114], в трахиандезитах Кураминского хребта [95]. В этих породах он представлен обычно шариками микроскопического размера, ядра которых сложены ферритом, а оболочка — иоцитом и далее — магнетитом. Порода, вмещающая самородок железа из зоны Мария Целеста, не установлена, однако, исходя из низких содержаний Ni и Cr в железе и иоците и повышенных — Ti, Ca и Mg в иоците, можно предположить, что самородок был включен не в ультрабазите, а в основной, вероятно, неметаморфизованной породе. Состав самородка и отпечаток таблички плагиоклаза на его поверхности позволяют выбрать из всех драгированных пород в качестве возможного носителя лейкократовый базальт. Некоторые из этих базальтов содержат повышенное количество Na_2O и TiO_2 [13]. В таких базальтах обнаружено самородное железо.

Парагенезис металлического железа с иоцитом (вюститом) представляет собой естественную буферную систему с крайне восстановительными условиями — давление O_2 10^{-6} Па. Такое давление отвечает глубинам формирования базальтов 60—100 км и близко к условиям образования лунных базальтов. Если учесть, что иоцит образовался, по-видимому, позже, в результате окисления железа возле пузырьков газа, то первоначальное давление O_2 было, возможно, еще ниже. Согласно [79], полю устойчивости парагенезиса вюстит + + феррит отвечает давление O_2 10^{-10}—10^{-15} Па. Железо и вюстит устойчивы при очень высоких параметрах температуры и давления: нестехиометрический вюстит устойчив выше температуры 600 °С. По расчетам [66], с повышением температуры возрастает гомогенность вюстита. Минимальное давление устойчивости стехиометрического вюстита — $30 \cdot 10^8$ Па при температуре 700 °С 51×10^8 Па при 1300 °С. В эксперименте [136] металлическое железо возникло из базальтового стекла при давлении $150 \cdot 10^8$ Па и температуре 2000 °С.

В условиях рифтовой системы образование феррит-иоцитовой ассоциации нельзя прямо связывать с глубиной выплавления базальтов; определяющими факторами в этом случае являются, вероятно, состав и температура потока флюидов в рифте.

Таблица 23. Состав рудных минералов измененных базальтов Аравийско-Индийского хребта, %

Образец	Рудный минерал	Fe	S	Cu	Co	Mn
2191/2—5	Пирит	46,6	54,3	—	0,2	—
2191/2—8	»	46,7	52,7	—	—	—
2191/2—2а	Халькопирит	30,4	34,7	33,5	—	—
2162/3	»	30,5	34,88	34,22	0,04	—
2191/2—5	Гётит	63,6	—	—	—	Сл.
2191/2—2а	»	62,3	—	—	—	—

Как отметил еще В. И. Вернадский, в газах, выделенных из феррита, преобладает водород. В магматических породах континентальных рифтов Африки водород в составе газов резко преобладает [53]. Восстановленные флюиды в особых геотектонических условиях в результате быстрого подъема сохраняют свои свойства вплоть до соприкосновения с атмосферой и даже могут рассматриваться как энергетический источник гранитообразования [105]. Резко пониженное P_{O_2} в осевой части рифтовых зон должно вести к снижению температуры выплавления толеитовых базальтов, которые могут возникать в условиях сравнительно малых глубин — $10—15 \cdot 10^8$ Па. Находка ассоциации самородного железа с иоцитом в определенной мере подтверждает такую возможность.

Измененные базальты встречены в северной, центральной и южной частях Аравийско-Индийского хребта. Они наиболее широко развиты в зонах трансформных разломов. Изменения выражены в новообразованиях палагонита, хлорита, актинолита, серицита, эпидота, титанита и пренита. Отдельные образцы базальтов и долеритов полностью преобразованы в амфиболиты, эпидозиты, серицит-хлоритовые породы. Однако для всех зеленокаменно измененных пород установлено, что они образовались из неизмененных базальтов и долеритов, так как во многих случаях наблюдаются постепенные переходы от свежих базальтов к хлоритовым сланцам. Полностью измененные базальты обнаружены в образцах ст. 2162.

Среди зеленокаменно измененных базальтов выделяются две группы [13]: 1) измененные породы, сохранившие первично-магматическую структуру (эпибазиты); 2) измененные породы с вновь образованными метасоматическими структурами (метабазиты). Процесс изменения базальтов начинается с девитрофикации стекла основной массы и развития по ней участков хлорита. Затем по основной массе развивается актинолит, а порфировые выделения — плагиоклаз и оливин — замещаются соответственно серицитом, хлоритом и серпентином. Интенсивно измененные базальты установлены там, где наблюдается значительная трещиноватость и катаклаз.

Структура измененных пород (эпибазитов) порфировая, структура основной массы офитовая или пойкилито-офитовая. Метабазиты имеют бластопорфировую структуру с гранобластовой структурой основной ткани. В отдельных образцах отмечаются пренитовые, хлорит-актинолитовые и серицит-хлоритовые прожилки.

По минеральным парагенезисам среди измененных базальтов выделяют существенно актинолитовые и существенно хлоритовые эпибазиты и титано-актинолит-хлоритовые метабазиты. По петрохимическим особенностям измененные базальты в целом мало отличаются от свежих разностей. В них отмечаются несколько повышенное содержание кремнезема, более высокая железистость и наличие воды [14].

Набор рудных минералов в измененных базальтах шире, чем в свежих породах. Рудные минералы представлены магнетитом, халькопиритом, пиритом, пирротином, гетитом. Содержание их в породах также намного больше (табл. 23).

Наиболее часто в измененных базальтах встречается магнетит. Он образует пылевидные скопления в измененной основной массе породы или в центральных частях серпентизированных вкрапленников оливина. Встречаются также скелетные выделения магнетита размером до 0,01 мм, а участками

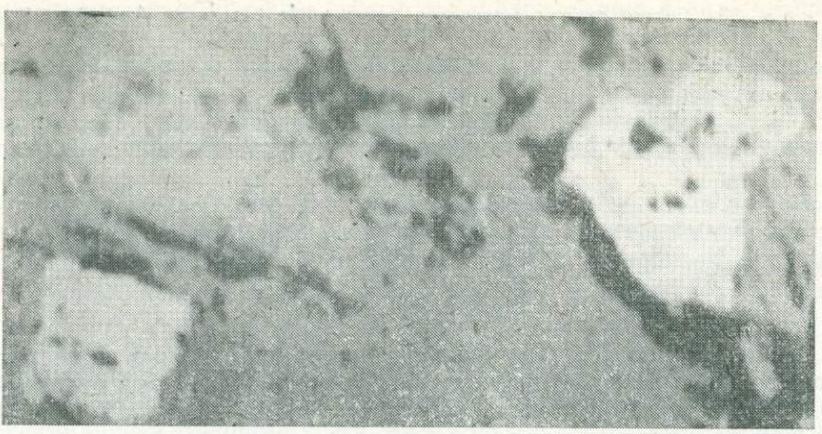


Рис. 38. Изометричные зерна магнетита (светло-серое) в измененных базальтах. Ст. 2162, полированный шлиф, ×160

относительно крупные индивиды (до 0,5 мм), приуроченные чаще всего к амфибол-хлоритовым агрегатам (рис. 38). Предыдущие исследователи [46] в измененных базальтах Аравийско-Индийского хребта обнаружили титаномагнетит, замещенный лейкоксеном. Магнетитовая минерализация генетически неоднородна. Скелетные выделения и идиоморфные кристаллы магнетита, развитые в основной массе, образовались в процессе кристаллизации базальтового расплава, тогда как пылевидные и дисперсные скопления магнетита возникли в период зеленокаменных изменений. Об этом свидетельствуют приуроченность их к серпентинизированным зернам оливина или актинолит-хлоритовым прожилкам. В отраженном свете магнетит серый, буровато-серый, изотропный. Хорошо травится концентрированной HCl. При травлении обнаруживается его неоднородное строение. Отличительной особенностью магнетита является его мартитизация, которая отмечается в отдельных образцах в северной части срединноокеанического хребта (ст. 162).

Мартит развивается в виде пятен, каемок, жилок по изометричным и таблитчатым зернам магнетита. Степень мартитизации не одинакова, но мы нигде не встретили кристаллов магнетита, полностью замещенных мартитом. Чаще всего процесс мартитизации останавливается на стадии развития фрагментарно-каемчатых и прожилковых структур. Традиционные представления относительно образования мартита связывались с окисляющим действием кислорода воздуха. Измененные базальты залегают на глубинах более 2 км под мощной толщей океанической воды, в которой нет свободного кислорода в нижнем слое. Эти базальты образовались в процессе подводных излияний. Отметим, что мартитизация магнетита проявляется только в таких измененных базальтах, которые находятся совместно со свежими базальтовыми лавами. Это послужило основанием для предположения о том, что свободный кислород мог появляться на океаническом дне в результате пиролиза морской воды при воздействии на нее изливающейся раскаленной базальтовой лавы [131]. Однако можно объяснить процесс мартитизации и воздействием глубинного флюида, содержащего свободный кислород. По всей вероятности, в коренных породах океанического дна широко проявляются процессы окисления и гидратации, приуроченные в основном к желобам рифтов трансформных разломов и осевой части хребта.

Пирит в измененных базальтах довольно распространенный рудный минерал. Он установлен в образцах, поднятых на ст. 2162, 2177/3, 2191/2, 2193/1. Пирит образует мельчайшие изометричные зерна в основной актинолит-хлоритовой массе измененных базальтов. Он также встречается совместно с халькопиритом в виде таблитчатых и неправильной формы кристаллов размером 0,08—0,2 мм, окруженных гетитовой каймой. Пирит во многих случаях приурочен к скоплениям хлорита и серпентина, которые замещают кристаллы оливина, встречается также в трещинах и пустотах, заполненных серицит-хлоритовым материалом. В отраженном свете он имеет светло-желтую окраску,

обладает высоким рельефом и высокой отражающей способностью, и практически не отличается от эталонных образцов, что подтверждается его химическим составом (см. табл. 23).

Халькопирит обнаружен в измененных базальтах ст. 2162 и 2191/2. Он образует единичные мелкие зерна или группы зерен размером до 0,08 мм, приуроченные к серицит-хлоритовым агрегатам, которые развиваются по основной массе базальтов. Иногда отмечаются округлые и изометричные индивиды халькопирита в серицит-хлоритовых прожилках, где он окружен гетитовой каймой (рис. 39). В гетите наблюдаются мельчайшие включения халькопирита, представляющего реликты более крупных разрушенных кристаллов. Микротвердость халькопирита 190—220 кгс/мм². Состав его на ст. 2162 (см. табл. 23) соответствует кристаллохимической формуле $Cu_{0,988}(Fe_{1,002}Co_{0,001})_{1,003}S_{1,996}$. Близкий состав имеет халькопирит из измененных базальтов трансформного разлома Мария Целеста (ст. 2191/2).

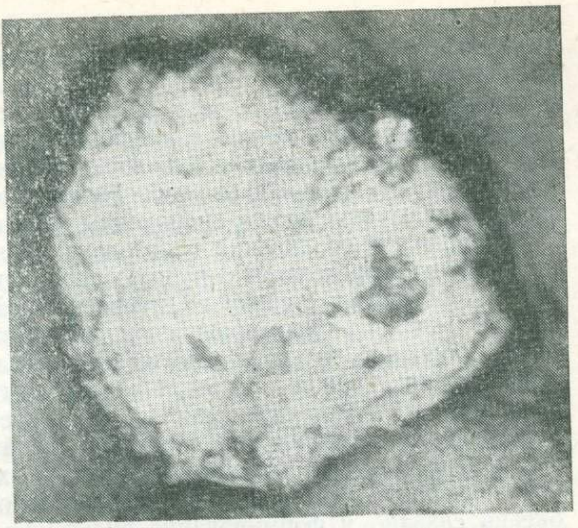


Рис. 39. Округлое зерно халькопирита в серицит-хлоритовом прожилке зеленокаменноизмененных базальтов. По периферии халькопирита и внутри него развивается гетит (серое). Ст. 2162, полированный шлиф, ×80

Пирротин установлен в единичных образцах измененных базальтов ст. 2162 и 2177/3. На ст. 2162 он обнаружен в долерите, по основной массе которого развивается хлорит-эпидот-серицитовый агрегат; представлен единичными округлыми и изометричными выделениями размером до 0,008 мм внутри зерен измененных темноцветных минералов. В метабазитах ст. 2177/3 в тонких актинолит-хлоритовых прожилках наблюдаются кристаллы пирротина неправильной и удлиненной форм размером до 2 мм. Они локализуются в гетитовых скоплениях (рис. 40), которые развиваются по пирротину и другим сульфидам (пириту, халькопириту), мельчайшие реликты которых отмечаются в гетитовой массе. Цвет пирротина желтовато-розовый. Он обладает высокой отражательной способностью и сильной анизотропией. Микротвердость пирротина 240—320 кгс/мм². Приуроченность последнего так же, как и других сульфидов, главным образом к метасоматическим прожилкам свидетельствует об образовании в наложенную гидротермальную стадию минерализации.

Гетит встречается в большинстве измененных базальтов. Это вторичный минерал и развивается по силикатам и сульфидам. Поэтому его выделения представлены разнообразной формы псевдоморфозами, наследующими удлиненные кристаллы амфибола, округлые зерна оливина, неправильной формы скопления сульфидов, а также прожилками. Гетит образует дендриты, лепестковидные выделения, радиально-лучистые и шестоватые кристаллы, пластинчатые индивиды. Их размеры изменяются от сотых долей до 2—3 мм. Гетит чаще всего замещает

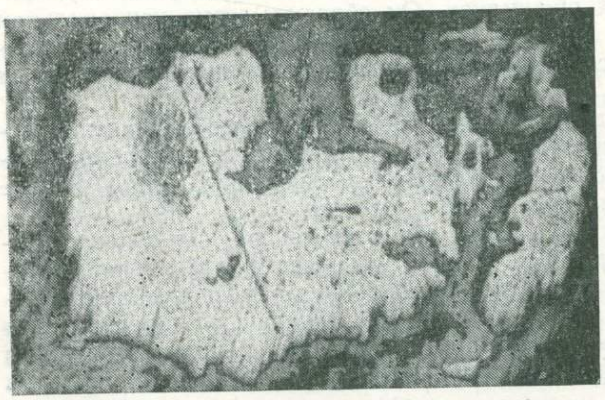


Рис. 40. Выделения пирротина неправильной формы (белое) в гидрогетите (серое). Ст. 2177/3, полированный шлиф, ×80

халькопирит. В некоторых образцах он развивается по периферии зерен халькопирита, образуя кайму вокруг него. В других он почти полностью замещает халькопирит, о чем свидетельствует лишь наличие включений последнего в гетитовой массе. Гетит развивается также по пириту и пирротину. Лучистые агрегаты его отмечены в амфиболитизированных базальтах. В отраженном свете гетит серый с голубоватым отливом. Спайность его совершенная, микротвердость 315—330 кгс/мм². Некоторые выделения гетита трещиноваты, по трещинам отмечаются гидроксиды железа бурого цвета.

Рудная минерализация в базальтах различна по происхождению. Можно наметить определенную рудную специализацию базальтов, которая зависит от характера и степени их изменений. Наиболее распространенный в базальтах магнетит сформировался преимущественно в процессе магматической кристаллизации, что подтверждается формами его выделений и условиями локализации. Однако пылевидный магнетит измененных базальтов возник вследствие освобождения железа при зеленокаменном преобразовании базальтовых лав, которое происходило в связи с деформациями и интенсивными тепловыми потоками в зонах трансформных разломов и в рифте срединно-океанического хребта. С процессами зеленокаменного изменения пород дна океана связано и формирование сульфидов (пирита, халькопиритов и пирротина). Локализация их в участках развития интенсивных хлорит-амфибол-серицитовых изменений, приуроченность к пустотам, трещинам, серицит-хлоритовым прожилкам — следствие воздействия поствулканических процессов на магматические породы. Эти изменения очень напоминают пропилитизацию наземных вулканитов и, по-видимому, связаны с мощными тепловыми потоками, несущими газово-водные флюиды, и вызваны внедрениями ультрабазитов в зонах трансформных разломов и осевого рифта.

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ГАББРО

Габбро подняты с нижней части склона желоба трансформного разлома Мария Целеста (ст. 2191/1). Они представляют полнокристаллические средне- и мелкозернистые диаллаг-плагиоклазовые массивные породы [13]. Габброиды пересекаются многочисленными актинолит-альбитовыми, тремолит-тальковыми, эпидот-пренитовыми жилками.

По составу они относятся к оливин-бронзитовому габбро или к оливиновому норито-габбро, а по химизму близки к толеитовым базальтам срединно-океанического хребта и являются их глубинными аналогами. Отмечаются интенсивно рассланцованные и измененные габброиды. Рудная минерализация в габбро представлена ильменитом, титано-магнетитом, пирротином, халькопиритом и пентландитом. Некоторые исследователи отмечают в габбро Аравийско-Индийского хребта хромшпинелиды [126 и др.]. Генезис их аналогичен условиям формирования ильменита.

Пирротин обнаружен совместно с ильменитом и другими сульфидами в актинолит-альбитовых прожилках. Он образует зерна неправильной формы размером 0,1—0,2 мм. Цвет его желтовато-розовый. Характерна сильная анизотропия. Пирротин ассоциирует в прожилках с ильменитом и другими сульфидами.

Халькопирит в виде мельчайших скоплений встречен в актинолит-альбитовых прожилках, секущих измененные средне-зернистые габбро. Отмечаются зерна размером 0,08 мм, включенные в альбитовую массу. Вместе с халькопиритом встречаются ильменит и пирротин.

Пентландит обнаружен в двух образцах габбро. Он образует небольшие изометричные зерна размером 0,08—0,1 мм. Цвет светло-желтый. В отраженном свете он отчетливо анизотропен. В ассоциации с пирротином отмечаются тонкопластинчатые индивиды, как бы вросшие в пирротин, что может свидетельствовать о формировании пентландита в процессе распада твердого раствора пирротина. Остальные минераграфические особенности типичны для пентландита.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выполненные исследования проводились в зоне срединно-океанического хребта и, следовательно, территориально приходятся на зону наращиваемых окраин литосферных плит — Африканской и Индийской. Известно, что промышленная рудная минерализация сейчас почти целиком связывается с поглощаемыми окраинами плит, а в зонах наращиваемых окраин крупные рудные концентрации пока не установлены, если не считать металлоносных осадков во впадинах Красного моря и им подобных. Правда, некоторые месторождения на островах, например колчеданные руды в базальтах на о-ве Кипр, интерпретируются как возникшие на океаническом поднятии Тетиса.

В литературе по морской геологии почти нет данных о рудной минерализации осевых рифтовых зон и лишь в единичных случаях приводятся краткие сведения о некоторых рудных минералах, обнаруженных в породах офиолитовых и базальтовых ассоциаций срединно-океанических хребтов. Тем более заслуживает внимания широко проявленная рудная минерализация, установленная на Аравийско-Индийском хребте.

Поднятые со дна океана коренные породы относятся к рифтовой зоне или к склонам желобов трансформных разломов в непосредственной близости от нее. Станции драгирования ни в одном случае не вышли за полосовые магнитные аномалии № 3, 4. Следовательно, поднятые базальты не древнее плиоценового возраста, а в отдельных случаях базальты со дна рифтового ущелья, отличающиеся совершенно свежими корками вулканического стекла, по-видимому, четвертичные (ст. 2162, 2172, 2191, 2193). Все это заставляет считать, что выявленная в базальтах и их метаморфических аналогах рудная минерализация относится к плиоцен-четвертичной металлогенической эпохе. Не ясен возраст рудных минералов в габбро и ультрабазитах, поскольку последние образуют протрузии.

В коренных породах Аравийско-Индийского хребта широко развита минерализация, представленная магнетитом, хромитом, пиритом, пирротином, пентландитом, халькопиритом и другими рудными минералами. Наблюдаются связанные с гидротермальными процессами явления зеленосланцевого метаморфизма.

Рудная минерализация — полигенного происхождения. Наиболее распространенный магнетит имеет в базальтах преимущественно магматическое происхождение, а в ультрабазитах и в других породах, подвергшихся зеленокаменным изменениям, он повсеместно выделялся в процессе гидратации железистых окислов. Преобразование магнетита в мартит, вероятно, происходит за счет кислорода, который содержится в морской воде и генерируется в процессе ее пиролиза в момент взаимодействия с изливающейся горячей базальтовой магмой. Хромит и хромшпинелиды в ультрабазитах — магматического происхождения; в их измененных аналогах (серпентинитах, тальковых, актинолитовых и хлорит-антофиллитовых породах) образуются зональные кристаллы с периферическими каймами гематита. Развитие гематита связано с процессами метаморфизма ультрабазитов, при котором закисное железо в хромшпинелидах окисляется в окисное. Хромшпинелиды, ильменит и титаномагнетит в габбро, по-видимому, магматического происхождения, хотя часть ильменита, ассоциирующего с сульфидами, могла возникнуть при гидротермальном преобразовании габброидов. Об этом свидетельствуют приуроченность ильменита к актинолит-альбитовым прожилкам, секущим габбро, и его парагенезис с сульфидами. Сходная минерализация описана в метаморфизованных гипербазитах Аравийско-Индийского хребта.

Пирит в базальтах (глобулярные индивиды) сформировался в магматическую стадию. Пирротин, халькопирит, пентландит встречаются в зеленокаменно измененных базальтах и габбро и приурочены к участкам серицит-халькопиритовых и актинолит-альбитовых изменений. Они образовались в постмагматическую стадию. Надо полагать, что широко распространенный зелено-сланцевый метаморфизм связан с процессами динамометаморфизма, вызванными протрузиями ультрамафитов в зонах осевого рифта и транс-

формных разломов и мощным тепловым потоком. Тесная связь сульфидов с процессами зеленокаменного изменения магматических пород, которые очень напоминают пропилитизацию вулканитов на континентах, вероятно, является следствием формирования рудных минералов из растворов, образующихся при этих изменениях. Возможно, что некоторые сульфиды (пентландит) частично возникали при распаде твердого раствора пирротина, о чем свидетельствуют взаимные структуры прорастания. Самородное железо, вероятнее всего, возникло в процессе кристаллизации магматического расплава в особых условиях.

Достаточно определенно намечается металлогеническая специализация с приуроченностью типоморфных рудных минералов к различным формационным типам пород. Ультрабазиты в основном содержат хромшпинелиды, хромит и магнетит; для зеленокаменно измененных базальтов, их интрузивной и дайковой серий характерны пирит, халькопирит, пентландит, пирротин, магнетит, ильменит; в толеитовых неизмененных базальтах встречаются преимущественно магнетит, самородное железо и редко пирит. Перечисленная рудная минерализация формируется в разные этапы становления кристаллических пород в связи с процессами магматической кристаллизации, метаморфического и гидротермального преобразования. Возникают комплексы рудных минералов, характерных для зон трансформных разломов и рифтовой зоны срединно-океанического хребта.

По нашему мнению, заслуживает внимания отличие рудной нагрузки рифтовой зоны хребта и зон трансформных разломов, что, вероятно, связано не только с наличием последних ультрамафитов, но и с развитием там интенсивных постмагматических изменений.

Перспективно изучение хромитовой минерализации зон трансформных разломов для сопоставления с таковой в зонах других океанов и в континентальных ультрабазитах. Для выявления ареалов распространения хромшпинелидов необходимы поиски новых районов развития ультраосновных пород. Желательно уже на современном этапе исследований провести среди них выборку тех разновидностей, где отмечается повышенная концентрация хромита. Наибольший интерес в этом отношении представляют трансформные разломы Оуэн и Академик Вернадский.

Огромный научный интерес представляют находки самородного железа. Значительное развитие гидротермальной минерализации существенно расширяет наши представления о рудообразовании в подводной обстановке. Находки гидротермальных сульфидных минералов позволяют надеяться на наличие в базальтах рифтовой зоны срединно-океанического хребта новых сульфидных рудопроявлений.

Для сопоставления с прошлыми геологическими обстановками интересно изучение процессов вторичного изменения рудных минералов, в первую очередь мартитизации и лимонитизации.

Глава 6

ЭКЗОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ (ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ)

Всесторонние исследования экзогенной металлогении Мирового океана и, в частности, железо-марганцевых конкреций особенно интенсифицировались в последние годы в связи с возможностью промышленного их использования для получения марганца, меди, никеля, кобальта и некоторых других металлов.

Характер распространения и условия залегания полей железо-марганцевых конкреций на дне Индийского океана изучались в многочисленных рейсах советских и зарубежных экспедиций.

Принятое в настоящее время понятие «поле конкреций» достаточно широко вошло в литературу. Тем не менее геологический смысл этого термина еще недостаточно раскрыт и им пользуются в известной мере по аналогии с понятием «рудного поля». Однако между этими понятиями есть существенные

различия в размерах (рудные поля ограничены обычно сотнями метров и первыми километрами, тогда как поля конкреций простираются на сотни километров), в мощности и т. д.

По нашему мнению, поле конкреций локализуется прежде всего в определенной крупной геоморфологической единице морского дна, например в котловине, в рифтовой долине или на возвышенности. Характерной особенностью поля конкреций должна служить его непрерывность при достаточно высокой степени насыщенности (в качестве промышленно пригодной концентрации иностранные исследователи называют 5—7 кг/м²). П. Л. Безруков и П. Ф. Андрущенко [10] приводят данные о том, что в местах сплошного развития крупных конкреций их количество достигает 40—50 кг/м². А. С. Лоутон [157] по результатам подводного фотографирования оценивает максимальное покрытие дна океана конкрециями 80—90 %. Наши исследования показали, что их количество даже на сравнительно близких расстояниях (до 1 км) значительно изменяется, и в первую очередь в зависимости от рельефа местности. Для поля конкреций характерно сходство морфологических форм выделения рудного материала и его химического состава, что обусловливается решающей ролью тех или иных генетических факторов. Последние, очевидно, определяют и существование не только поверхностных, а и многопластовых залежей конкреций, которые, судя по последним данным, также широко развиты.

В котловинах конкреции распространены неравномерно; чаще всего они приурочены к участкам с расчлененным рельефом (относительное превышение десятки и сотни метров), к подножьям подводных хребтов (Аравийско-Индийскому, Мальдивскому, Центрально-, Западно- и Восточно-Индийскому), а также к зонам тектонических нарушений (разломы Оуэн, Чагос и Восточно-Индийский). На вершинах сильно расчлененных высоких хребтов обнаружены лишь железо-марганцевые корки. На континентальных склонах и плоских аккумулятивных равнинах они не обнаружены. Это объясняется, по-видимому, высокой скоростью осадконакопления.

ОСНОВНЫЕ ПОЛЯ

Железо-марганцевые образования, представленные конкрециями, натечными формами, корками, пленками, развиты на значительной площади северной и экваториальной частей Индийского океана, образуя несколько полей конкреций. По литературным данным поля конкреций выделяются в Амирантской, Сомалийской, Аравийской, Центральной и Кокосовой котловинах; железо-марганцевые образования обнаружены на хребтах Аравийско-Индийском, Мальдивском и Восточно-Индийском. Эти поля разнообразны по размерам, насыщенности конкрециями, характеру железо-марганцевых образований и многим другим признакам и могут быть подразделены на поля конкреций тектонически активных зон и котловин (табл. 24, рис. 41).

Тектонически активная зона Аравийско-Индийского хребта

Железо-марганцевые образования на Аравийско-Индийском хребте были установлены повсеместно, причем в его северо-западной оконечности (ст. 2161/I) и в зоне разлома Оуэн (ст. 2161/2 и 2197/1) впервые (см. (рис. 41).

Изученные железо-марганцевые образования из различных районов хребта имеют довольно сходное строение. Чаще всего встречаются тонкие пленки, покрывающие почти все обломки пород и поверхность коренных выходов, представленных главным образом базальтами и диабазами, реже гипербазитами и кремнистыми туфами. Толщина черной, чаще матовой железо-марганцевой пленки не превышает десятых долей миллиметра, легко соскабливается с поверхности обломков пород и в порошке напоминает сажистые руды Южно-Украинского марганцеворудного олигоценового бассейна.

Таблица 24. **Железо-марганцевые образования**

Станция	Характер железо-марганцевых образований	Вмещающие породы	Структурная позиция
	Зона Аравийско-Индийского хребта		
2161/1	Микроконкреционные корки и пленки толщиной не более 1 см	Диабазы, базальты	Аравийско-Индийский хребет
2172/1	То же	Базальты	Там же
2173/3	» »	»	Гора Вернадского
2161/2	Корки толщиной до 3—5 см	»	Разлом Оуэн
2197/1	Микроконкреционная рыхлая корка толщиной до 1 мм	Ультрабазиты	» »
2193	Плотная корка толщиной до 1 мм	Базальты	Разлом Арго
2191	Рыхлая и плотная корки	»	Разлом Мария Целеста
2177/3	Корка толщиной 1—3 мм	Базальты и серпентиниты	Разлом Академик Вернадский
	Сомалийское поле		
2171/1	Конкреции (19,6 кг) и корки	Илистые осадки, базальты	Западный фланг Аравийско-Индийского хребта — Сомалийская котловина
2171/2	Четыре конкреционных слоя	Алеврито-пелитовые илы	
2195/1	Микроконкреционная рыхлая и плотная корка толщиной до 10 см, конкреции	Андезиты	Гора Экватор
2196/1	Конкреции (15 кг)	Илистые осадки	
	Аравийское поле		
2175/1	Семь конкрециеносных слоев	Алеврито-пелитовые илы	Восточный фланг Аравийско-Индийского хребта — Аравийская котловина
	Центральное поле		
2188	Корки, натечные формы	Опалолит и красная глина	
2189/1	Конкреции (6 кг)	Илистые осадки	
2190/2	Конкреции и корки (107 кг)	» »	

Менее однородны по составу и строению железо-марганцевые корки, покрывающие коренные породы или их обломки. Толщина их от 0,5 мм до нескольких сантиметров. Как правило, корки сложены микроконкрециями (это — аутигенные стяжения гидроксидов железа и марганца размером от сотых долей до 1—2 мм, по составу и строению сходные с крупными конкрециями), сросшимися в мелкие почковидные и гроздевидные образования. Внутренняя, находящаяся в иле поверхность более уплотненная, сглаженная, часто блестящая, микроконкреции выражены менее четко. Внешняя часть корки более рыхлая, с хорошо выраженными микроконкрециями, иногда со следами лимонитизации. К субстрату корка, как правило, прикреплена неплотно. Поверхность субстрата чаще всего не измененная, реже незначительно выветрелая.

Детальное изучение показало, что на выветрелой поверхности базальтов, диабазов или других кристаллических пород вначале образуется ожелезненная пленка, на которой в дальнейшем, как на коррозионной основе, нарастают железо-марганцевые микроконкреционные агрегаты, образующие корку.

Часто корки достигают значительной толщины и обладают концентрически-слоистым или скорлуповатым строением, по существу образуя конкрецию, как на ст. 2162/1, где был поднят обломок размером 30 × 21 × 12 см, покрытый железо-марганцевой коркой. В разрезе видно, что это образование, в котором концентрически-слоистые железо-марганцевые концентры раз-

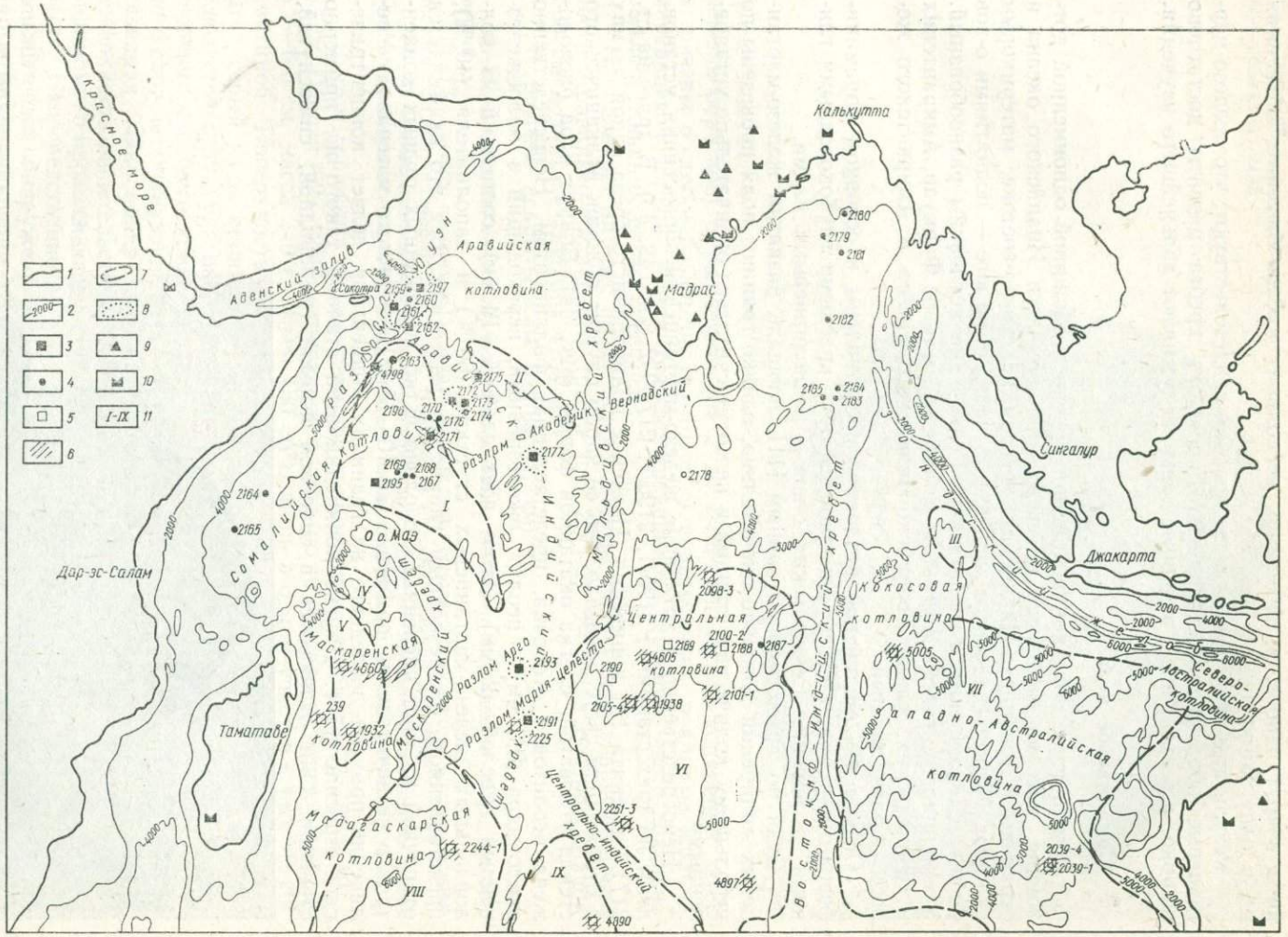


Рис. 41. Схема распространения железо-марганцевых образований северной и акваториальной частей Индийского океана:

1 — береговая линия; *2* — изобаты; *3* — станции НИС «Академик Вернадский» с железо-марганцевыми образованиями; *4* — то же, безрудные; *5* — станции с конкрециями, по литературным данным; *6* — станции с погребенными конкреционными прослоями; *7* — границы полей конкреций, по литературным данным; *8* — уточненные границы; *9* — железорудные месторождения на суше; *10* — марганцево-рудные месторождения на суше; *11* — поля железо-марганцевых конкреций (*I* — Сомалийское, *II* — Аравийское, *III* — Кокосовое, *IV* — Амирантское, *V* — Маскаренское, *VI* — Центральное, *VII* — Западно-Австралийское, *VIII* — Мадагаскарское, *IX* — Крозе).

виты вокруг одного, а, возможно, нескольких кусков базальта, объединяя их в одну конкрецию.

Результаты проведенных исследований свидетельствуют, что железо-марганцевые образования Аравийско-Индийского хребта развиты достаточно широко, а тектонически активные зоны заслуживают дальнейшего изучения.

Сомалийское поле

Сомалийское поле конкреций приурочено к обширной одноименной котловине, которая находится в северо-западной части Индийского океана и ограничена Аравийско-Индийским хребтом на северо-востоке, материковым склоном Африки на северо-западе и западе, а на юге — поднятиями о-вов Фаркуар, Коморских и Мадагаскар. Рельеф дна котловины разнообразный. У материкового склона Африки — холмистый, у о-вов Фаркуар, Амирантских и Сейшельских, вдоль Аравийско-Индийского хребта и Амирантского желоба — расчлененный.

Осадки в Сомалийской котловине представлены в основном фораминиферовыми илами, в северо-западной части — красными глубоководными глинами, а западнее Сейшельских о-вов — радиоляриевыми илами.

Судя по литературным данным [11], площадь развития железо-марганцевых конкреций довольно значительна, однако границы поля проведены по небольшому количеству станций и не могут считаться окончательно установленными.

Непосредственно в котловине железо-марганцевые образования установлены на трех станциях: 2195/1, 2196/1, 2171/1-2 (рис. 42, 43). В драге на ст. 2171/1 поднята 131 конкреция. Изучение полированного среза одной из них в отраженном свете показало, что ее ядром служит обломок вулканического стекла угловатой, слегка окатанной формы (рис. 44). Вокруг ядра расположена цеолитовая оторочка, представленная филлипситом. Непосредственно около ядра (0,5 мм) — цеолит, ожелезненный, переходящий в малоожелезненный прослой (2 мм). Затем идет слой (6—10 мм), состоящий из коллоидальных железо-марганцевых сгустков (60 %) и заполнителя (40 %), представленного ожелезненным глинистым веществом. Все это окаймляется оторочкой из многочисленных довольно четко выраженных рудных концентров с незначительной примесью (до 10—15 %) глинистого материала. Увеличение примеси последнего на границах концентров делает концентрическое строение четче. Другие конкреции этой станции такого же примерно строения. Они отличаются в основном формой (шаровидной, сплюснутой,

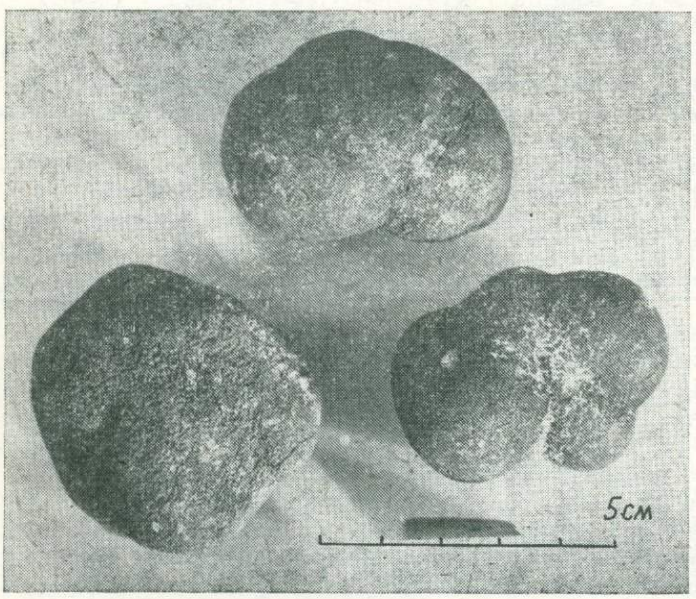


Рис. 42. Железо-марганцевые конкреции. Ст. 2171/1

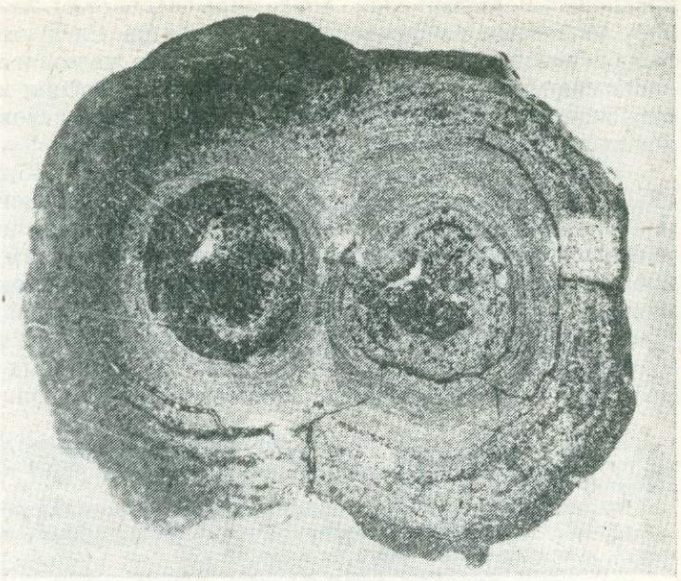


Рис. 43. Двухъядерная конкреция. Ст. 2195

лепешкообразной) и размерами (от 2 до 7—8 см). Кроме конкреций здесь встречены обломки базальтов (до 10 см в поперечнике), покрытые железо-марганцевой коркой. Корка микроконкреционного строения, часто довольно рыхлая, толщина ее не превышает 1 см.

Наибольший интерес представляют данные, полученные в присклоновой части Аравийско-Индийского хребта (ст. 2171/2). Колонка осадков длиной 508 см поднята с глубины 4250 м.

В разрезе вскрыты илы (горизонт, см):

0—16 — алеврито-пелитовый, фораминиферовый, желтовато-коричневого цвета, мягкий, вязкий;

16—77 — пелито-алевритовый, фораминиферовый, серовато-оранжевого цвета, средней плотности, слабо пятнистой текстуры. Верхняя и нижняя граница неровные.

77—95 — алеврито-пелитовый, фораминиферовый, цвет от палево-оранжевого до розового, плотной консистенции (но менее плотный, чем вышележащий), вязкий, очень пластичный.

В этом горизонте обнаружены две конкреции на глубинах 77—83 и 89—93 см. Первая (02—1269) шаровидной формы (по 10 обмерам размер конкреций 6,2—6,5 см, масса 249 г, объем 130 см^3), лишь в одном участке с небольшой вмятиной. Поверхность рыхлая, пористая, микроконкреционного строения. Цвет серый из-за проникновения в микропустоты илистого материала. Наблюдается структура обволакивания конкреции илом. Никаких следов растворения внешнего конкреционного слоя не обнаружено, а гроздевидная микроконкреционная поверхность свидетельствует, по-видимому, о продолжающемся ее росте. Непосредственно во вмещающем слое обнаружены рассеянные микроконкреции. В разрезе конкреции выделяются семь слоев: первый — внешний рыхлый часто блестящий, шероховатый, состоящий из микроконкреций. Толщина слоя 1—1,5 мм. Второй — четвертый слои довольно однородные, постепенно уплотняющиеся (соответственно толщиной 2,5; 3 и 8 мм), разделенные тончайшими блестящими

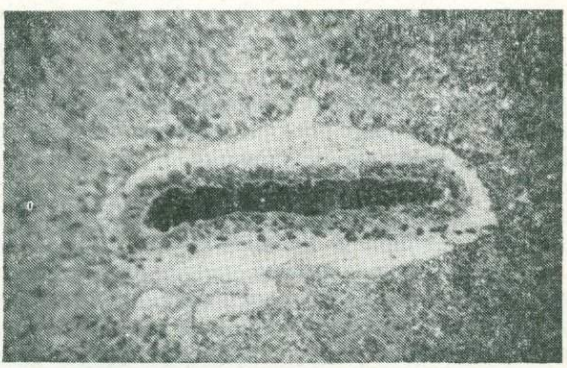


Рис. 44. Ядро конкреции, выполненное вулканическим стеклом с филлипситовой оторочкой (светлое). Основная масса — колломорфные гидроксиды железа и марганца. Ст. 2171/1, отраженный свет, николи II, ×20

прослойками. Пятый слой — плотные гидроксиды железа и марганца с большим количеством микровключений цеолитов. Следующий слой довольно плотный без каких-либо включений гидроксидов железа и марганца толщиной 7 мм, постепенно переходящий в обогащенный цеолитами седьмой слой (2—3 мм), окружающий центральное ядро, представленное угловатым (2 × 12 мм) обломком вулканического стекла.

Вторая конкреция (02—1450) размером 4,6—5,1 см в диаметре, масса 108 г, объем 48 см³, цвет серый. Как и в предыдущей, наблюдается довольно много отдельных микроконкреций во вмещающем иле. Непосредственно в разрезе конкреции выделяются три слоя: 1) верхний, рыхлый, микроконкреционного строения толщиной 1 мм; 2) хрупкая корка (4 мм), состоящая из множества четко выраженных микрослойков; 3) слой толщиной 8 мм, в котором микрослоистость нарушена диагенетическим перераспределением вещества; 4) центральное ядро, состоит из округлых марганцево-железистых сгустков и многочисленных микровключений цеолитов.

95—107 — алеврито-пелитовый, фораминиферовый, серовато-оранжевого цвета, пятнистой текстуры, очень вязкий, плотный. Нижний контакт неровный, полосами заходит в нижележащий слой;

107—123 — алеврито-пелитовый, карбонатный, очень вязкий, палево-оранжевого цвета;

123—321 — пелитовый, фораминиферовый, очень вязкий, плотный. Цвет серовато-оранжевый, оливково-серый, часто пятнистый;

321—508 — пелитовый, слабо вскипает, плотный, очень вязкий, пластичный. Общий цвет средний между палево-коричневым и желтовато-коричневым. Много ходов илоедов и точечных примазок органического вещества. Текстура пятнистая, в основании массивная.

Конкреции обнаружены на глубинах 321—329 и 341—346 см. Характерно наличие под конкрециями 1—2 см прослоев пятнистого светло-оливково-серого ила с неровными контактами и отсутствие во вмещающих илах текстур обволакивания.

Первая конкреция (02—1436) диаметром 7,2—7,4 см, массой 374 г, объемом 200 см³. Цвет черный, в отдельных местах видны следы окатывания, хотя большая часть поверхности покрыта рыхлой шероховатой железо-марганцевой коркой. Видны как бы следы протыкания этой коркой вмещающего осадка, что, по-видимому, свидетельствует о продолжении роста этой корки уже после захоронения конкреции. Непосредственно в пограничном слое ила встречены многочисленные (не более 1 мм в диаметре) железо-марганцевые микроконкреции. В срезе наблюдается трехслойное строение конкреции. Центральное ядро (2,5 см в диаметре) представлено неправильной формы коллоидальным железо-марганцевым сгустком с микровключениями цеолитов. Количество нерудного материала уменьшается от центра к периферии, что обусловливает переход в сантиметровый слой с незначительным включением нерудного материала. Концентрическое строение на этом участке не наблюдается. Внешний слой толщиной 0,7 см с четко выраженными тремя концентрами, граница между которыми волнистая, отделен от внутренней части резкими трещинами.

Вторая конкреция (02—1292) диаметром 6,4—6,8 см, масса 236 г, объем 130 см³, цвет черный. Поверхность представлена тонкой рыхлой коркой, сложенной микроконкрециями. В некоторых участках верхняя корка разрушена и проступает нижележащий плотный слой с гладкой блестящей поверхностью. Это пятимиллиметровый четко ограниченный слоистый концентр. Центральное ядро конкреции выполнено гидроксидами железа и марганца с включением цеолитов, количество которых возрастает к центру, где находится угловатый обломок вулканического стекла, отороченный каемкой цеолитов толщиной 2—3 мм.

На примере железо-марганцевых конкреций Сомалийской котловины видно влияние вмещающих осадков и развитых поблизости коренных пород на состав конкреций, обломки коренных пород часто являются ядрами конкреций. Так, в районе горы Экватор (ст. 2195/1) подняты андезитовые туфы, покрытые микроконкреционной железо-марганцевой коркой (4—5 см). Контакт резкий, иногда оруденение проникает по трещинам в глубь андезитовых обломков. На многих обломках микроконкреции собраны в почковидные агрегаты, напоминающие уплощенные конкреции диаметром до 2 см.

Более разнообразны конкреции ст. 2196/1. Часто это сростки нескольких конкреций, иногда покрытые сверху общей довольно рыхлой коркой, выполняющей вогнутые, защищенные от механических воздействий участки. Формы одиночных конкреций разнообразны: сферические, сплюснутые, лепешковидные, редко конусовидные. В разрезе конкреции довольно однообразны. С поверхности они покрыты тонкой коркой (до 1 мм) микроконкреционного строения, на выступающих участках сглаженной. Глубже находится концентрически слоистый прослой (5—6 мм) с микровключениями андезитового состава, но с преобладанием железо-марганцевого вещества, а под ним прослой (3—4 мм) с преобладанием андезитового вещества. Внешняя часть центрального ядра представлена неопределенного состава белым прослойком (—3 мм), затем ожелезненным андезитовым туфом до 5 мм толщиной и в самом центре (10 мм) голубоватого цвета андезитовым туфом с кристаллами кристобалита.

Аравийское поле

Аравийское поле конкреций выделено ранее по результатам двух станций [12] и приурочено к одноименной котловине, которая ограничена материковыми склонами Аравийского и Индостанского полуостровов и хребтами Меррея, Мальдивским и Аравийско-Индийским. Дно котловины — это аккумулятивная равнина, сложенная осадками конуса выноса р. Инд, с относительно спокойным рельефом и высокой скоростью осадконакопления, препятствующей конкрециеобразованию.

Материалы ст. 2175/1, заданной на склоне Аравийско-Индийского хребта, значительно дополняют и расширяют характеристику поля. Здесь с глубины 3980 м поднята колонка фораминиферово-радиоляриевых илов (6,04 м) с семью слоями железо-марганцевых конкреций. В разрезе обнаружены илы (горизонт, см):

0—4 — алеврито-пелитовый, фораминиферо-радиоляревый, палево-желто-коричневого цвета, карбонатный, пелитовые частицы составляют около 60 %, консистенция полужидкая.

На глубине 0,5 см от поверхности залегает железо-марганцевая конкреция 02—1293. Конкреция несколько вытянутой формы, с незначительным пережимом в средней части, что придает ей грибовидную форму. Размеры ее в соответствии с залеганием: высота 3,1, ширина — 4,4—2,8 см (в месте пережима), масса 53 г, объем 30 см^3, цвет темно-серый до черного. Тонкий поверхностный слой довольно плотный, сложен отдельными агрегатами, состоящими из округлых мельчайших микростяжений, со следами окатанности. Всего в разрезе выделяются четыре слоя, представленные оксидами железа и марганца, и центральное ядро, выполненное цеолитами, гидроксидами железа и марганца. Ядро характеризуется концентрически слоистым строением, которое особенно подчеркивается распределением цеолитов.

4—41 — алеврито-пелитовый, фораминиферовый, карбонатный, палево-желто-коричневого цвета, мягкой консистенции, вязкий. Наблюдаются точечные включения органического вещества, мелкие ходы илоедов.

В этом горизонте встречены две конкреции на глубинах 5—10 (02—1482) и 23—29 см (02—1302).

Конкреция 02—1482 удлиненной округлой формы с двумя тонкими пережимами. Размеры ее 4,2—4,8 см, масса 83 г, объем 40 см^3, цвет темно-серый. Поверхность микроконкреционного строения. Микроконкреции имеют округлую форму с гладкой глянцевой поверхностью.

Конкреция 02—1302 округлой формы с шестью симметрично расположенными выпуклостями, являющимися, по-видимому, точками роста. Поверхность микроагрегатного строения в значительной степени пропитана вмещающим илистым веществом, придающим ей серый цвет.

41—347 — алеврито-пелитовый, фораминиферовый, карбонатный, плотной консистенции, очень вязкий, пластичный, текстура пятнистая.

Многочисленные ходы илоедов выполнены илом полужидкой или мягкой консистенции. Общий цвет для толщи — палево-желто-коричневый. Есть до десяти прослоев более темны ,

сильно пятнистых с неровными верхними и нижними границами мощностью 5—10 см. Для этих прослоев характерно уменьшение карбонатности (до 10—12 %) и увеличение пелитовой части до 70 %.

Встречены две конкреции: 02—1496 на глубине 54—58 и 02—1318/1 на глубине 333—337 см. Вокруг последней наблюдается некоторое потемнение, более интенсивное сверху. Вверху видна структура облекания, нижний слой плотнее.

Конкреция 02—1496 по форме напоминает конкрецию 02—1302, но с более сглаженными очертаниями. Размеры ее 4,2—4,7 см, масса 72,5 г, объем 40 см³. Цвет черный. Поверхность сложного микроконкреционного строения. Многочисленные гроздевидные нарастания микроконкреций свидетельствуют, по-видимому, о продолжающемся росте конкреции после захоронения в осадке. На сколотых участках микроконкреций четко видно микрослоистое строение.

Конкреция 02—1318/1 неправильной грушевидной формы с отдельными небольшими выпуклостями. Размеры ее 4,8 × 3,6 × 2,3 см, масса 58,5 г, объем 20 см³. Цвет темно-серый до черного. Внешний концентр представлен коркой (1 мм) с выступающими, частью разобщенными микроконкрециями. Конкреция эта двухядерная, чем и объясняется грушевидное строение. Ядра представлены обломками вулканического стекла с цеолитовыми оторочками, которые по микротрещинам проникают в центральную часть ядра. Между вулканическим стеклом и цеолитовой оторочкой наблюдается тончайший голубоватый микропрослой. Между внешней неплотной коркой и ядрами находится плотный железо-марганцевый промежуточный прослой без четко выраженного концентрического строения.

347—403 — ил алеврито-пелитовый, фораминиферовый, светло-оливково-серого цвета, плотный, очень вязкий, пятнистой текстуры, ходы илоедов выполнены илом мягкой консистенции серовато-оранжевого цвета, наблюдаются точечные темно-серые включения. Переход в нижележащий слой постепенный.

В подошве горизонта (397—402 см) встречена конкреция 02—1336. Она шаровидной формы, диаметр 5 см, масса 117 г, объем 60 см³. Внешняя рыхлая корка микроконкреционного часто гроздевидного строения засорена илистым материалом. Толщина поверхностной корки 1 мм. Затем идут более плотные двух- и пятимиллиметровый прослои и центральная часть (20 мм), разделенные стально-серыми очень плотными микропрослойками толщиной 0,2—0,3 мм. Для конкреции характерны включения цеолитов, количество которых постепенно увеличивается к центру. Центральная часть состоит в основном из мельчайших цеолитовых зерен и гидроксидов железа и марганца.

403—534 — пелитовый (пелитовой фракции 70 %), карбонатный (30 %), фораминиферовый, цвет средний между желтовато-коричневым и палево-желто-коричневым, плотный, очень вязкий, пластичный, пятнистой текстуры (ходы илоедов выполнены более светлым илом). Многочисленные точечные темно-окрашенные включения.

В средней части горизонта (445—451 см) встречена конкреция 02—1302. На ней заметна структура облекания. Непосредственно вокруг конкреции наблюдается осветление вмещающего ила, а на расстоянии 6—10 см — потемнение. Конкреция по форме приближается к шаровидной, хотя в отдельных проекциях напоминает квадрат или прямоугольник благодаря симметрично расположенным точкам роста. В разрезе конкреций выделяются: 1) верхняя более рыхлая микроконкреционная корка (1 мм); 2) плотный прослой (8 мм); 3) пограничный прослой с многочисленными включениями цеолитов (2 мм); 4) прослой с постепенно увеличивающейся к центру примесью цеолитов (1—1,2 мм). Ядро размером 2 × 1 см представлено вулканическим стеклом, местами покрытым голубоватым налетом и обросшим концентрически слоистым цеолитом.

534—604 — ил пелитовый, карбонатный, плотный, очень вязкий, пластичный. Цвет палево-желто-коричневый. Много черных стяжений диаметром 0,02 мм.

Центральное поле

Центральное поле железо-марганцевых конкреций и корок приурочено к южной части одноименной котловины. Последняя на севере ограничена материковым склоном Азии, на западе и юге — Мальдивским, Аравийско-Индийским и Центрально-Индийским хребтами, на востоке — Восточно-Индийским хребтом. Дно котловины на севере выровнено (до 8—10° ю. ш.), а на юге — расчленено.

Осадки в Центральной котловине представлены в основном илами: у подножия материкового склона — терригенными, в северной части — фораминиферовыми, в южной — радиоляриевыми, а на самом юге — красными глубоководными глинами [11].

Конкреции встречены южнее 10° ю. ш. и тяготеют главным образом к предгорьям хребтов. Железо-марганцевые образования были подняты драгами на ст. 2188, 2189/1 и 2190/2. Они представлены корками и конкрециями. Корки, как правило, развиты по опалолитам, которые подстилаются красной глубоководной глиной. В отдельных обломках видно чередование тонких прослоев опалолита и железо-марганцевой корки. Поверхность корки представляет собой полуокруглые (крупные) или почти округлые (мелкие) агрегаты марганца и железа, диаметром от 35 до 4 мм и менее (рис. 45). Внутренняя часть не обнаруживает концентрического строения. Выделяется лишь верхний концентр, представленный более рыхлым веществом, под которым находится железо-марганцевая корка, которая служит субстратом для наросших на ней рудных почковидных образований. Здесь же подняты и другие железо-марганцевые образования: причудливые, напоминающие ветвистые кораллы, развитые по обломкам опалолита, лепешковидные с наросшими бобовинами на поверхности, а также типичные конкреции. Хотя последние и составляют не более 10 %, они неоднородны по форме и строению. Встречаются конкреции округлой формы диаметром 25—30 мм с центральными опалолитовыми ядрами, пропитанными мелкими точечными включениями гидроксидов железа и марганца. Эти образования покрыты концентрически-слоистой железо-марганцевой коркой толщиной 3 мм. Кроме того, есть конкреции, ядра которых представлены железо-марганцевыми сгустками диаметром 3—5 мм, вокруг которых находятся темные ореолы сажистого рудного вещества толщиной до 0,8 мм, переходящи в опалолитовые прослои (3—4 мм), пропитанные рудным веществом. Центральная часть таких конкреций обрастает железо-марганцевой коркой неясно выраженного концентрически-слоистого строения. Толщина корки 2—10 мм; на ее поверхности есть образования сферической формы до 7 мм в диаметре, придающие конкреции ноздревато-кавернозный облик.

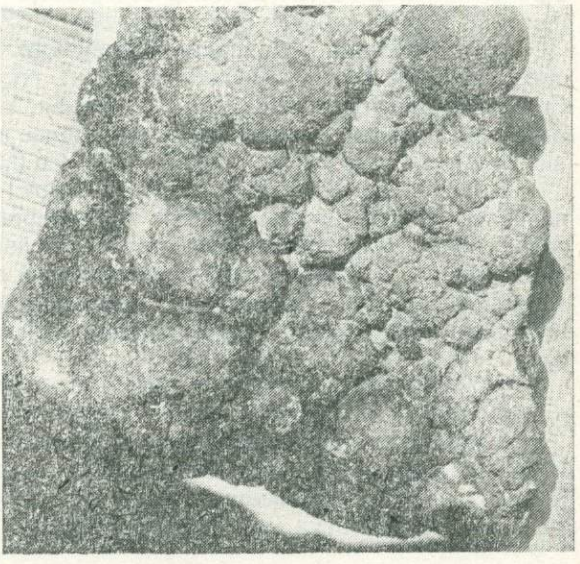


Рис. 45. Фрагмент поверхности железо-марганцевой корки с наросшими сферическими конкрециями. Центральная котловина, ст. 2188

Более 40 однообразных конкреций поднято на ст. 2189/1. Размер их 1—9 см в поперечнике. Все конкреции бугристые, неправильной формы, лишь изредка приближающиеся к округлой. Их поверхность образована отдельными мелкими сгустками, повторяющими форму крупных конкреций. И лишь на поверхности нескольких из них наблюдаются округлые натечные формы размером 1—3 мм. Как правило, в ядре конкреции

находится сгусток коллоидального железо-марганцевого вещества, реже ядра выполнены опалолитом, пропитанным гидроксидами железа и марганца.

Более 100 кг конкреций и корок поднято на ст. 2190/2. Выделяются большие неправильной формы обломки опалолита (30 см), покрытые железо-марганцевой коркой, толщина которой находится в обратной зависимости от размера обломков и изменяется от долей миллиметра до 2—3 см.

Кроме того, встречены необычные железо-марганцевые агрегаты из сцементированных микроконкреций, промежутки между которыми заполнены обломками вулканических пород. Обычно преобладают собственно конкреции. Они круглой, лепешковидной и угловатой форм размером 0,5 — 5—6 см в поперечнике. Ядра конкреций часто пропитаны гидроксидами железа и марганца. Иногда происходит поверхностное срастание нескольких конкреций, как правило, одного размера или на более крупных конкрециях находятся почковидные наросты мелких округлых рудных агрегатов концентрического строения.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Геохимические исследования железо-марганцевых конкреций, корок, налетов и пленок, а также вмещающих осадков и коренных пород — базальтов, вулканического стекла — субстрата железо-марганцевых корок и пленок[10] показали сложность и разнообразие их химического состава как в географически и тектонически различных зонах, так и в одном исследуемом объекте — конкреции, корке, осадке.

Изучение химического состава железо-марганцевых корок Аравийско-Индийского хребта показало, что содержание MnO составляет 0,02—3,35, MnO_2 изменяется от 0,12 до 0,75, концентрация Fe_2O_3 изменяется от 23,08 до 37,33 (табл. 25). В пересчете в среднем это составляет: Mn 13,56; Fe 23,40 %. По данным П. Л. Безрукова и П. Ф. Андрущенко [11], содержание MnO в корках достигает 13,8, а Fe — 22,46 %.

Отмечается несколько повышенное содержание MnO_2 в корках из зон разломов Оуэн и Мария Целеста, а также в более крупных одиночных микроконкреционных наростах по сравнению с основной массой. Количество Fe_2O_3 во всех пробах превышает содержание MnO_2. Для всех проанализированных базальтов (при подсчете среднего содержания значения $MnO_{общ}$ 1,17 % не учитывалось) характерно низкое значение $MnO_{общ}$: 0,08—1,17, в среднем 0,25 %; и относительно высокое содержание железа: FeO 2,91—10,90, в среднем 6,88 %; Fe_2O_3 0,35—8,96, в среднем 3,82 % (см. табл. 25).

В конкрециях Аравийско-Индийского хребта спектральным анализом определены (в %) Ti и P (десятые доли), Ni, Co, V, Pb, Ce, Ba (сотые доли), Cr, Mo, Bi, Ga (тысячные доли), Nb, Be, Sc, Yb (десятитысячные доли), а также Zr, Cu и La (сотые — тысячные доли). Более высокие значения (в %) приведены в [11]: для Ni 0,25—0,28; Co 0,26—0,41; Cu 0,29—0,48.

Г. П. Глэсби, И. С. Тумс и Р. И. Ховарт [154] на основании геохимического изучения марганцево-железистых гранулированных и массивных корок и железо-марганцевых конкреций западного склона Аравийско-Индийского хребта показали, что состав изученных образований является функцией их морфологии и пространственного положения, что особенно свойственно Cu, Ni и Co, а также выделили две группы коррелирующихся элементов: 1) Mn — Cu — Ni — Zn; 2) Fe — Ti — Co; V — Mo — P; Si, Cr.

Опробование конкреций и вмещающих осадков Сомалийского поля проводилось непосредственно в керне с учетом их пространственной ориентировки.

В конкреции 02—1269 (ст. 2171/2, табл. 26) наибольшее содержание MnO (4,32 %) наблюдается в поверхностном рыхлом микроконкреционном слое. В слое 2—3 оно уменьшается до 1,29 %; в слое 4 повышается до 1,65 %. В слое 5—6 из-за недостатка материала определено содержание $MnO_{общ}$ — 21,43 %.

---

[10] Химические анализы выполнены в лабораториях ИГН АН УССР (Н. К. Чугунная) и Укрчерметгеология МЧМ УССР (М. П. Бидненко), спектральные — в лаборатории ИГФМ АН УССР (Л. А. Орлова).

Таблица 25. **Химический состав железо-марганцевых образований тектонически активной зоны Аравийско-Индийского хребта, %**

Проба	Станция	Структурная позиция	Анализируемый материал	MnO	MnO_2	FeO	Fe_2O_3
02—1172	2161/2	Разлом Оуэн	Железо-марганцевая корка на базальте	1,09	23,47	0,15	31,00
02—1172/1		» »	Базальт	1,17 *	—	2,81	8,86
02—1172/2		» »	»	0,26 *	—	6,12	5,91
02—1172/3		» »	»	0,32 *	—	2,95	10,09
02—1174	2162/1	Аравийско-Индийский хребет	Железо-марганцевая корка на базальте (низ)	2,99	16,51	0,25	25,70
02—1175		То же	То же (бок)	2,24	24,33	0,14	27,90
02—1176		» »	» » (верх)	2,10	20,86	0,19	27,12
0 —1177		» »	Микроконкреции	1,40	25,38	0,12	29,83
02—1404	2173	» »	Вулканическое стекло	0,25 *	—	8,17	1,37
02—1404/1		» »	Оливиновый базальт	0,33 *	—	10,90	3,47
02—1405		» »	Базальт	0,26 *	—	8,06	1,77
02—1417	2177/3	» »	Железо-марганцевая корка на базальте	1,07	16,51	0,25	37,33
02—1418		» »	То же	1,40	13,20	0,45	28,58
02—1421		» »	» »	0,02	20,50	0,17	33,19
02—1421/1		» »	» »	1,40	17,90	0,22	33,32
02—1425		» »	» »	0,22	13,12	0,44	28,45
02—1427		» »	» »	1,46	21,55	0,15	28,35
02—1478	2191	Разлом Мария Целеста	» »	2,51	26,59	0,18	28,02
02—1578		То же	Базальт	0,08 *	—	4,72	0,35

* — $MnO_{общ}$; анализы: 02—1172/1 — И. Н. Говорова, 02—1404/1 и 02—1578/1 — Р. Я. Белевцева.

Таблица 26. **Химический состав железо-марганцевых образований Сомалийского поля, %**

Проба	Станция	Структурная позиция	Анализируемый материал	MnO	MnO_2	FeO	Fe_2O_3
02—1583	2195/1	Гора Экватор	Железо-марганцевая корка на андезитах (бок)	2,31	28,15	0,09	26,28
02—1584		» »	То же (низ)	1,71	21,76	0,14	28,16
			Андезит *	0,42	—	2,38	2,76
02—1269	2171/2	Юго-западный фланг Аравийско-Индийского хребта	Конкреция	1,29—4,32** / 2,42 (3)	26,54—32,61 / 29,85 (3)	0,09—0,19 / 0,165 (4)	4,26—21,12 / 17,05 (4)
		Там же	Ил фораминиферовый	0,07—1,67 / 0,40 (13)	0,00—18,96 / 3,65 (13)	0,03—0,63 / 0,35 (13)	1,44—2,79 / 2,08 (13)
02—1450		» »	Конкреция	0,43—1,67 / 0,79 (10)	22,67—26,0 / 24,24 (7)	—	12,76—25,53 / 21,22 (10)
			Ил фораминиферовый	0,138—0,50 / 0,196 (12)	0,00—0,69 / 0,05 (12)	0,15—0,76 / 0,05 (12)	2,65—3,56 / 3,02 (12)
02—1436		» »	Конкреция	0,38—1,70 / 0,93 (7)	17,13—32,30 / 27,23 (7)	0,00—0,60 / 0,156 (11)	5,42—25,93 / 20,24 (7)
		» »	Ил пелитовый	0,45—0,51 / 0,31 (10)	0,00—0,60 / 0,156 (11)	0,13—0,22 / 0,17 (11)	6,39—8,35 / 7,33 (11)
02—1292		» »	Конкреция	0,41—3,32 / 1,68 (5)	15,81—33,93 / 26,38 (5)	—	14,36—25,53 / 20,96 (5)
		» »	Ил пелитовый	0,42—0,74 / 0,542 (8)	0,00—0,60 / 0,11 (8)	0,15—0,26 / 0,20 (8)	5,10—8,22 / 7,09 (8)

* — анализ И. Б. Щербакова и Ю. В. Соболевского; ** — в числителе минимальное и максимальное содержание, в знаменателе — среднее, в скобках — количество анализов.

Вокруг конкреции постепенно увеличивается MnO от периферии к таковой (от 0,15 до 1,67 %). Количество MnO_2 уменьшается от внешнего слоя (45,36 %) к центральному ядру (21,43 %). Во вмещающем осадке MnO_2 определен лишь непосредственно на контакте с конкрецией. В остальных пробах MnO_2 химическим анализом не обнаружен. Содержание FeO повсеместно увеличивается по направлению от конкреции.

Количество Fe_2O_3 увеличивается от внешнего (4,26 %) к центральному слою конкреции (27,12 %). Во вмещающем осадке в непосредственной близости от конкреции (32—16 мм) содержание Fe_2O_3 возрастает по направлению к конкреции, а на удалении от нее (35—75 мм) — наоборот.

В конкреции 02—1450 слои выделяются как минераграфически, так и по химическому составу. Наибольшая концентрация MnO отмечается в поверхностном слое (1,67 %), по направлению к центру она постепенно снижается до 0,44 %. По сравнению с конкрецией вмещающая порода обеднена MnO. Над конкрецией установлено некоторое его увеличение вверх по разрезу колонки, а в подстилающем осадке — уже в сторону конкреции. Содержание MnO_2 увеличивается от центра конкреции к периферии (22,67 %), достигая в наружном слое 32,66 %. Во вмещающих илах MnO_2 обнаружен лишь в одной из 12 проб (0,69 %).

В конкреции FeO химическим анализом не обнаружен, а во вмещающих осадках его количество несколько увеличивается (0,50—0,76 %) вверх и вниз от нее, так же как и Fe_2O_3 (2,65—3,56 %). В конкреции содержание Fe_2O_3 увеличивается от внешнего концентра (12,76 %) к центру (25,53 %).

В конкреции 02—1436 по сравнению с предыдущими наблюдаются некоторые различия в распределении MnO. Наименьшее содержание его в рыхлой поверхностной корке (0,38 %). Во втором слое 0,51 %. В третьем слое MnO концентрируется неравномерно: в верхней части 0,51 %, слева 1,36, внизу 1,14 %. В центре содержание MnO уменьшается до 0,40 %. Во вмещающем осадке содержание MnO такое же, как и в рыхлом слое. В целом количество MnO увеличивается сверху вниз по колонке как над конкрецией, так и под ней.

В конкреции MnO_2 распределен неравномерно. Наибольшее содержание отмечается в третьем слое (29,74—32,3 %) и во внешнем рыхлом слое (29,5 %), меньшее — во втором (22,33 %) и в центре. Во вмещающих илах по сравнению с конкрецией содержание MnO_2 резко уменьшается и изменяется от 0 (периферия опробованного слоя) до 0,60 % вблизи конкреции.

В конкреции определен FeO в рыхлом слое — 0,13 %, а в третьем слое — 0,32 %. Во вмещающих осадках содержание FeO изменяется от 0,13 до 0,22 %, увеличиваясь по направлению к конкреции. В конкреции Fe_2O_3 распределен неравномерно. Максимальное содержание отмечается во втором слое и в центре (25,93 и 23,54 %), а минимальное — во внешнем (5,42 %) и третьем (16,75—19,35 %) слоях. В околоконкреционном пространстве наблюдается некоторое увеличение Fe_2O_3 сверху вниз над конкрецией (3,86—8,35 %).

В конкреции 02—1292 увеличивается содержание MnO от центра (0,41 %) к внешнему слою. Во вмещающих осадках выше конкреции количество MnO увеличивается по направлению к конкреции (0,21—0,63 %), а под ней, наоборот, от нее (0,48—0,64 %). Однако максимальные значения (0,72—0,74 %) отмечены по сторонам от конкреции. Точно так же распределяется в конкреции MnO_2, содержание которого увеличивается от центра к рыхлому слою от 15,81 до 33,93 %. Во вмещающих илах из восьми проб MnO_2 обнаружен справа (0,60 %) и сверху, в 6 см от конкреции (0,34 %). Непосредственно в конкреции FeO не определялось, а во вмещающих осадках содержание его увеличивается по направлению к конкреции (от 0,15 до 0,26 %). Количество Fe_2O_3 возрастает от внешнего рыхлого слоя к центру (14,36—22,53 %). Во вмещающем осадке Fe_2O_3 увеличивается по направлению к концентрации от 5,1 до 8,22. По pH и Eh, измеренным В. И. Лазуренко в колонке илов со ст. 2171/2, закономерностей для всего интервала и конкрециеносных горизонтов не выявлено. Окислительно-восстановительный потенциал характерен для слабо окислительных условий: величина Eh изменяется от + 185 до + 355 мВ. Причем последняя определена в иле под конкрецией 02—1436 (го-

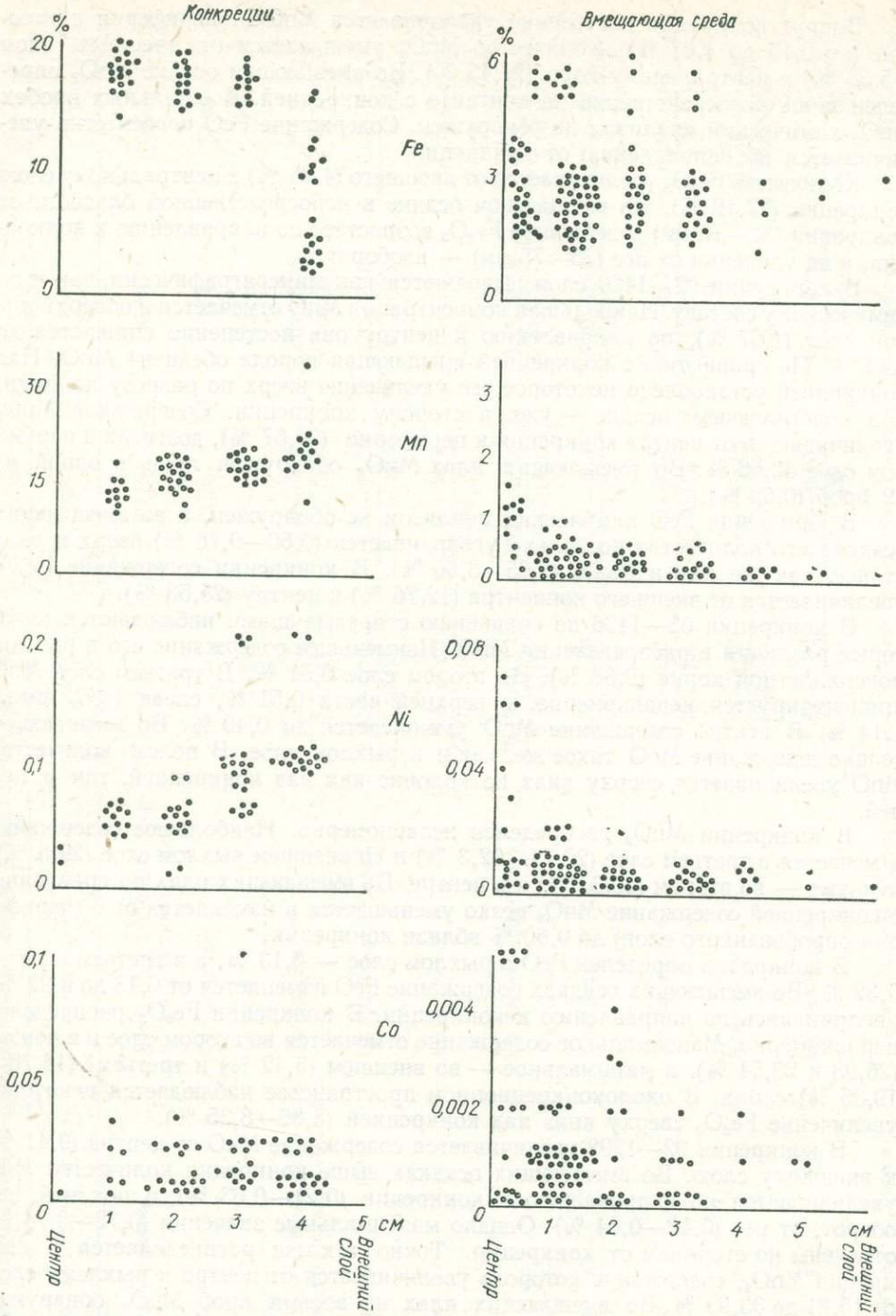


Рис. 46. Распределение Fe, Mn, Ni и Co в конкрециях и вмещающих осадках. Ст. 2171/2 и 2175/1.

ризонт 321—329 см). Также незначительно изменяется и pH—от 7,15 до 7,56.

В результате геохимического изучения конкреций и вмещающих пород выявлены значительные изменения в распределении главных рудообразующих компонентов как в конкрециях, так и во вмещающих осадках (рис. 46, 47). Для железо-марганцевых корок горы Экватор характерна высокая концентрация Fe и Mn при низких содержаниях рудогенных элементов (особенно Fe)

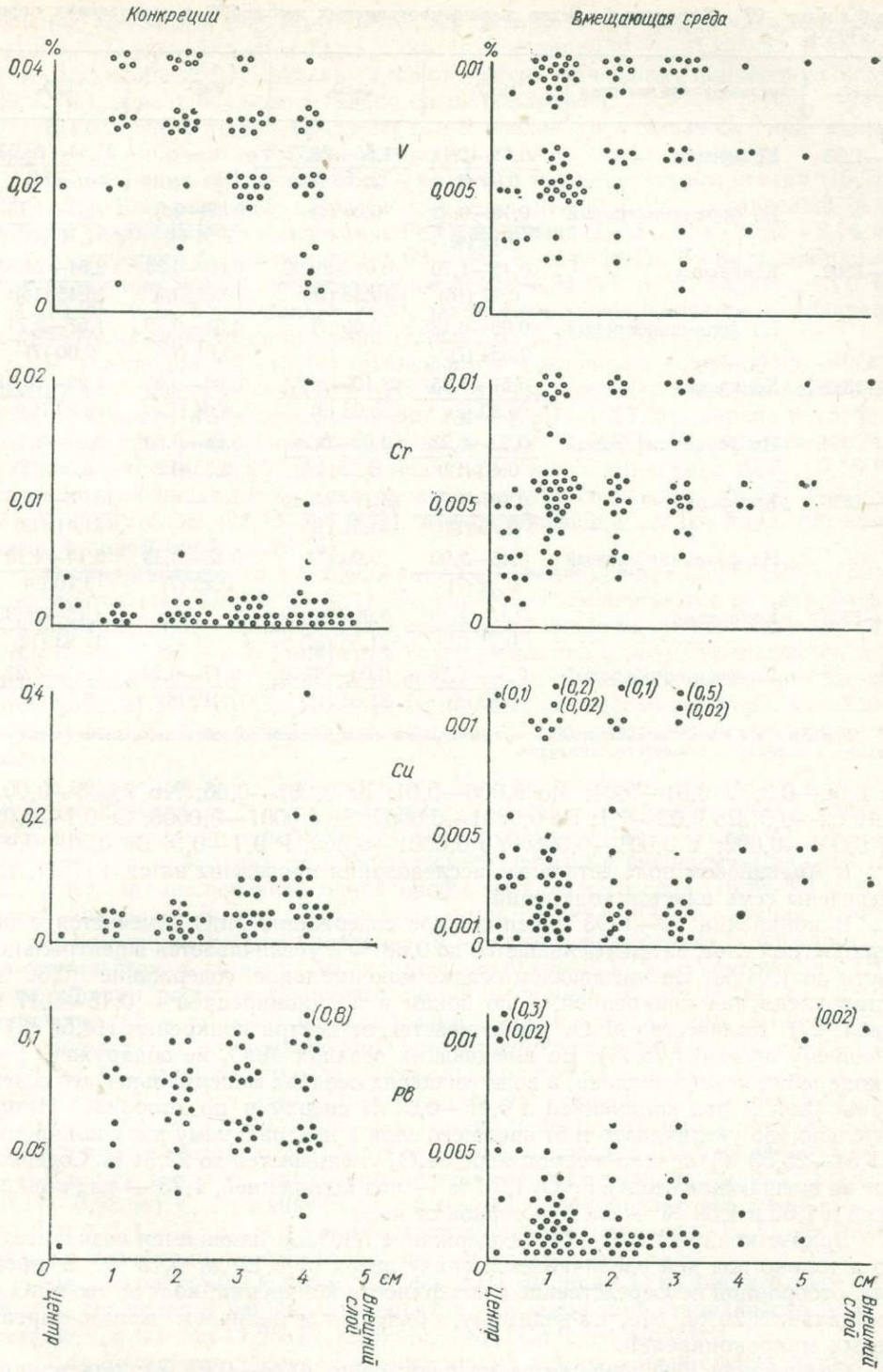


Рис. 47. Распределение V, Cr, Cu и Pb в конкрециях и вмещающих осадках. Ст. 2171/2 и 2175/1.

в андезитах, на которых образовались эти корки. По данным [13], в Сомалийском поле в конкрециях содержатся (в %): Mn 10,4—21,9; Fe 14,8—17,9; Ni 0,25—0,51; Cu 0,1—0,25; Co 0,25—0,50.

Нашими химическими и спектральными анализами в конкрециях определены (в %): Mn 15,8—21,6; Fe 13,4—20,1; Ni 0,01—0,001; Co 0,005—0,01:

Таблица 27. **Химический состав железо-марганцевых конкреций и вмещающих пород ст. 2175/1, %**

Проба	Анализируемый материал	MnO	MnO_2	FeO	Fe_2O_3
02—1293	Конкреция	0,68—1,44	14,56—24,75 т	—	21,54—25,53
		0,99 (4)	21,58 (4)		23,53 (4)
	Ил фораминиферовый	0,15—0,32	0,00 (4)	0,46—0,58	1,63—1,76
		0,19 (4)		0,51 (4)	1,70 (4)
02—1302	Конкреция	0,45—1,70	0,00—29,92	0,00—0,28	2,54—24,33
		0,97 (16)	19,38 (16)	0,06 (16)	16,45 (16)
	Ил фораминиферовый	0,00—0,135	0,00 (7)	0,54—0,70	1,67—2,74
		0,084 (7)		0,61 (7)	2,00 (7)
02—1381/1	Конкреция	0,57—1,25	23,16—26,54	0,00—0,09	4,92—28,01
		0,80 (2)	25,03 (9)	0,04 (13)	18,59 (13)
	Ил фораминиферовый	0,22—0,73	0,00—0,26	0,22—0,50	3,04—3,97
		0,40 (12)	0,02 (12)	0,33 (12)	3,50 (12)
02—1336	Конкреция	0,40—1,76	23,17—33,10	—	12,76—25,5
		0,70 (12)	28,51 (12)		21,41 (12)
	Ил фораминиферовый	0,45—2,00	0,00 (7)	0,15—0,35	3,14—4,19
		0,84 (7)		0,23 (7)	3,76 (9)
02—1303	Конкреция	0,37—1,48	0,00—30,62	—	4,73—26,33
		0,77 (12)	21,58 (12)		19,23 (12)
	Ил фораминиферовый	0,51—0,76	0,00—30,62	0,17—0,28	2,91—4,21
		0,63 (8)	21,58 (12)	0,12 (8)	3,69 (8)

Примечание. В числителе — минимальное и максимальное содержание, в знаменателе — среднее, в скобках — количество анализов.

Ti 0,06—0,3; V 0,01—0,04; Mo 0,006—0,01; Zr 0,001—0,06; Nb 0,005—0,001; Cu 0,02—0,5; Pb 0,03—0,1; Be 0,0001—0,0002; Sc 0,0001—0,0006; Ce 0,1—0,03; Bi 0,001—0,002; Y 0,001—0,008; Yb 0,0001—0,006; P 0,1—0,3; Ba 0,01—0,03.

В Аравийском поле детальные исследования проведены на ст. 2175/1, где встречены семь пластов конкреций.

В конкреции 02—1293 максимальное содержание MnO отмечается в поверхностном слое, затем уменьшается до 0,68 % и увеличивается в центральной части до 1,04 %. Во вмещающем осадке максимальное содержание (0,32 %) установлено над конкрецией, а по бокам и под конкрецией — 0,15—0,17 % (табл. 27). Количество MnO_2 увеличивается от центра конкреции (14,56 %) к внешнему слою (24,75 %). Во вмещающих осадках MnO_2 не обнаружен. FeO в конкреции не определялся, а во вмещающих осадках максимальное его содержание 0,59 % под конкрецией и 0,46—0,51 % сверху и по сторонам. Незначительно оно увеличивается от внешнего слоя к центральному ядру конкреции (21,54—25,53 %), однако в самом ядре Fe_2O_3 уменьшается до 22,34 %. Содержание во вмещающем осадке Fe_2O_3 1,76 % — под конкрецией, 1,73 — над конкрецией и 1,63 и 1,69 % — слева и справа от нее.

Вокруг конкреции 02—1482 содержание $MnO_{общ}$ изменяется незначительно и только под ней увеличивается снизу вверх от 0,12 до 0,16 %. В пробе ила, отобранной непосредственно с поверхности конкреции, количество $MnO_{общ}$ составляет 2,20 %. Это, по-видимому, объясняется наличием железо-марганцевых микроконкреций.

Содержание FeO изменяется незначительно (0,44—0,69 %): над конкрецией увеличивается, а под ней уменьшается. Ил, отобранный непосредственно на контакте с конкрецией, обеднен FeO (до 0,32 %). Содержание Fe_2O_3 в околоконкреционном пространстве изменяется от 1,60 до 3,60 % без каких-либо закономерностей, за исключением увеличения содержания на контакте с конкрецией до 3,84 %.

В конкреции 02—1302 видна тенденция к увеличению содержания MnO от центра к внешнему слою (0,45—1,70 %), за исключением нижней части кон-

крении, где содержание MnO снижается до 0,65 %. Во вмещающем иле содержание MnO увеличивается вверх и вниз от конкреции (0,07—0,135 %). В конкреции содержание MnO_2 увеличивается от центра к внешнему концентру (16,28—29,92 %), а во вмещающем осадке он не обнаружен.

В конкреции FeO не обнаружен, а в осадке увеличивается: над конкрецией — по направлению к ней, под конкрецией — вниз по разрезу.

В конкреции содержание Fe_2O_3 растет от внешнего слоя к центру (16,75—23,94 %). Конкреция является своеобразным центром, по направлению к которому увеличивается содержание Fe_2O_3 во вмещающем осадке (1,67—2,74 %).

Химический состав конкреции 02—1496 не определен. Во вмещающих илах распределение $MnO_{общ}$ неравномерное (0,14—0,94 %), то же характерно и для FeO (0,26—0,76 %). И только Fe_2O_3 закономерно увеличивается от конкреции к периферии опробованного слоя (2,44—3,63 %).

В конкреции 02—1318/1 наблюдается увеличение содержания MnO от центра к внешнему слою (0,16—1,25 %). В окружающем осадке над конкрецией закономерности в распределении MnO нет (0,51—0,73 %), вправо и влево от нее происходит увеличение концентраций (0,12—0,48 %). Под конкрецией MnO увеличивается от периферии опробованного слоя к конкреции (0,22—0,45 %). В конкреции наблюдается некоторое увеличение содержания MnO_2 от центра к внешнему слою (23,16—25,9 %), а в окружающем осадке MnO_2 определен лишь в одной пробе (0,26 %).

В окружающем осадке содержание FeO увеличивается вниз (0,22—0,50 %) и влево от конкреции (0,35—0,41 %), справа — увеличивается по направлению к конкреции (0,31—0,35 %), а под конкрецией закономерность не обнаруживается (0,15—0,28 %). В конкреции содержание Fe_2O_3 резко уменьшается в поверхностном слое до 4,92 %, в то время как в остальных концентрах изменяется от 22,34 до 28,01 %. В окружающем осадке содержание Fe_2O_3 колеблется от 3,04 до 3,97 % и явной закономерности в распространении не обнаруживается.

В конкреции 02—1336 содержание MnO увеличивается от центра к внешнему слою (0,40—1,76 %), а во вмещающем осадке содержание MnO увеличивается от периферии опробованного слоя к конкреции (0,55—1,55 %). Содержание MnO_2 в конкреции увеличивается от центра к внешнему слою (22,76—33,10 %), за исключением одной пробы из внешнего слоя (16,55 %) в левой части конкреции. В окружающем конкрецию осадке MnO_2 не устанавливается.

В конкреции FeO не определен, а в окружающем осадке содержание FeO увеличивается в стороны от конкреции (0,15—0,35 %). Содержание Fe_2O_3 в конкреции растет от внешнего слоя к центру (12,76—25,33 %), а в окружающем осадке — от границы опробованного слоя к конкреции (3,14—4,03 %).

В конкреции содержание MnO увеличивается от центра к периферии (0,37—1,48 %), а во вмещающем осадке несколько растет по направлению к конкреции (0,52—0,68 %). Содержание MnO_2 в конкреции увеличивается от центра к предпоследнему слою (21,10—30,62 %), однако непосредственно в наружной рыхлой корке снижается до 24,0 %. В окружающем осадке MnO_2 не обнаружен.

В окружающем осадке содержание FeO растет по направлению к конкреции (0,17—0,28 %). Содержание Fe_2O_3 в конкреции увеличивается от внешнего слоя к центру (5,13—25,63 %), а в окружающем осадке содержание Fe_2O_3 увеличивается от периферии опробованного слоя к конкреции.

По литературным данным [13], основанным, правда, на анализе всего одной пробы, содержание основных элементов для конкреций Аравийского поля составляет (в %): Mn 17,25; Fe 13,27; Ni 0,814; Cu 0,264; Co 0,064.

Для сравнения приведем данные наших химических и спектральных анализов конкреций ст. 2175/1, %: Mn 12,90—18,60; Fe 11,9—13,9; Ni 0,04—0,1; Co 0,006—0,02; Ti 0,05—0,4; V 0,01—0,05; Cr 0—0,006; Mo 0,001—0,02; Zr 0,001—0,05; Nb 0,0002—0,001; Cu 0,01—0,1; Pb 0,03—0,2; Bi 0,001—0,002; Be 0,0001—0,0003; Sc 0,0001—0,001; Ce 0,01—0,03; La 0,001—0,2; Y 0,001—0,01; Yb 0,0001—0,001; P 0,1—0,3; Ba 0,01—0,03.

Химический состав железо-марганцевых образований Центрального поля, судя по результатам анализа образцов из ст. 2188, несколько отличен от ранее описанных (табл. 28). В первую очередь это относится к рыхлой железо-мар-

Таблица 28. **Химический состав железо-марганцевых образований Центрального поля ст. 2188, %**

Анализируемый материал	MnO	MnO_2	Mn	FeO	Fe_2O_3	Fe
Рыхлая железо-марганцевая корка	3,62	54,93	37,38	0,15	3,22	2,65
Опалолит	—	—	—	0,12	15,11	12,02
Измененный опалолит	11,28 *	—	8,68	—	12,27	9,69
Железо-марганцевая корка	2,16	23,29	16,33	0,15	20,02	15,92
То же	0,36	19,12	12,31	0,12	17,69	14,06
Плотная железо-марганцевая корка	1,19	33,89	22,26	0,12	12,40	9,88
Рыхлая железо-марганцевая корка	4,06	52,85	36,40	0,15	2,89	2,39

* — $MnO_{общ}$.

ганцевой корке, покрывающей весь изученный образец. Для этой корки характерно высокое по сравнению с другими пробами содержание как MnO_2 (54,93; 52,85 %), так и MnO (3,62 и 4,06 %) и резко пониженное содержание железа (Fe_2O_3 3,22—2,89 %; FeO 0,15 %). В более плотной корке содержание MnO_2 снижается до 33,89 и 19,12 %, а MnO до 1,19 и 0,36 % при одновременном увеличении содержания Fe_2O_3 (20,3 %). Для субстрата, представленного опалолитом, характерно высокое содержание железа (Fe_2O_3 15,11 %; FeO — 0,12 %) при незначительных концентрациях марганца.

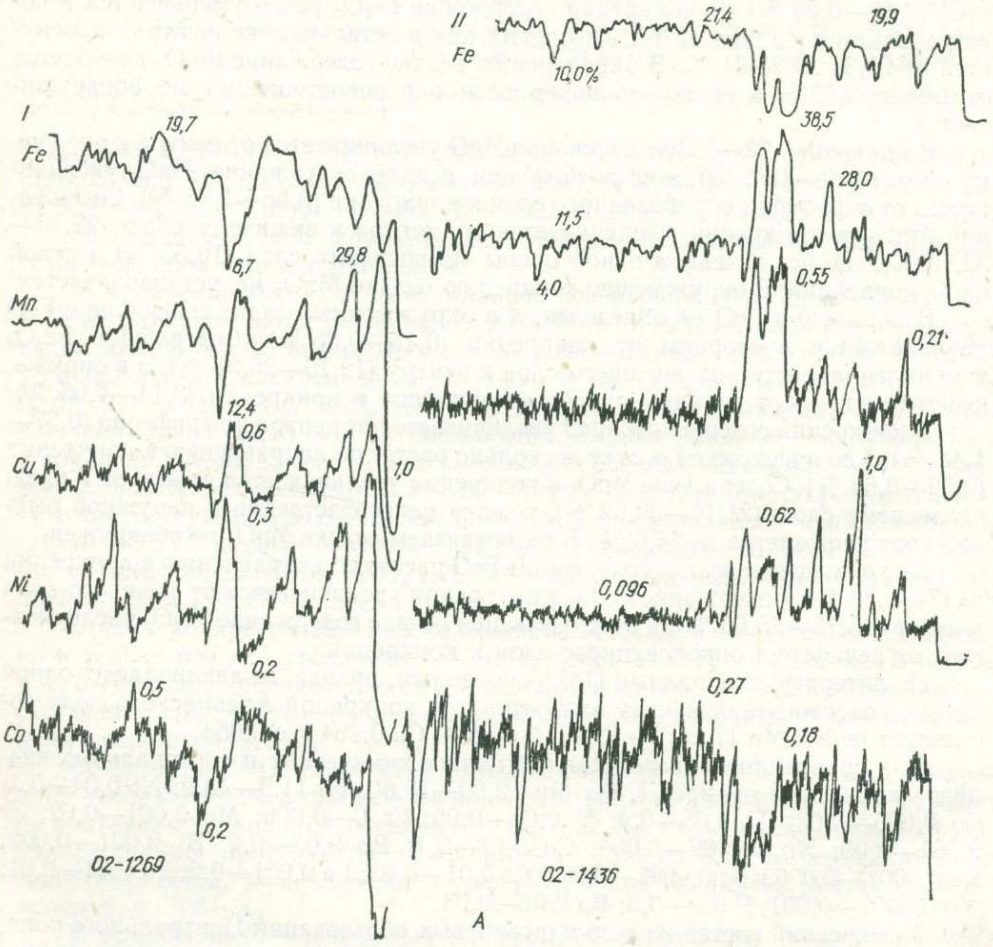


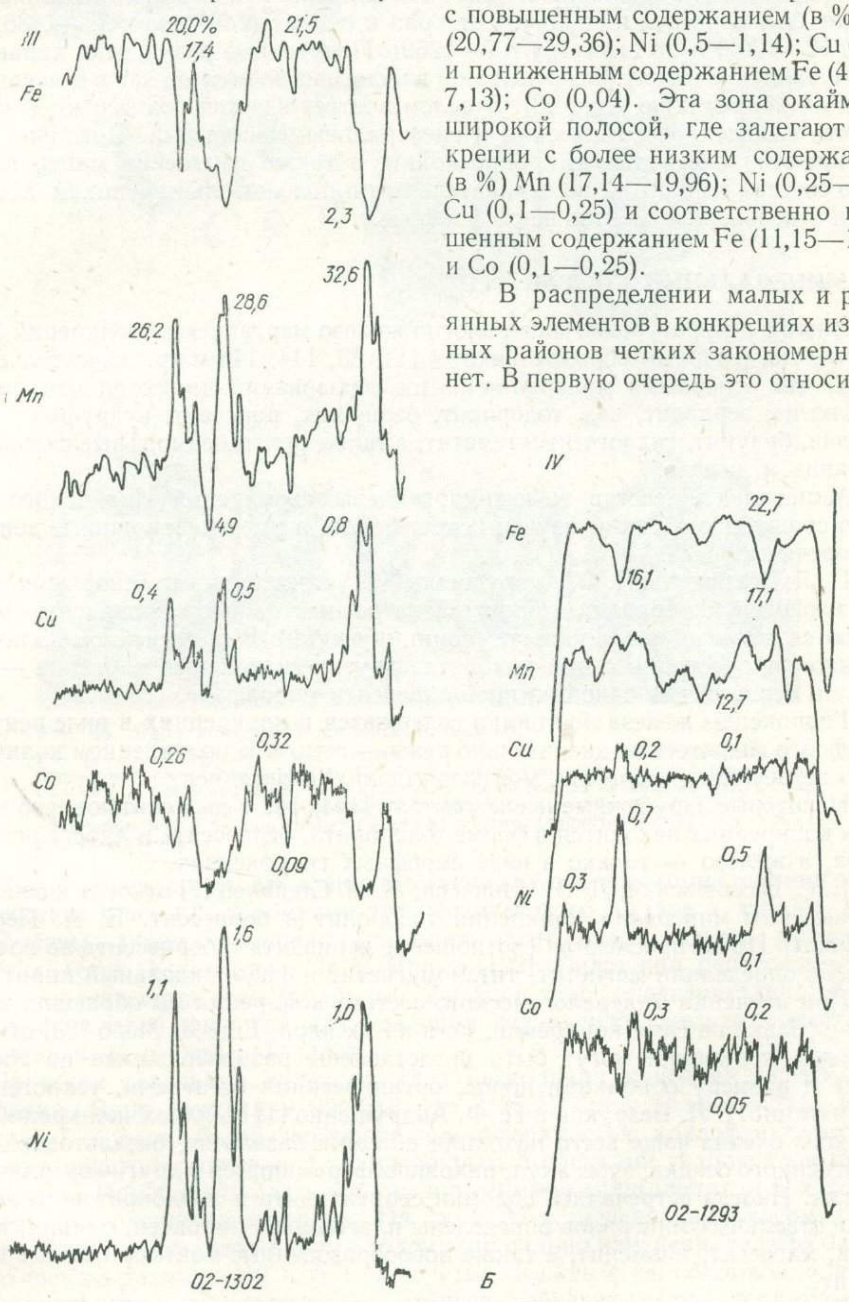
Рис. 48. Распределение Fe, Mn, Cu, Ni и Co по результатам исследования конкреций (поли
А — ст. 2171/2 (I — конкреция 02—1269, II — 02—1436); *Б* — ст. 2175/1 (III — конкреция 02—1293,

Спектральным анализом в опалолите и железо-марганцевой корке определены (в %): Ni 0,01—0,2; Co 0,006—0,08; Ge 0,0001—0,0006; Bi 0,0001—0,0002; Pb 0,004—0,04; Cu 0,05—0,3; Zn 0,01—0,03; Cr 0,001; V 0,01; Nb 0,001; Be 0,0001—0,0003; Y 0,001—0,005; P 0,03—0,4; B 0,0025—0,01. Только в опалолите встречены Ga 0,001 и Sn 0,0001, а только в железо-марганцевой корке — Ba 0,01—0,06 %.

Для железо-марганцевой корки по сравнению с опалолитом характерно повышенное содержание Ni, Co, Ge, Pb, Cu и пониженное содержание Ti и B. В целом по данным химического анализа содержание Mn в железо-марганцевых образованиях изменяется от 12,31 до 37,38 %, а Fe — от 2,65 до 15,92 %.

Судя по литературным данным [12], химический состав конкреций Центрального поля неоднороден. В северной части поля находится обширная зона с повышенным содержанием (в %) Mn (20,77—29,36); Ni (0,5—1,14); Cu (1,37) и пониженным содержанием Fe (4,50—7,13); Co (0,04). Эта зона окаймлена широкой полосой, где залегают конкреции с более низким содержанием (в %) Mn (17,14—19,96); Ni (0,25—0,5); Cu (0,1—0,25) и соответственно повышенным содержанием Fe (11,15—12,99) и Co (0,1—0,25).

В распределении малых и рассеянных элементов в конкрециях изученных районов четких закономерностей нет. В первую очередь это относится к



рованная поверхность) под микроанализатором:
IV — 02—1302)

Ti, Co, Mo, Zr, Ce, La, Nb, Yb, P и Ba. Mn — наибольшее содержание отмечено в Центральной, а наименьшее — в Аравийской котловинах; Fe — наибольшее содержание в Аравийско-Индийском хребте, наименьшее — в Центральной котловине; Cu — некоторое увеличение в Сомалийской котловине и уменьшение в хребте; Pb — некоторое уменьшение в хребте и Центральной котловине; Bi — уменьшение в Центральной котловине; Be — незначительное увеличение в Центральной котловине; Sc — незначительное увеличение в Аравийской котловине и не обнаружен в Центральной котловине; *Y* — в отдельных пробах повышенное содержание в Аравийской котловине; Ge и B присутствуют в пробах из Центральной котловины.

Сложность распределения таких элементов, как Fe, Mn, Cu, Ni, Co, показало изучение микроанализатором полированной поверхности конкреций. Анализ был проведен по радиусу от края к центру (конкреции 02—1436, 02—1293, 02—1302) и по диаметру (02—1269). Полученные результаты характеризуют сложную картину распределения каждого из элементов как в отдельности, так и их корреляцию (рис. 48). В целом подтверждается поведение этих элементов, выявленное химическим и спектральным анализами. Довольно четко фиксируются глинистые микропрослойки, а также изменения минералогического состава конкреций по отрицательным и положительным пикам концентрации отдельных элементов на общем фоне.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Анализ литературы по минералогии железо-марганцевых конкреций Мирового океана (главным образом Тихого) [11, 83, 144, 148 и др.] свидетельствует о том, что основными минералами этих образований являются псиломелан, пиролюзит, вернадит, вад, тодорокит, бернессит, рансьеит, вудруффит, криптомелан, браунит, гидрогетит и гематит, а также рентгеноаморфные гидроксиды марганца и железа.

Минеральный состав железо-марганцевых конкреций Индийского океана по сравнению с Тихим изучен недостаточно, а имеющиеся данные довольно разноречивы.

П. Л. Безруков и П. Ф. Андрущенко [11] установили, что основными рудообразующими минералами конкреций из разных районов Индийского океана являются вернадит и псиломелан (доминирующий). В подчиненном количестве в тонком прорастании с ним находятся другие гидроксиды марганца — тодорокит и бернессит, в одной из проб определен пиролюзит.

Гидроксиды железа постоянно содержатся в конкрециях в виде рентгеноаморфного гидрогетита, значительно реже — гетита. В подчиненном количестве часто встречаются халцедон, монтмориллонит и филлипсит.

Некоторые зарубежные исследователи [144, 148 и др.] считают, что марганец в конкрециях находится в форме тодорокита, бернессита и аморфного материала, а железо — только в виде аморфных гидроксидов.

Е. С. Базилевская, Л. В. Ильичева, М. И. Степанец [7] относят к основным марганцевым минералам конкреций тодорокит и бернессит. Е. А. Персел и Л. Леклер [165a] проследили соотношение вернадита и бернессита во времени, а также определили магнетит, титаномагнетит и фрамбоидальный пирит.

При изучении минералогического состава конкреций мы обращали внимание не только на сами конкреции, но и на их ядра. Еще Д. Меро [83] отмечал, что ядра конкреций могут быть представлены разнообразными по составу, форме и размеру обломками пород, органическими остатками, техногенными предметами. П. Л. Безруков и П. Ф. Андрущенко [11] в ядрах конкреций Индийского океана чаще всего находили обломки базальтов, базальтового туфа, уплотненного осадка, зубы акул, раковины фораминифер и другие органические остатки. Иногда встречались обломки серпентинита и лейкократового габбро. Среди отдельных минералов определены плагиоклаз, пироксен, оливин, кварц, тальк, магнетит, ильменит, а также новообразованные монтмориллонит и филлипсит.

Были изучены ядра железо-марганцевых конкреций Сомалийской (ст .2171/2, 2195 и 2196), Аравийской (ст. 2175/1) и Центральной (ст. 2188) котло-

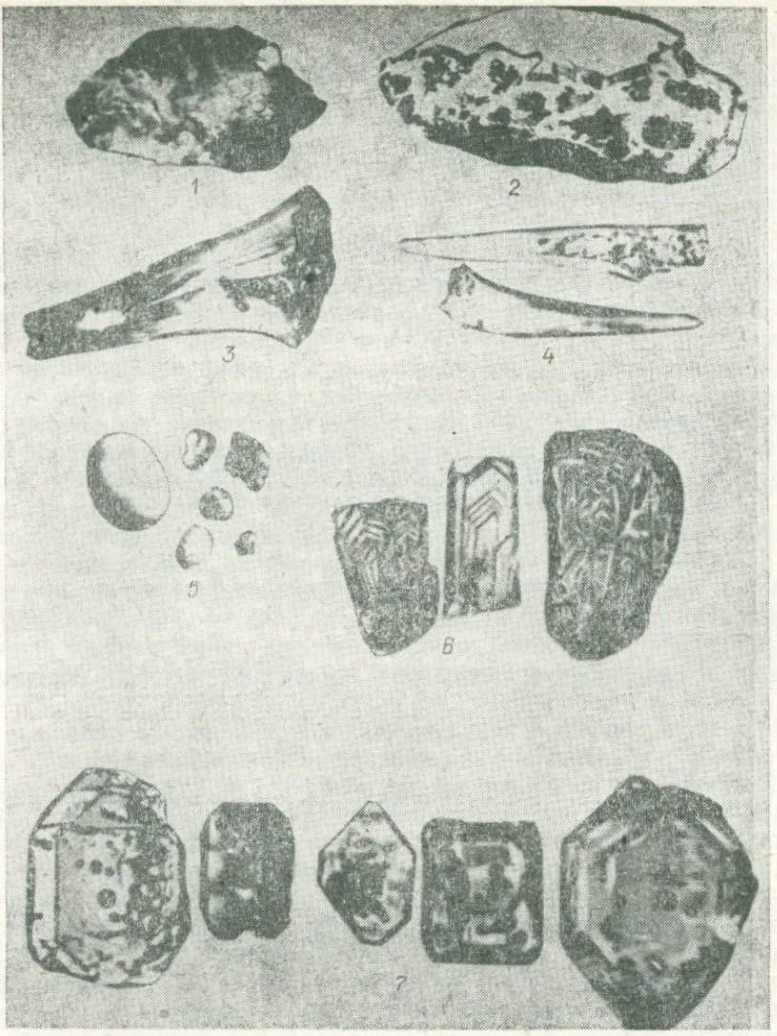


Рис. 49. Ядра конкреций Индийского океана:

1 — 02—1302— вулканическое стекло; *2* — 02—1482 — вулканическое стекло с коркой монтмориллонита; *3* — 4—02—1583 — зубы рыб карбонатного состава; *5* — 02—1583 — фораминиферы; *6* — кристаллы цеолитов из различных конкреций (удлиненно-призматические со следами зональности и двойники с крестообразными вершинами); 7 — кристаллы оливина из монтмориллонитовой оторочки вулканических стекол

вин. В ядрах, представленных преимущественно вулканическими стеклами основного состава (рис. 49), обломками туфа базальтового состава и зубами акул, установлены оливин, филлипсит, натролит, авгит, кварц, корунд, муассонит, магнетит, гетит. Кроме того, Э. А. Янчук [132] обнаружил рентгенометрическими и оптическими исследованиями образцов ядер, предварительно обработанных щавелевой кислотой для удаления гидроксидов железа и марганца, пелитизированный полевой шпат.

Приведем детальные описания ядер нескольких наиболее характерных конкреций. Ядро конкреции 02-1583 (ст. 2195/1) представлено зубом акулы размером 7 × 2 мм с белой фарфоровидной поверхностью коллофанитового состава волокнистого строения, местами покрытый пленками гидроксидов железа и марганца. Внутренняя часть зуба заполнена монтмориллонитом и желваковидными гидроксидами марганца. На ст. 2196 встречена двухъядерная конкреция. Ядра представлены двумя обломками сильно измененного туфа базальтового состава размером 10 × 5 и 7 × 6 мм. Каждый из обломков окружен индивидуальными концентрами, которые объединяются последующими концентрами в единую конкрецию.

Таблица 29. **Рентгенометрическая характеристика минералов из ядер конкреций**

Ст. 2175/1						Ст. 2196									
Оливин				Муассонит		Монтмориллонит		Авгит		Гетит				Филлипсит	
I	*d/n*, нм	*I*	*d/n*, нм	*I*	*d/n*, нм	*I*	*d/n*, нм	*I*	*d/n*, нм	*I*	*d/n*, нм	*I*	*d/n*, нм	*I*	*d/n*, нм
1	0,555	7	0,1388	2	0,295	3	0,485	2	0,351	2	0,505	5	0,1318	3	0,780
7	0,510	8	0,1344	5	0,276	10	0,460	5ш	0,327	3	0,470	3	0,1290	9	0,715
2	0,435	7	0,1321	7	0,261	2	0,287	5	0,318	9	0,425	6	0,1272	5	0,505
8	0,386	2	0,1286	10	0,250	9	0,258	10	0,296	3	0,336	6	0,1240	8	0,415
5	0,369	1	0,1253	6ш	0,236	2	0,1918	4	0,290	9	0,269	3ш	0,1166	5	0,346
7	0,346	2	0,1222	5	0,216	3ш	0,1672	3	0,287	5	0,258	3	0,1150	10	0,318
1	0,331	5	0,1184	1	0,208	9	0,1520	4ш	0,280	10	0,245	1	0,1132	6	0,297
6ш	0,297	4ш	0,1164	1	0,200	4	0,1306	9	0,252	6	0,224	3	0,1080	7ш	0,269
10	0,273	4	0,1153	4	0,1694	6ш	1,275	8	0,247	5	0,218	4	0,1068	2	0,258
2	0,269	5ш	0,1138	2	0,1585			5	0,226	1	0,200	7	0,1064	1	0,224
10	0,250	4	0,1126	1	0,1562			5ш	0,220	2ш	0,1900	5	0,1058	1	0,203
10	0,245	4	0,1116	9	0,1533			6ш	0,210	3ш	0,1796	2	0,1052	3	0,1970
3ш	0,233	7	0,1098	4	0,1440			7	0,201	8	0,1716	5	0,1038	1	0,1810
9	0,224	4	0,1078	5	0,1416			3	0,1948	3	0,1596	5	0,1025	6	0,1766
6	0,214	4	0,1072	9	0,1312			4	0,1814	7	0,1562	5	0,1012	6	0,1716
2	0,201	4	0,1062	2	0,1286			1ш	0,1784	8	0,1506	2ш	0,0998	4	0,1660
5	0,1918	9	0,1035	3	0,1268			6	0,1727	4ш	0,1454	2	0,0989	1	0,1622
3	0,1860	8	0,1020	5	0,1084			6	0,1652	3	0,1416			1	0,1594
3ш	0,1784			1	0,1068			8ш	0,1614	2ш	0,1355			5	0,1362
10	0,1738			1	0,1050			3	0,1552	5	0,1312			3	0,1322
5	0,1652			6	0,1042			2ш	0,1520	1	0,1240			4ш	0,1272
6	0,1622			1	0,1034			5	0,1500	3	0,1122			2	0,1080
6	0,1603			8	0,0996			2	0,1468					1ш	0,1032
5	0,1552			2	0,0989			1	0,1454						
2	0,1528			6	0,0988			8	0,1412						
7	0,1490			3	0,0985			6	0,1400						
8	0,1474			4	0,0978			2	0,1367						
1	0,1430			8	0,0972			4	0,1326						

Условия съемки: Fe-излучение; К — РКД; диаметр 57—,3 мм; трубка БСВ-4; режим трубки 30 кВ, 5 мА; экспозиция 7 ч.

Большое ядро представлено рыхлым бурым веществом гидрогетит-гидрослюдистого состава, в массе которого рассеяны тонкостенные, очень хрупкие, округлые (диаметром 0,1 мм и меньше) образования монтмориллонитового состава. Меньшее ядро сложено пористой, кавернозной серой массой монтмориллонитового состава, в которой обнаружены зерна авгита размером 0,5—0,01 мм. Встречаются отдельные кристаллы, сростки, а также двойники. На поверхности их граней иногда наблюдается неясный рисунок, штриховка.

Минералы группы цеолитов — удлиненно-призматические кристаллы размером 0,1 × 0,3 мм и их сростки (см. рис. 49, *б*), водяно-прозрачные, с низкой интерференционной окраской (N = 1,476) и прямым погасанием. При большом увеличении видны зональные фигуры роста и крестообразное строение вершины двойников. Обнаружены также шаровидные, реже эллипсовидные или каплевидные зерна филлипсита, белого или бледно-кремового цвета, тонкозернистые, при раскалывании имеют шестоватое строение. В этом же участке ядра встречены плотные скрытокристаллические образования белого цвета, определенные рентгенометрически как натролит. В небольших количествах установлен монтмориллонит — колломорфная масса бурого цвета, натечной зональной структуры, обусловленной чередованием различной интенсивности бурой аномально изотропной окраски. Непосредственно в бурых обломках были обнаружены хорошо сформированные кристаллы оливина (табл. 29) с множеством твердых и газовожидких включений (см. рис. 49,7).

В ядре также наблюдались мелкие (до 0,01 мм) неправильной формы зерна кварца, бледно-розовое зерно корунда и очень мелкие октаэдрического облика кристаллики магнетита и гидрогетит-гидрослюдистое бурое вещество.

Ядро конкреции 02—1302 (ст. 2171/2) состоит из обломка вулканического стекла — обсидиана размером 5,5 × 4,2 мм, темно-серого до черного цвета с раковистым изломом и множеством газовожидких и твердых включений. В самом ядре, а также на границе с концентрами развиты сложной формы кристаллы и двойники размером 0,2 × 0,15 мм, зеленоватого цвета, показатель преломления $1{,}687 \geqslant n_g \geqslant 1{,}675$, содержащие многочисленные включения. Оптические свойства и рентгеновская характеристика позволяют отнести этот минерал к оливину, хотя аномальная сине-желтая интерференционная окраска характернее для обсидиана и сфена.

Не менее сложным и трудно диагностируемым является минералогический состав непосредственно конкреционных концентров, который изучался рентгенографическим и электронографическим (микродифракция) методами. Сравнительное исследование образцов из рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта, Сомалийской и Аравийской котловин показало некоторое различие в минералогическом составе. Так, в рифтовой зоне встречается значительное количество бернессита с характерными межплоскостными расстояниями в 0,730; 0,475 и 0,244 нм и тодорокита с межплоскостными расстояниями 0,960; 0,480; 0,238 нм. В одном из образцов обнаружены отражения вудруффита (рефлексы при 0,1808; 0,1868; 0,228; 0,2527; 0,308 нм). Однако спектроскопическими исследованиями не установлено значительного количества Zn, что заставляет отнести этот минерал к тодорокиту, структурно близкому к вудруффиту.

Основным минералом марганца в конкрециях Сомалийской и Аравийской котловины является тодорокит, в подчиненном количестве (судя по относительной интенсивности соответствующих минералу рефлексов) содержатся 1-нанометровый манганит и браунит (?). В Сомалийском поле конкреций наряду с тодорокитом (межплоскостные расстояния 0,953; 0,4788, 0,239 нм и др.) наблюдается небольшая примесь манжироита (?) (отражения при 0,495; 0,344; 0,241 нм). Рентгенометрические и электронно-микроскопические исследования тодорокита, проведенные Э. А. Янчуком [132], показали сходство последнего с тодорокитом из месторождения Чарко Редондо (Куба) (табл. 30, рис. 50).

В конкрециях обнаружены также хорошо структурно и морфологически образованные цеолиты (главным образом филлипсит) и светлая дисперсная масса, представленная минералом группы каолинита с четко выраженными базальными рефлексами, но с завышенным по данным микродифракции параметром $b_0 = 0{,}015$ нм. Цеолиты, в частности филлипсит, и монтмориллонит образуются,

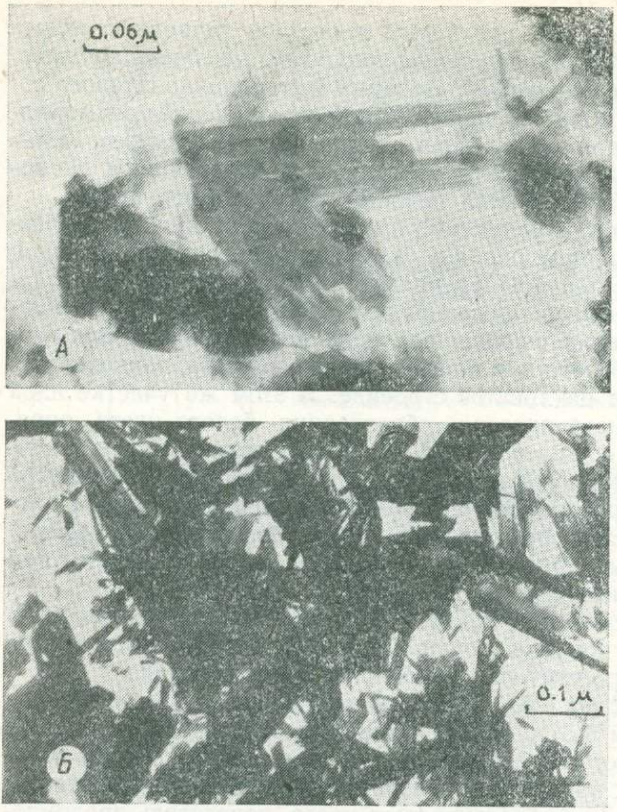


Рис. 50. Электронно-микроскопические фотографии тодорокита из конкреций (*А*), из месторождения Чарко-Редондо, Куба (*Б*)

по данным В. Г. Курносова и др. [67], при подводном выветривании стекловатых базальтов. Наши исследования подтверждают данные этих авторов о том, что цеолитизация приурочена к зонам трещиноватости, не захватывая весь объем стекла. Базальты и стекла часто находятся в конкрециях в качестве ядер, а филлипсит и монтмориллонит образуют оторочки вокруг ядер, а также в виде тончайших включений встречаются в концентрах (см. рис. 44).

Электронно-микроскопическое изучение дисперсных минералов в конкрециях показало наличие трех их морфологических разновидностей: 1) хорошо выраженные игольчатые; 2) плотные, без признаков огранки, размером 1 мкм и более; 3) тонкие, полупрозрачные, также без видимых кристаллографических признаков размером 0,1—0,5 мкм.

Несмотря на то что исследования проводились при ускоряющем напряжении 100 кВ, обнаружилась полная электроноаморфность игольчатых частиц, что объясняется, по-видимому, большой отражательной способностью электронов у этих образований. Частицы второй разновидности составляют бо́льшую часть конкреции и представлены марганцевыми, в основном электронноаморфными, минералами, за исключением некоторых индивидуумов с кристаллической решеткой. Полной электронограммы получить не удалось, однако зафиксированы косоугольная и гексагональная решетки. Исходя из предположения о моноклинной сингонии, при расчете электронограмм косоугольные картины дифракции принадлежат граутиту (?) $a_0 = 0{,}459$ нм; пирохроиту $a_0 = 0{,}328$ нм, халькофалеиту $a_0 = 0{,}758$ нм, $b_0 = 0{,}760$ нм. Кроме того, обнаружены образования псиломеланов с параметрами $a_0 = 0{,}950$ и $c_0 = 0{,}570$ нм.

Наиболее информативными оказались частицы третьей разновидности, где кроме перечисленных выше марганцевых минералов встречаются слоистые силикаты (параметр $b_0 = 0{,}896$—$0{,}915$ нм), цеолиты с параметром $c_0 = 0{,}653$ нм, что, учитывая погрешность, отвечает параметрам решетки мезолита и эдингто-

Таблица 30. **Рентгенометрическая характеристика тодорокита**

Из железо-марганцевых конкреций		Месторождение Чарко Редондо (Куба) [158]	
I	*d/n*, нм	*I*	*d/n*, нм
10	0,96	10	0,96
		½	0,71
8	0,483	8	0,477
		2ш	0,445
			0,42
3	0,318	2	0,319
6	0,244	3	0,246
		5	0,240
		3ш	0,235
3	0,224	4	0,222
		1	0,216
		½	0,204
3	0,1953	2	0,198
2	0,1813		
1	0,1741	2	0,174
		½ш	0,168
			0,164
6	0,1422	2	0,153
2	0,1395	5	0,142
		2	0,138

нита. Встречены мелкие единичные округлые агрегаты, дающие кольцевую картину дифракции и отвечающие по наиболее интенсивным кольцам гидрогетеролиту.

Отметим, что диагностика минералов железа и марганца, слагающих конкреции, связана с трудностями, объясняющимися тем, что эти минералы часто или рентгеноаморфны, или в недостаточной степени раскристаллизованы, или характеризуются очень тонким взаимным прорастанием минеральных индивидов, что весьма затрудняет их разделение для точной диагностики. Что касается неоднозначности определения минералогического состава конкреций, то это объясняется не только точностью методов исследований, но и разнообразием состава конкреций как в разных районах океана, так и в одном и том же регионе.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Одним из основных и дискуссионных вопросов изучения конкреций является их генезис. В настоящее время развиваются вулканогенно-осадочная, седиментационная, диагенетическая и седиментационно-диагенетическая гипотезы [6, 22, 83, 112 и др.].

По условиям распространения и образования выделяются [112] железо-марганцевые стяжения: 1) гемипелагических отложений океанов, придаточных морей и озер, где под окислительной пленкой есть слои с восстановительным режимом и 2) пелагических отложений океана со строго окислительной средой.

В первом случае [32, 33, 112] железо-марганцевые стяжения образуются в окислительной зоне (Eh $+200 \div +300$ мВ, pH 7,3—7,5) на границе раздела вода — осадок. Источником Fe и Mn служит зона с восстановленными осадками (Eh $-200 \div -300$ мВ, pH — 8), обогащенными $C_{орг}$ и содержащими иловую воду с высокой концентрацией Fe и Mn, диффундирующих в виде ионов Fe^{2+} и Mn^{2+} вверх, в окислительную зону. Рудообразующий процесс в этом случае биогенный, полностью подавляющий физико-химический. По мнению Н. М. Страхова [112], важным фактором является отсутствие в гемипелагических осадках океанов и придаточных морей древних аналогов конкреционных отложений, так как при последующем захоронении железо-марганцевые образования, попадая в восстановительную зону, растворяются и мигрируют в виде закисных соединений к поверхности осадка.

Однако в северно-западной части Черного моря (Каламитское поле конкреций) обнаружены три прослоя захороненных гемипелагических конкреций в толще донных осадков (джеметинский, верхнеджеметинский и современный) [82]. Таким образом, конкреционные поля джеметинского и верхнеджеметинского возраста могут рассматриваться как древние захоронения в восстановительной зоне — аналоги современного Каламитского поля конкреций.

Сложная обстановка конкреционного рудообразования в пелагиали океанов, где существуют только окислительные условия и отсутствует, по мнению Н. М. Страхова [112], поступление Fe^{2+} и Mn^{2+} из каких-либо глубинных источников. Происходит физико-химическая садка элементов из наддонной воды и медленное формирование стяжений на фоне еще более замедленной общей седиментации. Правда, И. И. Волков [32] допускает, что конкреции в глубоководных пелагических осадках образуются в результате стягивания и последующей кристаллизации гидроксидов Fe и Mn (и находящихся в их составе микроэлементов) в слое окисленного вмещающего осадка.

Э. Бонатти и Р. Нейаду [18] считают, что конкреции формируются при подводной вулканической деятельности вследствие экстрагирования Fe и Mn океанической водой из извергающейся горячей лавы. В качестве доказательства они указывают не только на пространственную связь железо-марганцевых конкреций и продуктов подводного извержения, но и прослеживают образцы, изменяющиеся от гиалокластитов с подчиненными агрегационными выделениями оксидов Fe и Mn до конкреций с незначительным количеством гиалокластитов. По их мнению, обогащение конкреций Ni, Co, Cu, Pb и другими элементами также свидетельствует о влиянии вулканизма.

В. И. Смирнов [106] обращает внимание на то, что главные элементы, входящие в состав конкреций (Fe, Mn, Cu, Ni, Co), образуют ассоциацию, типичную для продуктов базальтовой магмы, распространяя этот тезис на всю экзогенную металлогению дна океана.

Дж. Аррениус, Дж. Меро и Я. Коркиш [2] допускают, что наряду с подводным вулканизмом речной сток также снабжает океан марганцем. В качестве элемента-индикатора, позволяющего судить о происхождении конкреций, предложен Co. Повышенное содержание Co и MnO свидетельствует о низких значениях окислительно-восстановительного потенциала, типичного для областей подводного вулканизма. Для периферии океана характерен Mn^{4+}, связанный с континентальным выветриванием, и обеднение конкреций Co (Mn : Co = 300).

Л. И. Штеренберг, Т. А. Куприянова и Б. И. Воронин [134], анализируя результаты сканирования различных участков конкреций Тихого океана, приходят к выводу, что микротекстуры конкреций образуются постепенным нарастанием рудного материала сверху вследствие медленного осаждения растворимых форм Mn и Fe из придонной воды, а не ростом конкреций от центральной их части к периферии в результате перераспределения вещества самих осадков. Последнее вслед за Н. М. Страховым [112] объясняется тем, что в пелагиали океана, где господствует окислительная среда, не происходит ощутимых поступлений рудообразующих компонентов не только из подстилающих осадков в поверхностную зону, но и из иловой воды, поскольку процессы диагенеза здесь резко ослаблены из-за отсутствия редуцента [134].

Н. С. Скорнякова [104] предложила седиментационно-диагенетическую гипотезу образования конкреций в пелагиали океана, в поверхностном слое осадков. Однако она не отрицает и диагенетического формирования конкреций в гемипелагических осадках с интенсивно идущими оксиредукционными процессами и седиментационного механизма образования рудных корок на поверхности вулканических и других пород.

И. М. Варенцов [21, 22] пришел к выводу, что в основе формирования железо-марганцевых конкреций лежат хемосорбционные процессы, сопровождаемые межфазным автокаталитическим окислением переходных металлов, поглощаемых из придонной воды активной поверхностью поглотителя.

О. В. Калиненко, О. В. Белокопытова и Г. Г. Николаева [56] обнаружили в илах микростяжения диаметром 30 мкм по форме сходные с крупными конкрециями. Из этих же илов были выделены бактерии, которые в лабораторных условиях осаждали Fe, Mn и другие элементы из питательной среды, составленной на основе морской воды. Некоторые структурные особенности железо-марганцевых конкреций в сочетании с экспериментальными данными позволяют утверждать, что главную роль в образовании конкреций играют бактерии.

Б. Х. Егиазаров и др. [49] и С. И. Андреев [1] приходят к выводу о полигенезе железо-марганцевых конкреций и их многообразии, зависящем от преобладания тех или иных факторов.

БИОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР

Исследования последних лет показали, что недооценивать значение бактерий в образовании железо-марганцевых конкреций нельзя.

Взгляды на источник железа и марганца и способы осаждения этих металлов разнообразны [70 и др.]. Переход Fe и Mn в нерастворимое состояние принято выражать следующими упрощенными реакциями:

$$4Fe^{2+} + 3O_2 \rightarrow 2Fe_2O_3, \quad (1)$$

$$Mn^{2+} + O_2 \rightarrow MnO_2, \quad (2)$$

$$Mn^{2+} + MnO_2 \rightarrow Mn \cdot MnO_2, \quad (3)$$

$$Mn \cdot MnO_2 + O_2 \rightarrow 2MnO_2, \quad (4)$$

$$4Fe^{2+} + 3MnO_2 \rightarrow 2Fe_2O_3 + 3Mn^{2+}. \quad (5)$$

Реакции 1,2 объясняют простое окисление (вулканогенно-осадочная, седиментационная гипотезы) или окисление с помощью бактерий (биологическая

гипотеза). Реакции 3—5 характеризуют автокаталитическое окисление. Реакции 1—5 существуют в природе и иллюстрируют только абиогенные процессы. Привлечение реакций 1 и 2 в виде довода в пользу биологической гипотезы, на наш взгляд, ошибочно, хотя бы потому что бактерии свободный кислород не образуют.

Железобактерии (микоплазмы, синезеленые водоросли, актиномицеты, нитчатые, почкующиеся бактерии и др.) — источники более активных, чем молекулярный кислород, окислителей: H_2O_2, O_2^- (супероксидного радикала), OH, O_2^- (синглетного кислорода). Экспериментально образование H_2O_2 железобактериями, развивающимися в нейтральной среде, установлено Г. А. Дубининой [48]. Это заставляет изображать механизм окисления Fe (Mn), происходящий с помощью бактерий, так [61а и др.]:

$$Fe^{2+} + H_2O_2 \rightarrow Fe^{3+} + OH^- + \dot{O}H. \qquad (6)$$

Образующийся радикал $\dot{O}H$, самый сильный из известных окислителей,

$$Fe^{2+} + \dot{O}H \rightarrow Fe^{3+} + OH^-. \qquad (7)$$

В свою очередь продукты реакции 6 и 7 разлагают перекись водорода на окислители:

$$H_2O_2 + \dot{O}H \rightarrow H_2O + H^+ + O_2^-, \qquad (8)$$

$$H_2O_2 + O_2^- \rightarrow O_2 + OH^- + \dot{O}H, \qquad (9)$$

$$Fe^{3+} + H_2O_2 \rightarrow Fe^{2+} + O_2^- + H^+, \qquad (10)$$

$$Fe^{2+} + O_2^- \rightarrow Fe^{3+} + HO_2^-, \qquad (11)$$

которые окисляют Fe^{2+} и Mn^{2+} по реакциям 1, 2, 7, 11. Реакции 3, 4, 5, 10 объясняют появление незначительных количеств Mn^{2+}, Fe^{2+} в составе конкреций.

Ранее считалось, что все железобактерии автотрофны, т. е. они строят органическое вещество клетки из неорганических источников, используя при этом энергию, выделяющуюся при окислении железа. Подобную способность бактерий обозначают термином «хемолитоавтотрофия». Г. А. Дубининой [48] для железобактерий, развивающихся в нейтральной среде, было доказано гетеротрофное питание, поэтому хемолитотрофными железобактериями считаются только ацидофильные формы, т. е. живущие в условиях повышенной кислотности среды, например Thiobacillus.

Нами определялось количество Fe^{3+} в культуре Thiobacillus ferrooxidans [11] выращиваемой в средах Сильвермана и Лундгрена 9К и Летена (pH — 3,5), которое сравнивалось с количеством Fe^{3+}, накопившимся в стерильной пробе к тому же времени. Одновременно была установлена возможность окисления железа в стерильной пробе посредством внесения перекиси водорода. Кроме того, сравнивались скорости окисления железа перекисью водорода и кислородом воздуха в сериях растворов кислот (соляной, серной, уксусной) при pH — 2,0; 2,5; 3,0; 3,5; 4,0 для каждой кислоты. $Fe_{общ}$ и Fe^{2+} определялось фотоколориметрически на ФЭК-56 с *о*-фенантролином, по Сенделу [102]. Fe^{3+} определялось как разность $Fe_{общ}$ и Fe^{2+}. Перекись водорода определялась иодометрически методом Кингцета.

В результате опыта установлено, что T. ferrooxidans в процессе жизнедеятельности образует перекись водорода в довольно значительных количествах. Так, с учетом поправки на растворенный в воде кислород, в среде Летена содержание H_2O_2 достигло 0,04 мг/л, а в среде Сильвермана и Лундгрена 9К — 0,33 мг/л. В стерильных пробах образование перекиси водорода не отмечено.

В стерильных растворах H_2O_2 и кислот при pH 2—4 Fe^{2+} окисляется до Fe^{3+} за несколько секунд. Количество образующегося Fe^{3+} прямо пропорционально количеству H_2O_2 в растворе.

Вклад микробиологического фактора в образование конкреций может быть оценен по количеству чехлов микроорганизмов в них (рис. 51—53).

[11] Культура предоставлена И. А. Козловой.

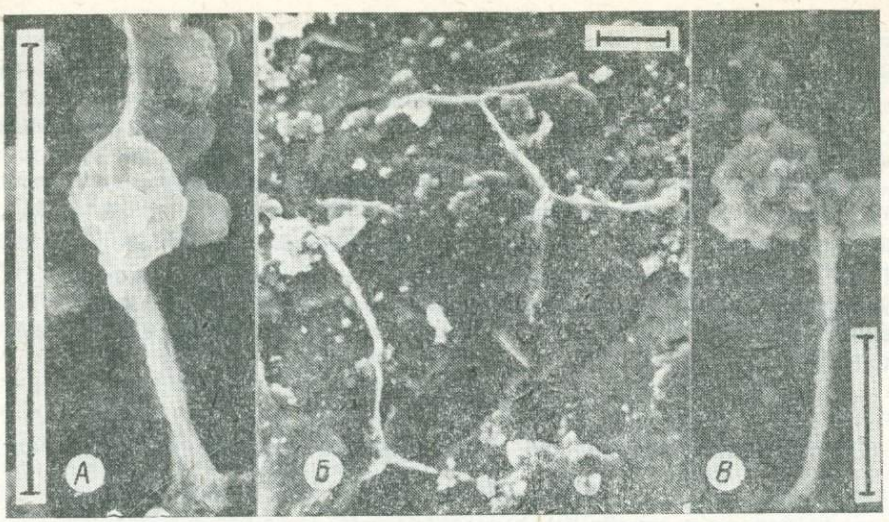


Рис. 51. Нитчатые чехлы железобактерий хорошей сохранности. *Б* и *В* один и тот же участок при различных увеличениях. Длина линии соответствует 5 мкм

Электронно-микроскопические исследования показали, что железо-марганцевые конкреции содержат то или иное количество оруденелых чехлов железобактерий различной сохранности. Хорошо сохранившиеся чехлы обычно составляют 5—10 % объема конкреции. Часто органогенные структуры перекристаллизованы и распознаются с трудом. Если считать ячеистую (губчатую) структуру конкреций скоплением чехлов (скорлупок) бактерий, а других объяснений пока нет, объем чехлов в этом случае будет составлять значительную часть всего объема. Все это свидетельствует о важной роли бактерий в конкрециеобразовании.

ЖИДКАЯ ФАЗА ДОННЫХ ОСАДКОВ

Донные осадки океанов и морей представляют собой сложную гетерогенную многофазную систему, в которой в среднем около половины массы приходится на жидкую фазу, являющуюся средой, где также развиваются процессы

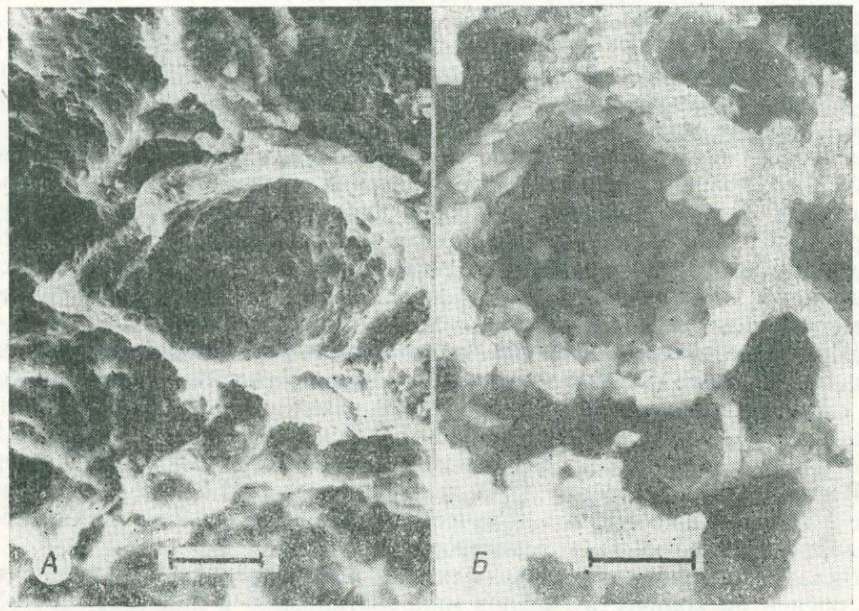


Рис. 52. Внутреннее строение чехлов железобактерий, имеющих сферическую клетку. Длина линии соответствует *А* — 5, *Б* — 1 мкм

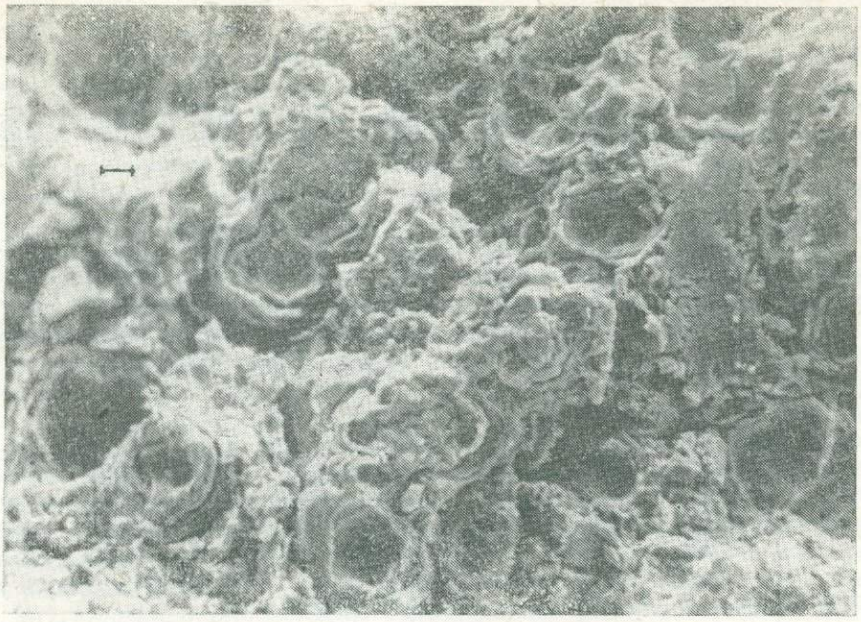


Рис. 53. Участок конкреции, почти целиком состоящий из оруденелых чехлов железобактерий. Длина линии соответствует 5 мкм.

диагенеза. Кроме того, поровые растворы осуществляют массоперенос, вызванный гетерогенными процессами гидрогеохимической миграции, приводящими к перемещению вещества в природных водонасыщенных системах путем молекулярно-конвективной диффузии с фазовыми переходами в системе вода — порода.

В основе сложнейших природных гидрогеохимических процессов массопереноса лежат химические и биохимические превращения, приводящие к растворению и осаждению; физические, которые ведут к уплотнению и дегидратации, а также многочисленные физико-химические, такие, как окисление и восстановление, метасоматоз, адсорбция и ионный обмен, гидролиз, радиолиз и др., способствующие аутигенному минералообразованию и перераспределению вещества между фазами. В реальных условиях эти процессы взаимосвязаны, они — звенья единой системы взаимодействия вода — порода. Жидкая фаза осадков при этом выполняет три основные геохимические функции: мобилизацию элементов, их транспортировку и концентрацию. В результате, с одной стороны, происходит изменение минералогического состава осадков и образование аутигенных минералов, с другой — преобразование химического состава вод. Изменения в составе жидкой фазы хорошо фиксируются химическими методами анализа и могут служить индикаторами диагенетических процессов.

Статистическая обработка данных химического состава поровых растворов и донных осадков Индийского океана позволила установить типы кривых распределения ионов в выборках, изучить законы распределения признаков в генеральной совокупности, получить наиболее достоверные оценки средних содержаний ионов, их дисперсию, вариабельность, выявить особенности поведения основных компонентов поровых растворов в процессе формирования состава седиментационных вод на ранних стадиях диагенеза (табл. 31, 32).

Для большинства компонентов установлено статистически неслучайное отклонение концентраций ионов, вызванное влиянием систематических факторов (исходный состав твердой и жидкой фаз, pH и Eh среды, скорость осадконакопления, геологическое время и др.). Степень отклонений концентраций ионов в поровых растворах осадков различного генезиса определяется состоянием термодинамически и физико-химически неравновесной системы морская вода — поровый раствор — твердая фаза осадка. Неравновесность системы на ранних стадиях диагенеза является прежде всего итогом биохимических

Таблица 31. **Основной химический состав поровых растворов осадков различных акваторий и генезиса, мг-экв/кг**

Генетические типы осадков, геоструктурные элементы дна	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
Полигенные	516—548 534 (—2,1)	55,5—59,0 57,0 (+1,4)	1,5—3,2 2,5 (+7,6)	10,4—12,2 11,3 (+14,8)	444—465 458 (—2,1)	18,5—21,5 20,2 (—0,9)	98,0—108,8 103,3 (—3,2)
Биогенные известковые	520—548 537 (—1,6)	53,1—57,5 56,0 (—0,4)	1,3—3,3 2,41 (+3,5)	9,7—14,0 11,0 (+11,3)	445—473 457 (—2,4)	19,1—20,5 19,8 (—2,6)	92,7—106,4 102,7 (—3,7)
кремнистые	525—544 538 (—1,4)	51,8—60,2 56,6 (+0,6)	2,0—2,3 2,2 (—5,6)	10,9—11,5 11,2 (+13,3)	447—465 458 (—2,1)	19,0—20,5 19,8 (—2,6)	105,4—106,8 106,0 (—0,6)
Терригенные	521—553 544 (—0,2)	27,3—57,5 50,1 (—10,8)	2,0—15,8 5,22 (+12,4)	10,3—15,3 12,2 (+22,8)	454—481 468 (0)	12,7—20,5 18,2 (—10,6)	82,9—103,4 98,4 (—7,7)
Аравийско-Индийский хребет	535—550 543 (—0,6)	53,1—57,9 56,2 (—0,15)	2,0—3,3 2,4 (+3,3)	9,7—11,3 10,6 (+6,7)	462—473 465 (—0,6)	19,5—21,5 20,2 (—0,8)	104,4—108,8 106,3 (—0,3)
Сомалийская котловина	516—548 530 (—2,0)	54,8—59,0 56,9 (+1,3)	1,5—3,2 2,61 (+11,5)	10,8—12,2 11,4 (+15,4)	444—463 452 (—3,4)	18,5—21,5 20,0 (—1,5)	98,0—106,8 102,2 (—4,2)
Бенгальский залив	521—553 542 (—0,75)	27,3—57,5 51,2 (—8,9)	1,3—15,0 4,4 (+8,8)	10,3—12,8 11,7 (+18,4)	458—481 469 (+0,2)	12,7—20,5 18,4 (—9,4)	82,9—103,4 99,1 (—7,1)
Центральная котловина	525—546 537 (—16)	51,8—60,2 56,3 (+0,06)	2,0—2,6 2,3 (—1,7)	10,9—11,5 11,2 (+13,1)	447—465 458 (—2,1)	19,0—20,5 19,7 (—3,1)	103,5—106,8 105,5 (—1,1)

Примечание. В этой и в табл. 38 даны: над чертой — предельные, под чертой — средняя концентрация компонентов и в скобках ее отклонение (в %) от средней концентрации в нормальной воде. В табл. 33 и 34 в скобках — количество анализов, взятых для расчета.

процессов и массопередачи между поровыми растворами и силикатными частицами твердой фазы осадков, интенсивность и направленность которых различны в окислительном и восстановительном типах диагенеза. Наиболее далеки от равновесного состояния терригенные осадки, в которых интенсивность восстановительных диагенетических процессов — максимальна. Очень низкое количество лабильного органического вещества и радиоактивных элементов (основных источников энергии химических процессов), а также силикатных минералов наряду с минимальными скоростями осадконакопления, делающими систему открытой, определяют химическую инертность пелагических биогенных и полигенных осадков и близкое к равновесному состояние системы. В них установлены окислительные (Eh $>$ 400 мВ) или переходные (Eh 0—400 мВ) условия, которым свойствен преимущественно окислительный тип диагенеза с минимальной интенсивностью преобразований (см. табл. 31, 32).

Состав поровых растворов осадков различного генезиса (и как следствие — различных акваторий) не идентичен. Среднее содержание неконсервативных компонентов основного состава поровых растворов биогенных и полигенных осадков сходно, однако отличается от средних их содержаний в поровых растворах терригенных осадков. Это позволило выделить два типа колонок с различным составом, направленностью и (или) темпами метаморфизации поровых растворов: в биогенных и полигенных осадках сохраняется морской тип воды, а в терригенных происходит метаморфизация поровых растворов в направлении к хлоридно-щелочному типу (с накоплением в жидкой фазе Fe, Mn, I, Br и других микрокомпонентов). Региональные различия состава поровых растворов — следствие генетических особенностей их формирования.

Помимо компонентов основного состава спектральным полуколичественным анализом в сухих остатках поровых растворов определялись Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Mo, W, Zr, Hf, Ta, Cu, Sb, Bi, Zn, Pb, Ag, Be, Cd, Sn, Ga, Ge, Sc, Y, Yb, La, Ce, Ba, Th, As.

Были обнаружены (табл. 33) элементы, относящиеся к литофильной (Cr, Mn, Ti, Zr), сидерофильной (Ni, Co, Mo) и халькофильной (Cu, Pb, Zn) группам. Концентрация других элементов оказалась ниже чувствительности метода. Надо полагать, что средние концентрации микроэлементов несколько завышены, так как многие из них определялись на границе чувствительности. Вывод, который можно сделать по данным 700 спектральных анализов твердой фазы донных осадков Мирового океана и 150 спектральных анализов поровых растворов, заключается в том, что концентрации микроэлементов в поровых растворах на один — три порядка выше, чем в морской воде и на один — три порядка ниже, чем в твердой фазе осадков.

Для понимания механизма образования конкреций важно изучать не только распределение содержания и форм Fe, Mn и сопутствующих элементов в твердой фазе и конкреционном материале, но и в жидкой фазе, а также миграцию химических элементов между твердой и жидкой фазами осадка.

Материалы по содержанию Fe и Mn в иловых водах получены А. Г. Розановым и др. [97], а по восточной части Индийского океана — М. Ф. Пилипчуком и др. [90].

Нами на 14 станциях северной части Индийского океана на глубине 0—830 см от дна роданидным методом было определено Fe в поровых растворах осадков. Ультрафильтрация пробы не производилась, поэтому результаты анализа отражают сумму истинно растворенных и коллоидных форм железа. В стационарных условиях в этих же пробах атомно-адсорбционным методом определено содержание Mn. Содержание $Fe_{общ}$ в поровых растворах (табл. 34) составляет 0,06—0,96 мг/кг. Четких закономерностей в распределении Fe в жидкой фазе осадков с глубиной в колонках не обнаружено, что объясняется региональной и вертикальной их изменчивостью. В отдельных колонках выдерживается тенденция или к увеличению, или к уменьшению концентрации Fe с глубиной. При рассмотрении средних концентраций в зависимости от Eh установлена определенная зависимость. Так, минимальная средняя концентрация Fe (0,28 мг/л) в поровых растворах переходных биогенных и полигенных осадков наблюдается на их верхней границе (Eh + 300... + 350 мВ), а максимальная (0,34 мг/л) на нижней границе (Eh0... + 50 мВ). В восстанов-

Таблица 32. **Отклонение средних концентраций (ΔC) ионов в поровых растворах осадков вариаций (v) концентраций ионов, %**

Акватория, генетический тип осадков	Na^+		Cl^-		SO_4^{2-}	
	ΔC	v	ΔC	v	ΔC	v
Индийский океан	+0,4	1,6	—1,2	1,6	+1,4	3,3
Аравийское море, Бенгальский залив	+0,5	1,7	—0,1	1,4	—5,3	18,5
Мировой океан	+1,0	1,7	+0,1	1,7	—4,0	8,1
Биогенные *	+0,7	1,5	—0,2	1,4	+0,3	6,8
Полигенные *	+1,0	1,6	+0,3	1,5	+0,3	6,5
Терригенные **	+0,6	2,1	+0,2	2,0	—5,4	17,6

* В выборки включены однотипные осадки Индийского и Тихого океанов.
** В выборки включены однотипные осадки Бенгальского залива, Аравийского и Норвежского морей.

ленных терригенных осадках она еще выше (0,47 мг/л). При этом отношение средних концентраций Fe в твердой и жидкой фазах изменяется от 43 до 27 от переходных осадков к восстановленным.

Характерно, что максимальные концентрации Fe в некоторых колонках наблюдаются в поровых растворах из слоев, непосредственно контактирующих с конкрециеносными. Это может указывать на аномальные условия среды в ближайшем окружении конкреции.

Максимальные средние концентрации Fe установлены в поровых растворах отложений Сомалийской котловины (0,41 мг/кг), которые состоят в основном из полигенных осадков, а минимальные — в поровых растворах биогенных осадков Аравийско-Индийского хребта. В поровых растворах биогенных кремнистых и терригенных осадков, покрывающих большие площади соответственно в Центральной котловине и Бенгальском заливе, концентрация Fe практически одинакова (0,33 и 0,36 мг/кг). Однако в восстановленной зоне терригенных осадков поровые растворы имеют максимальные средние концентрации Fe (0,47 мг/кг). Здесь также отмечается прямая зависимость между содержанием Fe в осадке и поровом растворе.

Таблица 33. **Результаты спектрального анализа сухих остатков поровых растворов донных осадков, мг/кг**

Акватория отбора проб	$Mn \cdot 10^2$	$Ni \cdot 10^2$	$Co \cdot 10^2$	$Ti \cdot 10^2$	$Mo \cdot 10^2$
Индийский океан	7,2—71 / 19 (35)	—	—	3,6—18 / 16 (11)	3,6—36 / 9,3 (33)
Аравийское море	3,6—36 / 16 (19)	3,6—7,2 / 3,9 (7)	—	3,6—36 / 12 (7)	3,6—36 / 9,3 (12)
Мировой океан	3,6—358 / 21 (111)	3,6—178 / 20 (28)	17,7—71 / 41 (17)	3,6—36 / 14 (38)	3,6—36 / 7,3 (114)
Морская вода *	0,2	0,2	0,05	0,1	1,0

Акватория отбора проб	$Zr \cdot 10^2$	$Cu \cdot 10^2$	$Pb \cdot 10^2$	$Ag \cdot 10^2$	Zn
Индийский океан	36—18 / 6,1 (13)	—	3,6—7,1 / 4,3 (8)	3,6—25 / 8,9 (4)	3,5—7,1 / 4,3 (6)
Аравийское море	3,6—18 / 5,4 (7)	3,6—36 / 21 (10)	3,6—7,1 / 3,9 (10)	3,6—25 / 5,7 (9)	3,5—17,8 / 10,7 (2)
Мировой океан	3,6—18 / 5,3 (41)	3,6—36 / 151 (41)	3,6—18 / 48 (27)	3,6—25 / 5,8 (19)	3,5—17,8 / 6,0 (9)
Морская вода *	0,005	0,3	0,003	0,03	0,01

* По данным А. П. Виноградова.

различных акваторий и генезиса от их средних концентраций в морской воде и коэффициенты

HCO_3^-		Ca^{2+}		Mg^{2+}		K^+	
ΔC	v	ΔC	v	ΔC	v	ΔC	v
+24	15,3	—1,2	5,0	—5,1	2,0	+18,7	8,0
+109	46,8	—3,7	14,1	—7,2	5,5	—	—
+76	43,8	—5,0	11,3	—5,6	4,1	+15,7	8,9
+23	47,1	—4,1	10,2	—5,1	2,8	+13,2	11,1
+34	49,0	—1,7	13,4	—5,2	2,8	+17,5	7,3
+152	51,4	—7,3	17,2	—6,9	5,1	+12,4	10,3

Раздельное определение FeO и Fe_2O_3 в поровых растворах переходных осадков Аравийско-Индийского хребта и Сомалийской котловины показало, что Fe представлено преимущественно оксидной формой (60 % и более).

По сравнению с Fe концентрации Mn в поровых растворах изменяются значительно больше. Это объясняют большей растворимостью соединений Mn^{2+}, а также более высоким содержанием его реакционных форм [97].

Минимальные средние концентрации Mn наблюдаются в поровых растворах окисленных известковых (1,4 мг/кг) и кремнистых (0,4 мг/кг) биогенных осадков, максимальные — в поровых растворах терригенных осадков (4,7 мг/кг). В поровых растворах полигенных осадков средняя концентрация Mn составляет 1,96 мг/кг. В отличие от Fe максимальные единичные и средние концентрации Mn приурочены к переходному слою, тяготеющему к границе восстановленных осадков. Подобная закономерность установлена для осадков Мексиканского побережья Тихого океана [97]. Такое распределение Fe и Mn согласуется с теоретическими предпосылками о различной их подвижности в зависимости от форм нахождения. В восстановленных осадках они находятся преимущественно в форме более подвижных двухвалентных соединений, которые, попадая в окислительную среду, окисляются до слабо подвижных трех-четырехвалентных форм и переходят в твердую фазу осадков. Поэтому поведение этих элементов в окислительном и восстановительном типах диагенеза различно.

Известно, что массоперенос в донных осадках осуществляется преимущественно по механизму молекулярной диффузии. Поскольку это низкотемпературная зона, поток массы определяется величиной градиента концентрации. Роль конвективного переноса массы в результате элизионного отжатия жидкой фазы в мио- и эвпелагических осадках ничтожна.

Анализ полученного материала о распределении Fe и Mn в жидкой фазе показывает, что в восстановленных и переходных осадках есть предпосылки для существования направленных вверх диффузионных концентрационных

Таблица 34. **Распределение Fe и Mn в поровых растворах осадков различных акваторий и генезиса, мг/кг**

Геоструктурные элементы дна Вещественно-генетические классы осадков	$Fe_{общ}$	$Mn_{общ}$
Аравийско-Индийский хребет	0,10—0,95 0,30 (7)	0,17—0,27 0,22 (6)
Сомалийская котловина	0,06—0,89 0,41 (17)	0,24—7,29 2,07 (19)
Бенгальский залив	0,07—0,80 0,33 (24)	0,24—11 4,09 (26)
Центральная котловина	0,17—0,72 0,34 (8)	0,11—1,01 0,38 (8)
Полигенные осадки	0,06—0,95 0,41 (17)	0,17—7,29 1,96 (16)
Биогенные осадки известковые	0,07—0,48 0,26 (16)	0,11—4,88 1,41 (18)
кремнистые	0,17—0,72 0,36 (6)	0,16—1,01 0,47 (6)
Терригенные осадки	0,06—0,80 0,35 (17)	0,24—11,7 4,7 (19)

потоков Fe и Mn. Концентрации Fe и Mn в поровых растворах на один-два порядка выше, чем в морской воде [97]. Подвижность придонных вод в пелагиали ограничена, а скорость диффузии ионов в верхних слоях составляет $^1/_2$—$^1/_3$ скорости диффузии этих же ионов в свободных растворах. Поэтому можно полагать, что количество Fe и Mn, привносимое в зону конкрециеобразования поровыми растворами и морской водой, соизмеримо. Диагенетическое конкрециеобразование возможно и в случае, когда под окисленными осадками залегают переходные. Это согласуется с представлением о том, что перераспределение аутигенного материала свойственно как восстановительному, так и окислительному типам диагенеза [31].

Поскольку конкреции образуются при взаимодействии системы вода — порода, механизм конкрециеобразования следует рассматривать как гетерогенный. При этом вклад различных элементарных процессов будет зависеть от конкретных факторов: геологического строения, состава твердой и жидкой фаз осадков, термодинамических и физико-химических условий и др.

Одним из возможных элементарных процессов конкрециеобразования может быть радиолиз воды. По Э. Г. Дегенсу [43а], в водной среде преобладающим фактором, полностью определяющим направление процессов диагенеза, является активность протонов и электронов. Подвижность в диагенезе Fe и Mn также определяется валентностью их соединений и активной реакцией вмещающей среды.

Поскольку радиолиз обусловлен выделением энергии излучения в радиационном поле Земли, он имеет глобальное значение. Согласно современным представлениям [29, 30], под влиянием ионизирующих α-, β- и γ-излучений происходит разложение воды на молекулы водорода и кислорода, в ней появляются гидратированный электрон, H_2O_2 и радикальные продукты радиолиза воды, такие, как H, OH, HO_2, H_3O, OH^-.

Гидратированный электрон и атомарный водород — очень сильные восстановители (их стандартные потенциалы соответственно равны —2,7 и —2,1 В), а радикал OH — очень сильный окислитель ($E^\circ = +2{,}06$ В), сильным окислителем является также H_2O_2.

При радиолизе водных растворов гидратированные электроны, радикалы H и OH расходуются в реакциях с растворенными веществами — акцепторами радикалов. При этом вещества, способные окисляться, такие, как I^-, Br^-, Cl^-, Mn^{2+}, Fe^{2+} и др., являются акцепторами радикалов OH, а вещества, способные восстанавливаться, например ионы Ag^+, Cu^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{4+}, Mn^{7+}, NO_2^-, NO_3^- и др., являются акцепторами гидратированных электронов и атомов H.

В результате реакций продуктов радиолиза воды с их акцепторами изменяются окислительно-восстановительное состояние и кислотно-щелочные свойства растворов. Радиолиз также существенно влияет на процессы растворения, катализа, изотопного обмена и адсорбции в водных растворах и на границе раздела фаз. Продукты радиолиза воды в системе вода — порода участвуют в разнообразных химических реакциях, включая реакции, термодинамически запрещенные для молекул воды: преобразование полевых шпатов в глинистые минералы, а последних — в оксиды, окисление нерастворимых в воде сульфидов в легкорастворимые сульфиты, тиосульфаты и сульфаты и др.

Нами выполнены экспериментальные исследования по изучению γ-излучения на систему донный осадок — поровый раствор [29, 30 и др.]. Интегральная поглощенная доза составляла 10^2—10^6 Дж/кг, которая, по расчетам И. Ф. Вовка [29], в донных осадках при фоновой радиоактивности набирается за срок от $5 \cdot 10^3$ до $5 \cdot 10^7$ лет, а при аномальной радиоактивности осадков — и за более короткое время. Влияние радиолитических процессов обнаруживалось уже при интегральных дозах 10^2—10^4 Дж/кг и повышалось с увеличением поглощенной дозы.

Как показали экспериментальные исследования, радиолиз воды интенсифицирует окислительно-восстановительные процессы в осадках и вынос рудогенных и петрогенных элементов из горных пород и минералов в воду и наряду с другими процессами приводит к перераспределению элементов между фазами [30], способствует литификации осадков, преобразует их газовый состав.

Таблица 35. **Сравнительная характеристика химического состава поровых растворов контрольных и облученных проб донных отложений (доза γ-облучения 1 · 10^6 Дж/кг)**

Проба	Si	Br	I	$Fe_{общ}$	Mn	Ni	Co	V	Cr	Mo	Cu	Pb	Ag	Zn
	мг/л			10^3 % общей минерализации										
							Контрольные пробы							
7	—	37,4	0,51	—	1	0	0	0	1	10	10	0	0,2	0
11	16	40,8	1,02	0,8	1	8	10	0	1	5	5	1	0,2	0
13	10	37,4	0,59	0,3	1	8	20	0	1	10	5	1	0,2	0
17	—	45,9	1,69	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
							Облученные пробы							
7	—	51,1	6,79	6,6	1	8	10	1	2	4	50	5	0,5	56
11	32	38,6	17,3	2,8	1	6	10	1	1	4	40	1	0,2	0
13	117	—	7,0	5,5	1	1	0	1	1	2	50	2	0,5	20
17	—	57,4	17,3	8,0	1	1	0	1	1	0,2	40	1	0,2	0

С позиций естественного радиолиза можно объяснить впервые установленные специфические особенности химического состава поровых растворов, такие, как связь содержания в них SO_4^{2-}, HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe, Mn, I^-, Br^-, SiO_2 и других компонентов с радиоактивностью донных осадков. Особенно сильно радиоактивные излучения влияют на перераспределение между фазами некоторых малых элементов (табл. 35). Количество Zn, I, Fe, иногда Si и Cu в поровых растворах облученных проб возросло на порядок; Pb, Sn, Ag — в два — пять раз; Mn, Ni, Co, V, Cr проявили лишь слабую тенденцию к накоплению в растворе, а Mo перешел в твердую фазу.

Во многих облученных пробах из отжатых поровых растворов выпал осадок в виде доломита с примесью гипса и анкерита (возможно, и вееелита), обогащенный Ti, Mn, Fe, Ni, Co, Ba, Mo и другими микроэлементами.

Экспериментальные исследования показали, что радиоактивные излучения — важный фактор диагенеза, под действием которого в восстановленных осадках происходит мобилизация и вынос в жидкую фазу сульфатов, гидрокарбонатов, Ca^{2+}, Mg^{2+}, наряду с которыми в поровых растворах накапливаются многие малые элементы (Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, V, Cr, Ag и др.). В результате поровые растворы становятся своеобразными рудоносными растворами, которые, попадая в другие физико-химические условия, выпадают в осадок, образуя цементы, жилы или концентрации рудных минералов, к которым относятся и железо-марганцевые конкреции.

Установлено, что железо-марганцевые конкреции содержат повышенное количество радиоактивных элементов, например U в два — пять раз, а Th в 20—40 раз больше, чем пелагические глины. Содержание Ra в конкрециях достигает $330 \cdot 10^{-10}$ %, т. е. оно на два порядка выше, чем в осадках, и при этом избыточно по отношению к U. Обогащение конкреций Ra может происходить в результате сорбции его из растворов $Mn(OH)_2$ [34].

Часто центром зарождения конкреций служат различные органические остатки (рыбные кости, зубы акул, фосфатизированные остатки дерева и др.), содержание Th в которых иногда превышает в 2—80 раз их количество в донных осадках [2]. Повышенная радиоактивность железо-марганцевых конкреций (или центров зарождения будущих конкреций) обусловливает интенсивное протекание радиолиза воды на границе раздела фаз. При этом по мере накопления $Mn(OH)_2$ радиоактивность конкреций должна увеличиваться.

В Индийском океане на ст. 2172 на одном из обломков базальтов была обнаружена железо-марганцевая корка. Радиоактивность этого обломка оказалась на два порядка выше радиоактивности других обломков.

Пелагические конкреции обычно формируются в поверхностном слое донных осадков, имеющих нормальную или слабокислую реакцию. На контакте с конкреционным слоем наддонная вода содержит, как правило, растворенный кислород. В этих условиях в присутствии кислорода атомарный водород и гидратированный электрон, возникающие при радиолизе воды, вступают

с ним в реакции, образуя HO_2^+ и O_2^-, являющиеся активными окислителями. В кислой среде происходит также конверсия гидратированного электрона в атомарный водород и образование ион-радикала H_2^+, также обладающего окислительными свойствами.

Потенциалы окисления Fe^{2+} в Fe^{3+} и Mn^{2+} в Mn^{4+} соответственно составляют 0,77 и 1,23 В, значения Eh в поверхностном слое конкрециеносных пелагических осадков не превышают 0,6 В. Однако, как отмечают И. И. Волков и др. [33], измерения Eh дают усредненное значение для иловой воды, а различные включения, например твердые частицы органического вещества, создают в непосредственной близости от частиц «микроатмосферу», резко отличающуюся от фоновой. Вероятно, подобную «микроатмосферу» в поверхностном слое осадков на контакте радиоактивной конкреционной и жидкой фаз создают и кислородсодержащие продукты радиолиза воды, что обеспечивает окисление и перевод растворенных Fe и Mn в твердую конкреционную фазу.

В [18] отмечается, что из раствора Mn осаждается при прогрессивном росте окислительных условий, что согласуется с наличием в конкрециях трех марганцевых окисных минералов, отражающих увеличение степени окисления при их формировании в следующей последовательности: 1-нанометровый манганит — 0,7-нанометровый манганит — MnO_2. По нашему мнению, прогрессивный характер окисления в этом случае может быть обусловлен ростом интенсивности радиолитического окисления Mn, вызванной увеличением поглощенной дозы с возрастом конкреции, с одной стороны, и увеличением радиоактивности в результате сорбции Ra по мере роста конкреции — с другой.

Таким образом, в восстановительных условиях радиолиз воды является одним из процессов, участвующих в мобилизации Fe и Mn, а в условиях окислительной среды в поверхностном слое пелагических осадков при наличии центров с повышенной радиоактивностью на контакте их с кислородсодержащими придонными водами вносит определенный вклад в перевод подвижных Fe и Mn в твердую конкреционную фазу.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ КОНКРЕЦИОННЫХ ПРОСЛОЕВ

До последнего времени изучение генезиса конкреций основывалось на представлении о формировании последних преимущественно на границе вода — осадок. По-видимому, принципиально новые данные может дать детальное исследование конкреционных прослоев в пелагических осадках, о существовании которых в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах появляется все больше данных.

Конкреции и корки в толще осадков южной части Индийского океана обнаружены ранее на глубине 2565—4261 м. В колонках длиной до 17,5 м неогеновых и четвертичных донных осадков железо-марганцевые образования распределялись послойно и тяготели к перерывам в осадконакоплении, в частности к границе между красными глинами и известковыми илами. Многослойное развитие конкреций отмечают П. Л. Безруков [10], Н. А. Лисицына и Г. Е. Бутузова [74], Е. С. Базилевская [6] в Сомалийской, Маскаренской, Мадагаскарской, Центральной, Западно-Австралийской и других котловинах (табл. 36, см. рис. 41).

Несмотря на то что глубоководным бурением дно Индийского океана по сравнению с другими акваториями изучено гораздо меньше, в скважинах отмечаются прослои железо-марганцеворудной фации и конкреции [6]. В частности, в скв. 239, расположенной к востоку от о-ва Мадагаскар, мелкие конкреции находятся на глубине 280 м в окисленных карбонатных верхнепалеоценовых осадках, такого же типа образования встречены в скв. 250 (см. рис. 41).

Нашими исследованиями захороненные конкреционные горизонты установлены в Сомалийской и Аравийской котловинах (ст. 2171/2 и 2175/1), разделенных тектонически-активной зоной Аравийско-Индийского хребта. Изучение поверхности конкреций, их веса и объема, окислительно-восстановительного потенциала вмещающих осадков, распределения Fe и Mn в поровых растворах

Таблица 36. **Многослойное развитие железо-марганцевых конкреций в Индийском океане**

Станция / глубина, м	Конкреционный горизонт, см от поверхности дна	Количество конкреционных слоев	Вмещающие осадки	Литературный источник
4550 / 5209	25—27, 45—48, 49—51, 188—189, 320—321	5	Красная глина, обогащенная радиоляриями	[11]
4605 / 5365	0—6, 155—156	2	Радиоляриевый ил	
4660 / 4480	135—136, 144—148	2	Фораминиферовый алевритоглинистый ил	
4798 / 4365	0—6, 135—136, 144—148	3	Фораминиферовый алевритовый ил	
4890 / 3836	0—3, 314—317	2	Фораминиферовый алевритоглинистый ил	
4892 / 4740	0—14	1	То же	
4897 / 4277	3—4, 188—190	2	» »	
5005 / 4360	146—147, 179—180	3	Известковый фораминиферовый коричневый ил (0—105 см), ниже красная глина	
1932 / 4840	0—75	1	Глинистый ил	[74]
1938 / 4740	0—50, 95—125, 295—310	3	» »	
2039/1 / 5080	45, 132—138, 235—240	3	Глубоководная красная глина	[71]
2039/2 / 5085	0—10	2	То же	
2039—4 / 5005	270—280, 300—320 и 440—445	3	» »	
2087—1 / 4350	0—8, 18—20, 30	3	Карбонатные (кокколито-фораминиферовый ил)	
2098—3 / 4990	100, 125 и 273	3	Слабокремнисто-глинистый ил	
2100—2 / 5110	35—40	1	Кремнисто-глинистый ил	
2101—1 / 4870	42—47	1	То же	
2105—4 / 5360	35—38, 52—55	2	Слабокремнисто-глинистый ил	
2244—1 / 5120	0—5, 49—56, 67—70, 72—77, 215—225, 393—395	6	Глубоководная красная глина	
2251—3 / 4060	85—87	1	Кокколитовый ил	
2171/2 / 4250	77—83, 89—93, 321—329, 341—346	4	Фораминиферовый алевритопелитовый ил	[129]
2175/1 / 3980	0—3, 5—10, 23—29, 54—58, 333—337, 397—402, 445—452	7	То же	

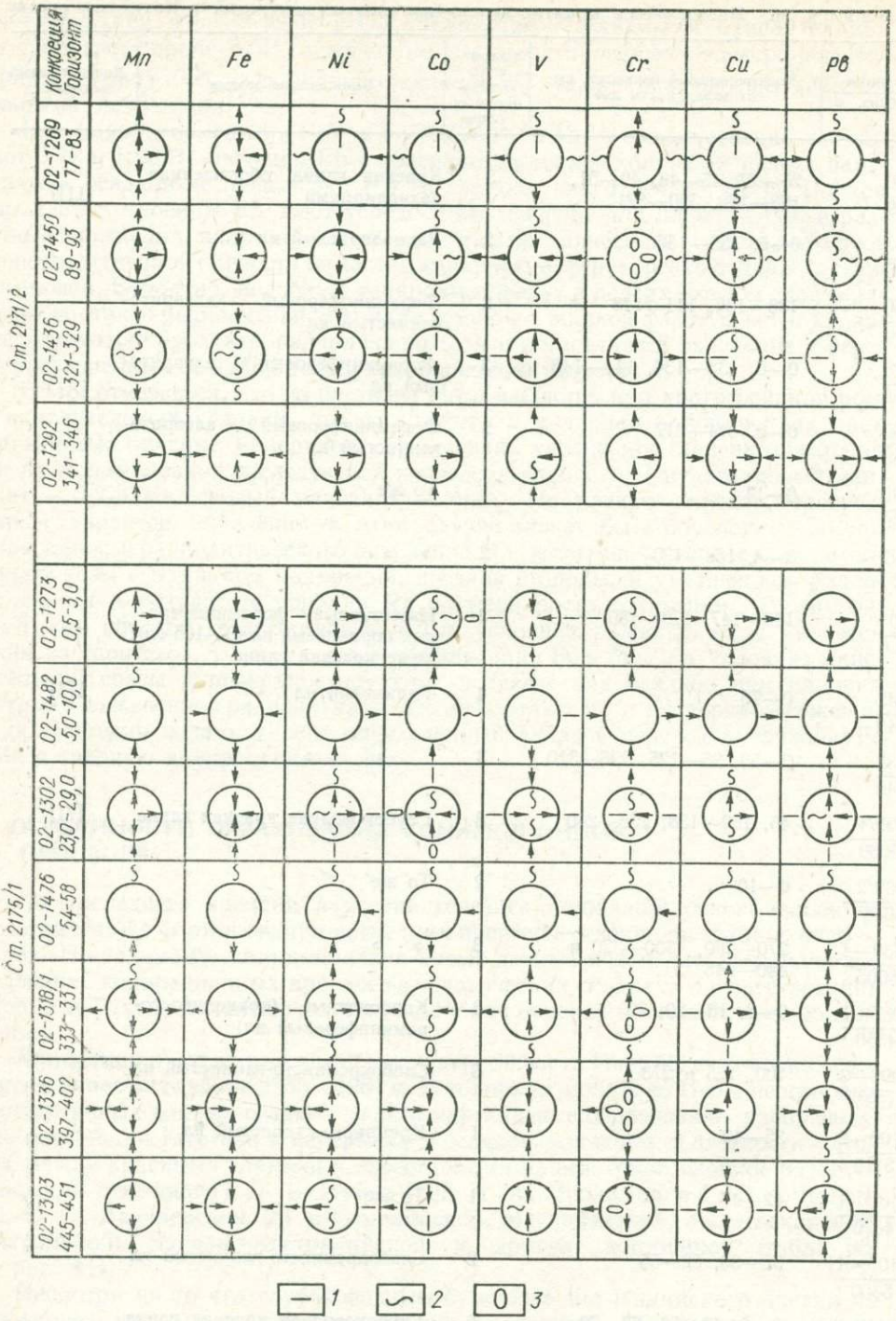


Рис. 54. Характер поведения Mn, Fe, Ni, Co, V, Cr, Cu и Pb в конкрециях и вмещающих осадках (ст. 2171/2 и 2175/1):

1 — не определялось; *2* — нет зависимости; *3* — нулевое содержание (в пределах точности метода). Направление стрелок указывает увеличение содержания. Fe и Mn определены химическим анализом, остальные элементы — полуколичественным спектральным

проводилось для получения новых данных о поведении захороненных конкреций в ранней стадии диагенеза. Изучался химизм как самих конкреций, так и вмещающих осадков. Анализ материалов по содержанию MnO, MnO_2, FeO и Fe_2O_3 показывает довольно четкую картину поведения этих элементов в самих конкрециях и сложное распределение в осадке вокруг конкреций (рис. 54)

Непосредственно в конкреции закономерно увеличивается содержание MnO и MnO_2 от центра к внешнему слою. Исключение составляют конкреции 02—1302 и 02—1303 с резким уменьшением MnO_2 в поверхностном слое. Также закономерно ведет себя Fe, однако в отличие от Mn содержание Fe_2O_3 увеличивается от внешнего слоя к центру.

Во вмещающих осадках в пробах из зоны развития конкреций (02—1482, 02—1336, 02—1303) содержание MnO увеличивается по направлению к конкреции, в других случаях — только снизу (02—1269, 02—1450) или сверху (02—1436, 02—1292). Иногда схема распределения элементов еще сложнее. Резкое обеднение осадков по сравнению с конкрециями характерно для MnO_2. И лишь вокруг конкреции 02—1269 и 02—1436 содержание MnO_2 увеличивается от периферии опробованного слоя к конкреции. В большинстве проб химическим анализом MnO_2 не обнаруживается, за исключением нескольких проб, находящихся в непосредственной близости от конкреций.

Таблица 37. **Результаты сравнения распределения элементов в конкрециях и вмещающих илах**

Элемент	Кк	*R*	Элемент	Кк	*R*
Mo	63,78	6,61	Y	1,31	1,30
Pb	47,44	6,62	Zr	1,18	1,17
Co	15,36	6,62	Ti	0,96	0,10
Ni	9,44	6,42	Be	0,66	0,73
Fe	4,79	6,54	Mg	0,59	5,15
V	3,73	6,51	Ba	0,58	3,96
La	3,03	3,76	Si	0,54	5,72
Cu	2,48	5,76	Al	0,36	6,39
Mn	1,79	4,05	$C_{орг}$	0,25	3,99
Vb	1,57	1,73	Sc	0,25	2,67
P	1,44	2,92	Ca	0,08	6,54

Примечание. Критическое значение критерия Манна — Уитни при $\alpha = 0{,}05$; $R = 1{,}96$. Кк — коэффициент концентрации.

Нет четкой закономерности и в распределении содержания FeO в околоконкреционном пространстве. В отдельных случаях отмечается обеднение, (02—1450, 02—1336), в иных — обогащение (02—1269, 02—1436, 02—1292, 02—1303) околоконкреционного пространства. В то же время визуально вокруг конкреции 02—1303 в свежем керне наблюдается осветленный ореол, свидетельствующий об обеднении вмещающего осадка Fe и Mn.

В распределении Fe_2O_3 в околоконкреционных породах четко выдержанных закономерностей для всех конкреций не наблюдается. Наиболее интересная картина вырисовывается вокруг конкреции 02—1269. Здесь в непосредственной близости от конкреции (2—16 мм) содержание Fe_2O_3 возрастает в сторону конкреции, в то время как в 35—75 мм, наоборот, уменьшается. В других опробованных околоконкреционных пространствах наблюдается такая же, а иногда обратная картина. В отдельных случаях закономерность в распределении Fe_2O_3 прослеживается лишь в одной плоскости. По материалам ст. 2171/2 и 2175/1 изучалось распределение химических элементов и устанавливались их парагенетические ассоциации в железо-марганцевых конкрециях и вмещающих илах с использованием статистической обработки результатов химического и эмиссионного спектрального анализов [132] с помощью непараметрического метода (критерий Манна — Уитни — R)[12].

Результаты сравнения распределения элементов и коэффициенты их концентрации Кк (табл. 37), рассчитанные как отношение средних содержаний элементов в конкрециях к их содержанию в илах, позволяет выделить три группы элементов:

1. Накапливающиеся в конкрециях: Mo, Pb, Co, Ni, Fe, V, La, Cu, Mn, P.
2. Накапливающиеся в осадках: Ca, $C_{орг}$, Sc, Al, Si, Ba, Mg.
3. Без существенных различий их содержаний в конкрециях и осадках: Be, Ti, Zr, Y, Yb.

Первая группа, отображающая ряд интенсивности накопления элементов в конкрециях, свидетельствует об отсутствии определенной устойчивости в степени накопления этих элементов в конкрециях, что подтверждает выводы Н. С. Скорняковой [104].

[12] Статистическая обработка и интерпретация геохимической информации произведены Э. А. Янчуком и Б. И. Смирновым.

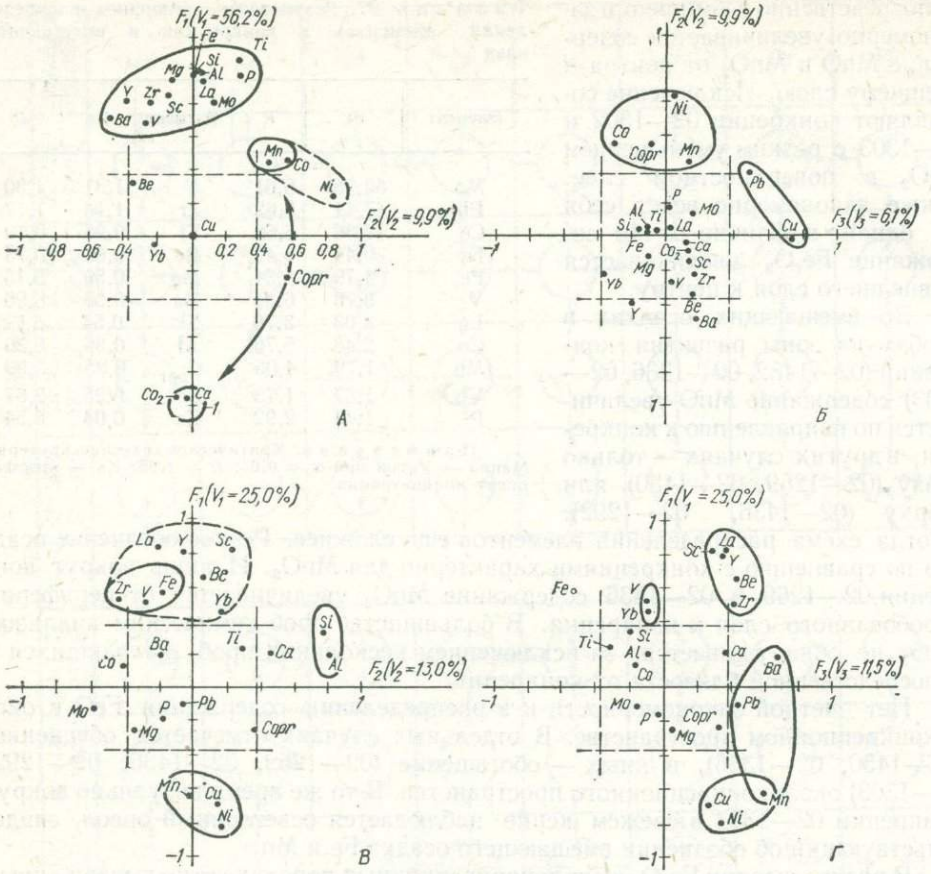


Рис. 55. Группирование химических элементов (по величинам факторных нагрузок) в пространстве факторов {Fγ} для илов (*А*, *Б*) и конкреций (*В*, *Г*). V_1, V_2, V_3 — вклады факторов F_1, F_2, F_3 в общую изменчивость системы, %

Ряды интенсивности накопления элементов в конкрециях по отношению к вмещающим илам следующие:

Mn > Co > Ni > Cu > Pb > Mo > Sr > V > Zn > Fe > Ti > La (104);

Co > Mn > Ni > Cu > Mo > V > Zr > Fe > P > Ti (54);

Co > Mo > Ni ≃ Mn > W > Nb > Cu > U ≃ Th > Zn > Fe (156);

Mo > Pb > Co > Ni > Fe > V > La > Cu > Mn > P (данные авторов).

Помимо сравнения содержания элементов в илах и конкрециях был соответственно проведен анализ эволюции интенсивности и направления взаимосвязи между элементами. Построение геохимических систем, которые рассматриваются как парагенетические ассоциации элементов, сформировавшихся под воздействием специфических для каждой ассоциации природных факторов, выполнялось методом главных компонент (МГК) — одной из наиболее употребительных разновидностей факторного анализа [132].

Результаты обработки геохимической информации с применением МГК представлены в графической форме (рис. 55). Элементы, сходно реагирующие на действие одноименных факторов, образуют в факторном пространстве более или менее компактные группы, которые выделены на рисунках замкнутыми линиями. Обращают внимание четкие группировки элементов в полях факторов для илов, значительный их разброс в таковых для конкреций, что обусловлено перераспределением элементов при конкрециеобразовании.

Для илов (см. рис. 55, *А*, *Б*) отчетливо проявляются доминирующая по количеству элементов Al, Si, Ti, Fe, Mg, P, La, Mo, Sc, Zr, V, Y, Ba и полярная ей CO_2 — Ca-ассоциации. Результаты рентгенометрического анализа (рис. 56) образцов с экстремальными значениями фактора F_1 показали, что в пробах с максимальным его значением преобладают монтмориллонит, иллит, каолинит,

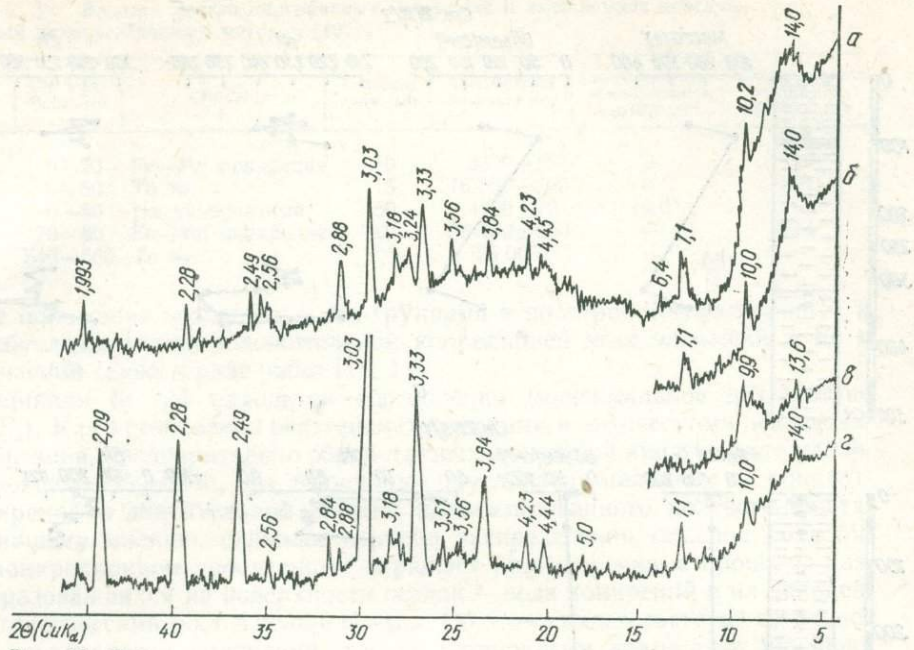


Рис. 56. Дифрактограммы илов:

а — исходный обр. 02—1447; *б* — исходный обр. 02—1447, обработанный 10 % HCl, *в* — обр. 02—1447; прокаленный при температуре 600° С в течение 2 ч; *г* — исходный обр. 02—1456 (анализы Э. А. Янчука)

хлорит при незначительном содержании кальцита и кварца, а при минимальном — кальцит.

В илах тесная связь Fe с другими элементами, входящими в состав силикатов, убедительно свидетельствует о его нахождении в них, а не в виде гидроксидов. Н. М. Страхов [112] подчеркивал, что в океанах и морях кальций осаждается преимущественно биогенным путем. В частности, большую роль микробиологических процессов в создании локальных физико-химических условий, необходимых для карбонатообразования, отмечает Р. Рейсвелл [168]. В связи с этим следовало бы ожидать тесную связь $C_{орг}$ с CO_2 и Ca. Однако этого не наблюдается, а происходит обособление $C_{орг}$ и смещение его в сторону фактора F_2 (см. рис. 55, *А*), что указывает на двойственную роль органического вещества — как инициатора органогенного происхождения кальцита и как осадителя Mn, Pb, Co и особенно Ni. Подчеркнем, что на накопление Mn, Pb, Co влияют и фактор F_1 и фактор F_2. Концентрирование этих элементов обусловлено частично вхождением их в силикатные минералы. Роль биогенного фактора особенно проявляется снятием фактора F_1 и переходом к рассмотрению ассоциаций в поле факторов F_2—F_3, где наглядно проявляется парагенетическая связь $C_{орг}$ с Mn, Co и Ni (см. рис. 55, *Б*). По-видимому, именно этим можно объяснить наличие осветленного ореола вокруг одной из конкреций. В этом относительно небольшом пространстве (на удалении не более 1—2 см от поверхности конкреции) происходит стягивание Mn, его фиксация в виде гидроксидов и затем образование микроконкреций или на поверхности большой захороненной конкреции, или в околоконкреционном пространстве. Об этом свидетельствуют и наши данные о поведении Mn непосредственно в конкрециях, где четко увеличивается (во всех изученных конкрециях) концентрация Mn от центра к внешним концентрам конкреций.

Особая роль биогенного фактора в накоплении Mn (и сопутствующих элементов) подчеркивается также приуроченностью наиболее высоких концентраций этого элемента к зонам повышенного содержания органического вещества и в осадках [11, 104].

В распределении Cu основную роль играет фактор F_3. Обособленность Cu от остальных элементов, по-видимому, объясняется существованием сульфидных форм, возможность образования которых подтверждается наличием локальных участков с резко восстановительными условиями.

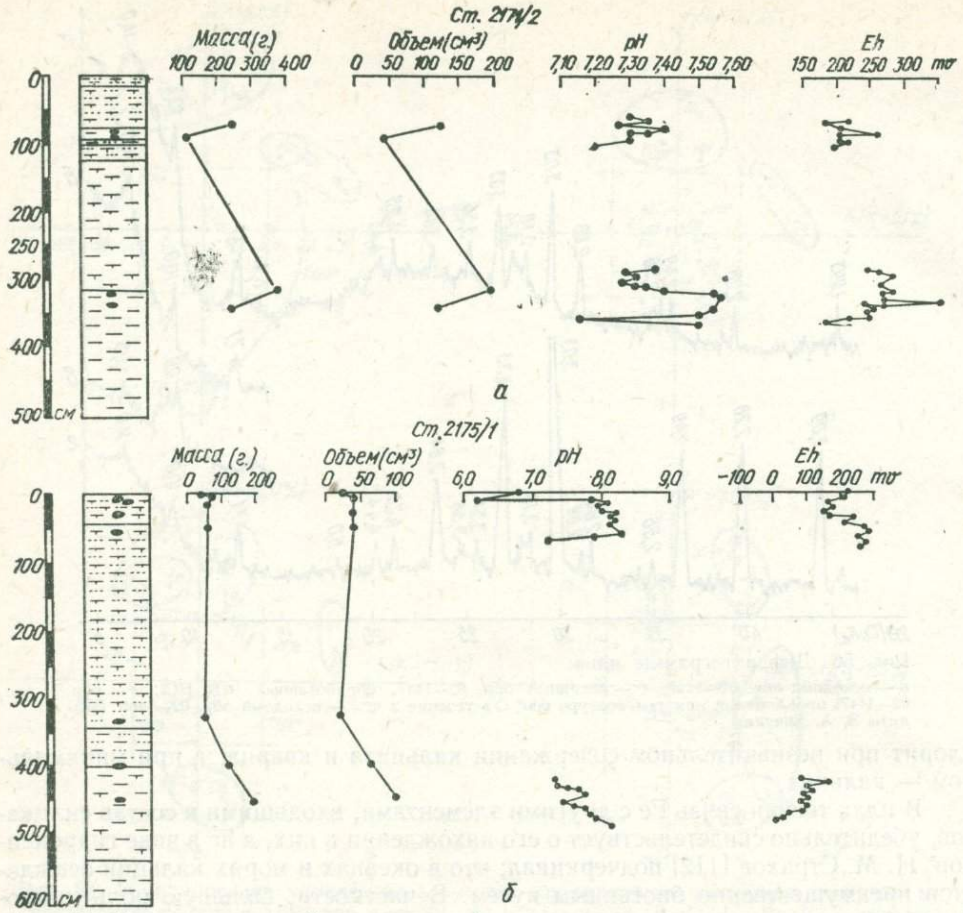


Рис. 57. Данные массы и объема конкреций:
а — ст. 2171/2; *б* — 2175/1

Динамику процесса конкрециеобразования дает графическое представление факторных нагрузок для элементов в пространстве факторов F_1—F_2 и F_2—F_3 (см. рис. 55, *В*, *Г*). Начальная стадия седиментации отображена в пространстве факторов F_1 и F_2, где проявляются две четко выраженные полярные Fe- и Mn-ассоциации.

Группа микроэлементов V, Zr, а также La, Y, Yb, Be и Sc, ассоциирующие с Fe, свидетельствуют об их совместной миграции и соосаждении при конкрециеобразовании, в связи с чем и наблюдается их тяготение к обогащенным Fe концентрам конкреций. На стадии раннего минералогенеза (поле факторов F_1—F_2), выражающегося в образовании аморфной $FeOOH \times H_2O$, происходит их обособление в отдельную группу.

Марганцевый парагенезис (Mn, Cu, Ni) образует полярную по отношению к Fe группу. Такой парагенезис неоднократно подтверждается и другими исследователями.

В то же время на распределение Mn, а также Pb и Ba существенно влияет фактор F_3. Этим и объясняется промежуточное положение Mn между Cu, Ni и Pb, Ba в пространстве факторов F_1—F_3.

Анализ образцов с экстремальными значениями факторов F_1—F_3 показал наличие двух различных фаз — рентгеноаморфного и хорошо раскристаллизованного тодорокита. В конкрециях преобладает рентгеноаморфная фаза, что отражается в абсолютной величине фактора F_1. Тодорокит надежно диагностируется рентгенометрическими (см. табл. 30) и электронно-микроскопическими исследованиями (см. рис. 50). Наличие его в конкрециях объясняет ассоциация Mn с Ba и Pb. Последние входят в структуру этого минерала. Накопление в конкрециях Mo и Co значительно (см. табл. 28). Обращает внимание их проме

Таблица 38. **Возраст железо-марганцевых конкреций и вмещающих осадков, определенный радиоуглеродным методом [107]**

Проба	Слой отбора, мм	Образец	Толщина слоя, мм	Абсолютный возраст, лет	Скорость осадконакопления, мм/1000 лет	Скорость роста конкреций, мм/1000 лет
02—1293	0—50	Fe—Mn конкреция	10	8300±160	—	1,12
02—1293	0—50	То же	15	16 500±200	—	0,01
02—1293/1	0—50	Ил карбонатный	50	4700±70	10,6	—
02—1482	70—80	Fe—Mn конкреция	20	36 450±800	—	0,54
02—1496	540—580	То же	25	53 000	—	—

жуточное положение между Fe- и Mn-группами в пространстве факторов F_1 и F_2, что обусловливается положительной корреляцией этих элементов с Fe и Mn, отмечаемой также в ряде работ [11, 12].

Ассоциация Si—Al находится обособленно (максимальное воздействие фактора F_2). Как установлено рентгенометрическими и оптическими исследованиями образцов, предварительно обработанных щавелевой кислотой для удаления гидроксидов Fe и Mn, эта ассоциация обусловлена наличием в концентрах конкреций в значительной степени пелитизированного полевого шпата.

По нашему мнению, сложная картина распределения окислов Fe и Mn в околоконкреционном пространстве отражает противоречивые процессы развития образовавшихся на поверхности осадок — вода конкреций и их дальнейший диагенетический рост в толще осадка. Об этом свидетельствует детальное изучение поверхности конкреций, где не установлены какие-либо признаки растворения, а, наоборот, наблюдаются фигуры роста, а также увеличение объема и массы конкреций по разрезу колонок (рис. 57) и наличие вокруг некоторых из них структур облекания. Показательны в этом отношении и результаты определения pH и Eh, которые свидетельствуют о более или менее постоянной картине распределения этих величин и незначительном изменении их в [illegible]ах развития конкреций по сравнению со всей колонкой осадка, хотя постепенное уменьшение Eh в конце интервала колонки указывает на восстановление осадков.

В случае деградации конкреций происходило бы также и неизбежное обогащение окружающих осадков и поровых растворов Fe и Mn. Фактический материал этого не подтверждает. Послойное измерение активности радиоуглерода дало возможность подсчитать [107] возрастные индексы и скорость роста конкреций и накопления вмещающих осадков (табл. 38). Разница в возрасте конкреций и вмещающих осадков существенна (в 2—3 раза), а скорость осадконакопления на порядок выше скорости роста поверхностного слоя конкреции. Все это позволяет предполагать, что рост конкреций продолжается и после их захоронения. Данных об абсолютном возрасте конкреций из Индийского океана немного, а сами результаты довольно разноречивы. Так, Ш. Петтерсон [167] определил скорость роста конкреций 1 мм в тысячу лет. Д. С. Николаев, Е. И. Ефимова [87] разграничивают два понятия — абсолютный возраст конкреций и время их роста. Абсолютный возраст авторам определить не удалось, а время роста для Тихого океана для разных конкреций и разных слоев изменяется от 0,62 до 1,6 мм в 1000 лет, а для Индийского океана — 39 мм в 1000 лет. По определениям радиевым методом [87] скорости роста конкреции из Индийского океана для 1—2 слоя — 2,3; 2—3 — 7,6 и 1,3 слоя — 4,2 мм в 1000 лет. Скорость роста вычислялась по радию. Ю. В. Кузнецов и Ю. Н. Поспелов [65] указывают, что скорости роста, определенные радиевым методом, сильно завышены вследствие миграции радия из поверхностных слоев в глубь конкреций. По их данным скорости роста конкреций Тихого и Индийского океанов незначительны и составляют 3—6 мм/10^6 лет по распаду ^{230}Th и 4—7 мм/10^6 лет по ^{231}Pa.

Таким образом, приведенные факты позволяют предполагать седиментационно-диагенетическое происхождение конкреций. Образовавшиеся на границе раздела вода — осадок железо-марганцевые стяжения могут в определенных условиях продолжать рост и в толще осадков, а в некоторых случаях деградировать и растворяться.

Глава 7

ФОСФОРИТОНОСНОСТЬ

Индийский океан — наименее изучен с точки зрения фосфоритоносности. Однако выполненные нами исследования позволяют утверждать, что фосфориты на этой акватории не экзотические образования. При этом шельф Аравийского моря и Аденского залива в районе о-ва Сокотра выделяется в самостоятельную фосфоритоносную провинцию. Наиболее подробно мы изучали осадки глубоководных котловин, материкового склона и шельфа прилегающих континентов северо-западной части океана (см. рис. 1, табл. 1).

Фосфор в глубоководных осадках. Для характеристики распределения фосфора были выбраны наиболее представительные колонки из центральной части Аравийского моря и Бенгальского залива, сложенные глинистыми карбонатными илами с содержанием карбонатов более 30 % и глинистыми илами с карбонатностью до 15 %.

Полученные данные позволили заключить, что карбонатные осадки характеризуются в среднем несколько более высоким содержанием P_2O_5 (0,21—0,18 %), однако более определенной корреляционной зависимости между количеством карбоната кальция и фосфорного ангидрита установить не удалось, так как количественные значения P_2O_5 не выходят за пределы геохимического фона. Более высокие значения парной корреляции проявляются в слабокарбонатных осадках между повышенным содержанием суммы оксидов железа (до 10 %) и увеличением содержания P_2O_5. В карбонатных осадках при относительно стабильном содержании суммарного железа количество фосфорного ангидрида составляет 0,04—0,30 %.

Аналогичные результаты получены для глубоководных осадков восточной части Индийского океана.

Фосфор в осадках материкового склона. На материковом склоне Индостана и Аравийского п-ова до глубины 100 м широко развиты органогенные пески, глинисто-алевритовые и глинисто-песчаные илы, а на больших глубинах преобладают глинистые и глинисто-алевритовые осадки с переменным содержанием $CaCO_3$ (8,43 — 80,00 %). Количество фосфорного ангидрида в этих осадках обычно такое, как и в глубоководных образованиях (0,08—0,29 %) при несколько более низких средних значениях (0,14 %).

Фосфор в осадках шельфа северо-западной части Индийского океана. В осадках шельфа встречаются преимущественно песчаные высоко карбонатные разновидности с переменным содержанием глинистой компоненты. Наиболее распространены органогенные фораминиферовые среднезернистые пески с включениями раковин крупных моллюсков и их фрагментов, количество которых в отдельных пробах достигает 20 % и более. Терригенные компоненты содержатся главным образом во фракциях алеврито-песчаной размерности, количество которых иногда составляет 50 % веса пробы (терригенно-органогенные пески различной размерности).

Определение содержания P_2O_5 в валовых пробах (табл. 39, 40) показало, что в глинистых разновидностях песчано-органогенных илов среднее количество его даже ниже, чем в глубоководных органогенных песках (до 0,14 %). Однако именно в этих осадках были обнаружены конкреционные образования фосфоритов, а в отдельных пробах количество фосфора увеличивается. Так, на ст. 1517 на Аравийском шельфе в районе о-ва Масира в осадках, представленных зеленовато-серым глинистым органогенным крупнозернистым песком, состоящим из многочисленных раковин фораминифер, ракушечного детрита и раковин мелкорослых моллюсков с мелкими норами донных организмов, общее содержание P_2O_5 составило 2,95 %. Повышенная фосфатизация осадка связана с микроконкрециями фосфоритов, представленных слаболитифицированными комочками фосфатно-глинистого материала с примесью органогенного песка. Такие микроконкреционные образования приурочены к фракциям осадков крупнее 0,5—0,25 мм. Во фракции менее 0,25 мм суммарное содержание фосфорного ангидрида составило всего 0,40 %.

Таблица 39. Химический состав донных осадков шельфа Западного Индостана и Аравийского п-ова, %

Оксид	Ст. 1487	Ст. 1493	Ст. 1498	Ст. 1500	Ст. 1534
	1	2	3	4	5
SiO_2	0,22	33,72	54,92	32,26	7,98
TiO_2	0,00	0,31	0,44	0,38	0,23
Al_2O_3	0,00	9,32	12,90	8,57	2,06
Fe_2O_3	0,00	0,81	2,00	1,01	1,99
FeO	0,36	3,23	3,60	3,23	0,72
MnO	0,01	0,05	0,09	0,07	0,04
MgO	2,93	2,65	4,00	2,64	2,42
CaO	43,39	22,64	7,40	22,90	43,48
Na_2O	1,29	1,80	2,15	2,02	1,10
K_2O	0,04	2,00	1,33	1,74	0,35
P_2O_5	0,07	0,14	0,02	0,16	0,17
$SO_{3общ}$	0,4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SO_3	Не опр.	0,21	0,00	0,06	0,17
S	» »	0,34	0,21	0,26	0,29
H_2O	0,36	0,84	0,53	0,64	0,95
П. п. п.	7,28	4,53	3,19	7,98	8,69
CO_2 карб	37,80	17,16	7,04	15,84	29,52
$C_{орг}$	Не опр.	0,53	0,10	0,31	0,28
Cr_2O_3	» »	Не опр.	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,20	100,26	99,95	100,30	100,41
Сумма —O=S	100,20	100,09	99,82	100,17	100,30

Примечание: 1 — песок; 2—5 — ил песчано-глинистый.

Пофракционные исследования распределения содержания фосфора подтвердили предположение о достаточно широком развитии фосфатизированных осадков, в той или иной степени обогащенных микроконкреционными стяжениями (см. табл. 40). Повышенные концентрации в них фосфатов, связанные с крупнопесчаными фракциями осадков, были обнаружены на участках шельфа у Бомбейского залива в пробах, взятых на ст. 1544 и 1545. В первой из них на глубине 90 м в разнозернистых зеленовато-серых органогенных песках с примесью ракушечного детрита и оолитов повышенное содержание фосфатов отмечается в крупной и средней фракциях (0,5—2,0 и 0,25—0,5 мм). Во второй, полученной с глубины 20 м, повышенная фосфатизация приурочена к фракции крупнее 0,25 мм темно-зеленых глинистых песков с примесью фораминифер.

Скопления собственно конкреций фосфоритов в шельфовой зоне обнаружены у о-ва Сокотра (ст. 1484) вблизи северо-восточной оконечности Африки и на шельфе Индостана на траверсе порта Куилон (ст. 1). Единичные находки конкреционных фосфоритов установлены на шельфе Аравийского п-ова (ст.1517) и на ступенчатом поднятии материкового склона (ст. 1516) в районе о-ва Масира.

У о-ва Сокотра скопления фосфоритов выявлены на глубине 210—220 м в краевой юго-западной части шельфа (ст. 1484), которая представляет ступенеобразное понижение, отделенное от узкой полосы островного мелководья уступом высотой 100 м. На этом понижении отмечаются выходы скальных пород, лишенных осадочного чехла.

Поднятая проба фосфоритов насчитывала 326 штук конкреционно-галечных образований общим весом 1 кг 109 г, весьма разнообразных по форме, размерам, цвету и характеру поверхности. Преобладающая часть фосфоритов имеет размеры 2—3, единичные достигают 5 см. Цвет фосфоритов темно-коричневый, встречаются разности светлых тонов.

На шельфе Индостана массовое скопление фосфоритов обнаружено на глубине 260—300 м на траверсе порта Куилон (ст. 1). Местонахождение фосфоритов приурочено к тыловой части ступенеобразно погруженного участка шельфа, оконтуренного изобатой 400 м. Донные осадки представлены

Таблица 40. **Фракционный химический состав песчаных осадков шельфа Индостана и Аравийского п-ова, %**

Компонент	Ст. 1492		Ст. 1517		Ст. 1544				Ст. 1545	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO	3,40	9,15	18,40	21,26	3,10	1,52	1,76	4,68	11,24	12,32
TiO_2	0,00	0,00	0,16	сл.	0,05	0,00	0,00	0,05	0,20	0,31
Al_2O_3	0,30	1,14	5,25	3,55	0,00	1,00	1,00	0,99	2,50	2,10
Fe_2O_3	0,80	1,00	1,20	0,80	0,40	2,00	2,00	0,60	2,80	4,00
FeO	0,72	0,72	0,36	0,72	0,90	0,35	0,35	0,72	1,44	0,71
MnO	сл.	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,07
MgO	2,11	1,91	2,93	2,58	1,05	1,01	1,15	0,28	3,00	3,00
CaO	48,30	44,32	35,26	35,22	51,39	49,44	48,72	49,90	40,60	38,08
Na_2O	1,00	1,10	1,45	1,60	0,53	0,25	0,25	0,64	0,90	0,80
K_2O	0,10	0,30	1,05	0,60	0,16	0,10	0,20	0,20	0,26	0,35
P_2O_5	0,25	0,16	2,95	0,40	0,30	1,84	1,98	0,20	0,17	2,85
$SO_{3общ}$		Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,17	0,00	0,03	0,36	Не опр.	0,00
SO_3	0,22	0,48	Не опр.	0,10	Не опр.	Не опр.	0,00	Не опр.	0,00	Не опр.
S	0,36	0,00	» »	0,27	» »	» »	0,03	» »	0,23	» »
H_2O	0,42	0,64	0,46	0,88	0,37	0,20	0,64	0,52	1,14	0,52
П. п. п.	8,01	0,42	2,05	9,35	0,91	0,96	2,21	5,03	4,47	2,68
CO_2 карб.	33,88	29,62	26,30	22,00	40,83	41,35	39,60	34,32	30,36	31,56
$C_{орг}$	0,20	0,12	1,67	0,64	Не опр.	0,20	0,21	1,65	0,43	0,76
Сумма	99,97	100,10	100,63	100,43	100,17	100,32	100,10	100,25	99,83	100,11
Сумма —O = S	99,79	—	100,30	100,30	—	100,32	100,09	100,21	99.72	—

Примечание: 1, 3, 5, 9 — валовые пробы; 2, 4, 6, 8, 10 — фракции (в мм): 2 — >0,25; 6—2 — 5; 7 — 0,5—0,25; 8 — <0,25. S и Cr_2O_3 определялись лишь в пробе 5, где содержание их равно 0, Cl^- в пробе 3 (1,04) и 6 (0,00), а F — в пробе 8 (0,08).

преимущественно известковыми песками, нередко со значительной примесью глинистого материала. Поднятые тралом фосфориты массой около 1 т имели трубчатую форму с наружным диаметром 8—9 см, диаметр внутреннего канала 1,8—3,9 см при максимальной длине до 35 см.

Химические исследования фосфоритов показали, что содержание P_2O_5 значительно изменяется, наиболее стабильны эти значения для фосфоритов шельфа Сокотры (28,58—25,55 %). В трубчатых фосфоритах шельфа Индостана максимальное содержание P_2O_5 составляет 10,27 %, а распределение их по концентрическим слоям от периферии к центру изменяется соответственно от 7,60 до 6,20 и 4,90 % (табл. 41).

При анализе данных химических определений обращает внимание высокая степень карбонатности описываемых фосфоритов, а также относительно высокое содержание фтора в фосфоритах Сокотры при почти полном отсутствии хлора.

Фосфориты подводных гор и поднятий. В последние годы нами по Северной Атлантике были получены данные о закономерной приуроченности некоторых типов фосфатизированных осадков и проявлений фосфоритов к таким тектонически активным структурным элементам ложа океана, как подводные горы и поднятия. Образование на них фосфоритов, железистых и железо-марганцевых конкреционных образований связывается нами с гидротермальными явлениями или процессами дегазации земной коры. Мы полагаем, что и фосфоритовые проявления банки Агульяс в южной части Индийского океана определяются этой закономерностью.

Месторождение фосфоритов на банке Агульяс (ст. 2) — одно из наиболее известных местонахождений фосфоритов в Индийском океане у южной оконечности Африки. Фосфориты были обнаружены здесь еще в 1873 г. на самой банке и на расстоянии нескольких десятков миль от нее к юго-востоку на глубинах 120—3500 м. В дальнейшем указанное местонахождение фосфоритов посещалось многими зарубежными и советскими экспедициями. Фосфориты здесь представлены в основном плитчатыми образованиями, а также округлыми и угловатыми желваками размером 1—6 см. Содержание P_2O_5 в желваках составляет 19,96—23,54 %. Среди них выделяются три основных литологических типа фосфоритов: фосфоритовые конгломераты, фосфатизированные известняки и фосфатизированные конгломераты с микрофауной. Начало фосфатизации исходных пород предположительно относится к эоцену. Абсолютный возраст фосфоритов по соотношению изотопов урана не древнее 8×10^5 лет. Образование их связывается с диагенезом осадков в результате апвелинга холодных океанических вод, глубоко проникавших в зону шельфа, или с накоплением фосфоритов биогенным путем из остатков организмов.

Все эти факторы имели определенное значение при образовании фосфоритов, однако они не решают главного вопроса — источника поступления фосфора. Мы считаем, что при выявлении такого источника необходимо учитывать особенности геологического развития тектонически активных структур морского дна и связанного с ним глубинного поступления фосфора. Показателем этого могут служить относительно высокие содержания фтора и других компонентов.

В этом плане заслуживают внимания плотные обломки фосфоритов плитчатой формы и литифицированные комочки фосфатизированного глинистого песка, обнаруженные в темно-зеленых песчано-глинистых алевритовых карбонатных илах на ст. 1516 с глубины 849 м в районе о-ва Масира (северо-восточная часть Аравийского моря). Аналитические исследования (табл. 41) показали, что вмещающие осадки содержат P_2O_5 до 4,86 %. Слаболитифицированные комочки алеврита и плитчатые обломочки — типичные фосфариты, в которых количество фосфорного ангидрита составляет 23,00—24,95 %. При этом содержание $CaCO_3$ в плитчатых образованиях примерно в два раза ниже, чем в алевролитах. В фосфоритах обнаружен фтор (до 3,51 %) при полном отсутствии хлора, а в фосфатизированных вмещающих алевритах хлор составляет 0,86 % при полном отсутствии фтора.

Морфогенетические особенности фосфоритов. Фосфориты Аравийского моря и Аденского залива характеризуются значи-

Таблица 41. **Химический состав фосфоритов Индийского океана, %**

Компонент	Ст. 1484			Ст. 1					Ст. 2	Ст. 1516		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	2,79	4,45	3,40	10,46	11,94	15,97	10,07	13,75	3,55	12,92	38,80	13,60
TiO_2	0,22	0,18	0,13	0,19	0,18	0,25	0,22	0,18	0,15	0,10	0,12	Не опр.
Al_2O_3	3,18	4,59	1,37	4,05	5,21	4,82	5,60	2,94	3,15	0,81	2,73	1,80
Fe_2O_3	5,89	8,00	5,61	4,32	13,41	12,00	1,61	6,41	7,59	1,13	0,81	1,59
FeO	0,88	1,44	1,43	1,43	0,86	2,15	1,44	1,79	0,72	0,79	1,44	Не опр.
MnO	0,18	0,02	0,07	0,06	0,03	0,04	0,00	0,00	0,32	0,04	0,01	0,00
MgO	0,54	2,53	1,66	6,77	5,96	9,22	13,90	10,30	1,68	1,85	3,80	2,17
CaO	44,12	40,30	43,68	25,87	25,34	23,62	27,22	26,46	42,74	39,47	24,34	32,72
Na_2O	1,07	0,60	0,70	0,60	0,65	0,89	0,70	0,78	0,80	1,42	1,87	Не опр.
K_2O	0,32	0,50	0,55	0,55	0,56	0,90	0,80	0,70	0,70	0,92	0,81	» »
P_2O_5	28,58	25,55	27,42	10,27	8,70	7,60	4,90	6,20	22,54	23,00	4,86	24,95
H_2O гигр.	1,59	0,72	2,14	1,11	1,43	1,14	0,46	0,76	0,50	1,26	0,56	Не опр.
П. п. п.	2,25	2,21	1,64	4,20	5,39	3,56	0,00	1,49	3,27	2,60	0,78	» »
CO_2 карб	8,10	7,55	8,80	29,04	18,92	16,72	32,00	26,60	11,00	9,60	17,16	21,12
$C_{орг}$	Не опр.	0,79	0,55	0,53	0,75	1,24	0,48	0,92	0,88	0,99	1,50	0,45
F	2,34	1,75	1,60	1,05	1,69	0,20	0,15	0,50	1,40	3,51	0,00	2,37
Cl	0,00	0,00	0,02	0,09	0,03	0,03	0,06	0,07	0,08	0,02	0,86	0,00
Сумма	101,05	101,18	100,77	101,07	101,11	100,35	99,61	99,85	101,07	101,43	100,45	100,98
Сумма —O = F	100,49	100,44	100,09	100,40	100,46	100,26	99,54	99,64	100,46	99,95	100,26	100,38

Примечание: 1, 4, 5 — валовая проба; 2 — септария; 3 — конкреция уплощенная; 6, 8 — трубчатая конкреция, слои: 6 — наружный слой; 7 — промежуточный; 8 — внутренний; 9 — пластовый фосфорит; 10 — плитчатый фосфорит; 11 — вмещающая порода; 12 — фосфотизированный алеврит.

тельным разнообразием типов и форм, а также структурных и текстурных признаков, хотя в генетическом отношении они подобны. Так, среди конкреционных фосфоритов шельфа о-ва Сокотра по морфологическим признакам и отношению осей А : Б : С выделяется в соответствии с классификацией Вассоевича четыре морфологические группы: 1) стержневидные конкреции; 2) удлиненные, подразделяющиеся на удлиненно-округлые и удлиненно-уплощенные; 3) уплощенные; 4) неправильной формы. В генетическом отношении эти конкреции относятся к биолитам, значительная часть которых представляет собой копрогенные остатки, в той или иной степени подвергшиеся деформации еще на стадии рыхлого осадка.

Трубчатые фосфориты Индостанского шельфа однотипны по морфологическим признакам. Образование их связано с зонально-концентрическим наращиванием конкреционного фосфатно-карбонатного вещества на стенках цилиндрических полостей — мест обитания роющих донных организмов.

Фосфориты шельфа Аравийского п-ова в основном состоят из комочковидных слаболитифицированных стяжений, пронизанных многочисленными мелкими (1—3 м) цилиндрическими полостями — норками донных организмов. Стенки этих полостей сцементированы тонкими корочками коллоидального фосфатно-глинистого вещества, причем цементацией охвачен и вмещающий осадок вокруг этих полостей. По сути — это зачаточные формы фосфоритовых стяжений, у которых полости-норки донных организмов послужили своего рода каркасом, вокруг которого наращивалась масса стяжений вследствие диффузии фосфатного вещества во вмещающий осадок.

Аналогичный облик и текстуру имеют плитчатые фосфориты, поднятые со ступенчатого выступа на материковом склоне. В них, как и комочковидных фосфоритах, порода пронизана многочисленными полостями-норками донных организмов, однако литификация осадка однороднее. Образование плитчатых и комочковидных фосфоритов, судя по их текстуре, связано с литификацией поверхностного уплотненного слоя осадка, в котором обитают донные организмы.

Совершенно иной облик имеют стяжения фосфоритов в фосфатизированных осадках Индостанского шельфа и материкового склона в районах заливов Бомбей и Кач. В отличие от рассмотренных выше конкреционных образований это прежде всего микростяжения, которые в органогенных песках (ст. 1544, район залива Бомбей) представлены фосфатизированными копрогенными пелетами размером 0,5—2,0 мм, напоминающими оолиты. Часть пелет сцементирована и образует конгломератовидные стяжения, наблюдающиеся и на шельфе о-ва Сокотра (ст. 1484). В глинистых песках (ст. 1545) — это псевдоморфозы по органическим остаткам тонкопесчаной и алевритовой размерности. В глинистых фораминиферовых илах (ст. 1516, шельф Аравийского п-ова) формируются рыхлые фосфатно-глинистые агрегаты, пронизанные норками пелет.

Полученные материалы позволяют заключить, что фосфориты рассматриваемого района представляют главным образом биолиты, в той или иной степени связанные с жизнедеятельностью морских организмов.

Структура фосфоритов. Конкреционные фосфориты в шлифах имеют структуру глинистую, глинисто-алевритовую, обусловленную тем, что конкреции слагаются дисперсным изотропным глинисто-фосфатным веществом скрытокристаллического строения. Текстура фосфоритов преимущественно массивная, неупорядоченная.

В трубчатых цилиндрических конкрециях наблюдается зонально-концентрическая текстура с хорошо обособившимся ядром (у цилиндрических конкреций) и тонкой концентрически-сегментовидной слоеватостью (трубчатые конкреции). Нередко наблюдаются трещины дегидратации разной ориентировки (радиальные, концентрические, беспорядочно ориентированные) и разной ширины — тонкие (волосяные) и сравнительно широкие — до 3 мм, обычно выполненные кальцитом.

Терригенная примесь состоит преимущественно из тонкоракушечного детрита и незначительной примеси аллотигенного кварца, реже — полевых шпатов, амфиболов и слюд.

Аутигенные минералы представлены в шлифах конкреций пелитоморфными и кристаллическими разностями кальцита, который выполняет мелкие полости в конкрециях, иногда совместно с глауконитом: встречаются редкие включения пирита. Для фосфоритов характерна также бурая пигментация фосфатного вещества оксидами и гидроксидами железа. Повышенные концентрации оксидов железа наблюдаются обычно в поверхностном слое конкреции.

По минеральному составу конкреционные фосфориты состоят преимущественно из аморфного изотропного фосфатного вещества, сорбированного в виде агрегатов и агрегатных скоплений зеленоватой или зеленовато-бурой окраски. В массе этого вещества иногда встречаются отдельные призматические микрокристаллы апатита размером 0,03—0,08 мм. В проходящем свете кристаллы бесцветны, очень редко слабо окрашены в зеленоватый цвет. Двупреломление очень низко с серыми или слабо желтоватыми цветами интерференции, отдельные кристаллы изотропны, погасание прямое, удлиненное отрицательное, одноосные, с показателем преломления 1,628—1,632.

Рентгеноструктурные, ИК-спектрометрические и термические исследования конкреционных фосфоритов позволили заключить, что фосфатное вещество состоит из карбонатапатита и, возможно, фторкарбонатапатита.

Радиоуглеродное датирование фосфоритовых конкреций показало, что возраст их составляет от 6490 $\pm$ 200 и более 50 000 лет, причем скорость роста конкреций за 1000 лет — 0,04—0,1 мм.

Как видно из изложенного, фосфоритообразование происходит и в современную эпоху, а сами фосфориты и фосфатизированные осадки представляют полигенные образования. Их формирование связано как с седиментационными факторами и диагенетическими превращениями осадков, так и с наложенными процессами, которые определились глубинным поступлением фосфора в водную толщу и в осадки.

Установленные местонахождения фосфоритов и фосфатизированных осадков на шельфе северо-западной части Индийского океана могут служить исходными пунктами для постановки специальных исследований на поиски этого вида минерального сырья, а также выявления районов, перспективных для рыболовства.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексные исследования Индийского океана дали возможность глубже изучить геологию и металлогеническую специализацию различных в структурном отношении участков океанического дна, выделить зоны, перспективные для поисков полезных ископаемых.

Возраст донных осадков, особенности и скорости осадкообразования в голоцене, изменение климата и батиметрического положения отдельных участков дна во времени, реконструкция палеогеографической ситуации голоцена были определены стратиграфическим анализом преимущественно фораминиферовых комплексов.

По геологическим и геофизическим данным о тектонических структурах и строении литосферы изученного региона построена плотностная модель земной коры, установлены генетическая структура верхней мантии восточной части Индийского океана, гравитационное поле, тектонические особенности Аравийско-Индийского и Восточно-Индийского хребтов, Зондской островодужной системы и Зондского желоба.

На основе вещественно-генетического изучения осадочного чехла охарактеризованы процессы осадкообразования в целом, выделены седиментационные зоны региона и их геохимическая специализация. Методом микроспектрального анализа исследовался один из важнейших осадкообразующих компонентов — карбонатное фораминиферовое вещество, отражающее влияние седиментационной обстановки на химизм раковин. Отдельные виды фораминифер могут являться в соответствующих седиментационных зонах активными концентраторами химических элементов, в том числе и рудных.

Изучение магматических и метаморфических комплексов (базальтов, долеритов, метабазитов, габброидов, серпентинизированных перидотитов, жильных образований) главным образом из рифтовой зоны и трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта позволили выделить по минеральным равновесиям и расплавным включениям для магматических разностей высокотемпературную стадию их кристаллизации, а для метаморфических — средне- и низкотемпературный метаморфизм, приуроченный к зонам рассланцевания и катаклаза, а также установить физико-химические условия формирования этих пород и выявить слоистое строение океанической земной коры.

Рудная минерализация кристаллических пород магматических и метаморфических комплексов рифтовой зоны и трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта, представленная в ультрабазитах хромшпинелидами, магнетитом, халькопиритом, пирротином, в базальтах разлома Мария Целеста — самородным и гидроксидным железом, сульфидами, магнетитом, мартитом и другими, указывает на перспективность эндогенной металлогении океана.

В последнее время значительно возросло внимание к железо-марганцевым конкрециям, которые содержат такие ценные в промышленном отношении элементы, как медь, цинк, свинец, никель, кобальт, молибден и некоторые другие. Отдельные промышленно развитые капиталистические страны (США, ФРГ, Англия, Франция, Япония) активизируют усилия по опытно-промышленным исследованиям конкреций как сырья для металлургической промышленности. В этой связи заслуживают внимания железо-марганцевые конкреции, развитые в северной и экваториальной частях Индийского океана, где описаны основные поля: тектонически активной зоны Аравийско-Индийского

хребта, Сомалийское, Аравийское, Центральное. Изучение минералого-геохимических и генетических особенностей конкреций и вмещающих осадков, в частности роли биогенного фактора, исследование геохимии жидкой фазы донных осадков в областях развития захороненных конкреционных прослоев свидетельствуют об их седиментационно-диагенетическом происхождении. Широкое развитие железо-марганцевых образований на срединно-океаническом хребте, поля железо-марганцевых корок, обнаруженные на северо-западе Аравийско-Индийского хребта, выявленные многопластовые конкреционные залежи Сомалийского и Аравийского полей, указывают на значительно большие масштабы оруденения.

Фосфоритовые конкреции обнаружены на шельфе и подводном склоне Индийского субконтинента, близ о-ва Сокотра; в северо-западной части Индийского океана оконтурена новая фосфоритоносная провинция, что вновь привлекает внимание к фосфоритоносности района. Необходимо исследовать системы вода — взвесь — донный осадок — поровый раствор в районах конусов выноса крупных рек, а также — придонная вода — взвесь — донный осадок — поровый раствор — рудогенные образования (металлоносные осадки, рудные корки и пр.) в зонах рифтовых долин и трансформных разломов. Последнее могло бы способствовать выявлению факелов и потоков рудного вещества в придонных (и наддонных) водах, познанию особенностей его распространения и концентрации на геохимических барьерах как на стадии седиментогенеза, так и раннего диагенеза.

Металлогеническая специализация океана формируется в результате сочетания экзогенных и эндогенных факторов, проявляющихся источниками питания рудогенным веществом, и обстановкой его концентрации и фиксации на дне океана. При этом в различные пространственно-временные интервалы каждый из источников в рудном процессе может доминировать или быть равнозначным. Точное определение этого соотношения требует дальнейшего совершенствования методов исследований.

Необходимо тщательнее изучать геохимические особенности минерального (карбонатного и кремнистого) биогенного компонента в седиментационном цикле и его роль в мобилизации и транспорте вещества в осадок.

Полученные новые данные по геологии и металлогении Индийского океана могут быть использованы и для других районов Мирового океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреев С. И.* Факторы, регулирующие образование железо-марганцевых конкреций в Мировом океане.— В кн.: Геология и твердые полезные ископаемые Мирового океана : Сб. науч. тр. Л., 1980, с. 33—39.
2. *Арренцус Дж., Меро Дж., Коркиш Я.* Происхождение марганцевых минералов океана.— В кн.: Минеральные богатства океана. М. : Прогресс, 1969, с. 360—376.
3. *Артемьев М. Е., Страхов В. Н., Лапина М. И., Токарев Л. М.* Плотностные неоднородности под системой островных дуг.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1982, № 1, с. 3—24.
4. *Артюшков Е. В.* Геодинамика.— М. : Наука, 1979.— 327 с.
5. *Аументо Ф., Ланкаревик Б. Д., Росс Д. И.* Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с. ш.).— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М. : Мир, 1973, с. 168—197.
6. *Базилевская Е. С.* Железо-марганцевые проявления в осадочной толще океанского дна (по данным глубоководного бурения).— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5, с. 38—51.
7. *Базилевская Е. С., Ильичева Л. В., Степанец М. И.* О механизме формирования железо-марганцевых конкреций океана.— Там же, 1979, № 4, с. 85—94.
8. *Батурин Г. Н., Розанова Т. В.* О проявлениях рудной минерализации в рифтовой зоне Индийского океана.— В кн.: Исследование по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М., 1972, т. 2, с. 192—202.
9. *Безруков П. Л.* Распределение железо-марганцевых конкреций на дне Индийского океана.— Океанология, 1962, **2**, № 6, с. 112—116.
10. *Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф.* Железо-марганцевые конкреции Индийского океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7, с. 3—20.
11. *Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф.* К геохимии железо-марганцевых конкреций Индийского океана.— Там же, 1973, № 9, с. 18—37.
12. *Безруков П. Л., Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. и др.* Железо-марганцевые конкреции Тихого океана.— М. : Наука, 1976.— 300 с.
13. *Белевцев Р. Я., Говоров Н. Н., Качанов Н. Н. и др.* Основные и ультраосновные породы Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта.— Киев, 1979.— 66 с.— (Препринт / АН УССР. Ин-т геол. наук).
14. *Белевцев Р. Я., Говоров И. Н., Савельева Г. Н. и др.* Петрография кристаллических пород Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта.— Геол. журн., 1980, **40**, № 2, с. 23—33.
15. *Белевцев Я. Н., Шнюков Е. Ф., Старостенко В. И., Митропольский А. Ю.* Первая специализированная геолого-геофизическая экспедиция АН УССР в Индийский океан.— Киев, 1979.— 46 с.— (Препринт / АН УССР. Ин-т геол. наук).

15а. *Беляева Н. В.* Особенности химического состава раковин планктонных фораминифер.— Океанология, 1973, **2**, № 3, с. 303—306.

16. *Бетехтин А. Г., Кашин С. А.* Минералогия Халиловских месторождений хромистого железа на Ю. Урале.— В кн.: Хромиты СССР. М. : Изд-во АН СССР, 1937, т. 1, с. 35—46.
17. *Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н.* Структурно-текстурные особенности эндогенных руд.— М. : Недра, 1964.— 598 с.
18. *Бонатти З., Нейаду Р.* Происхождение марганцевых конкреций на дне океана.— В кн.: Минеральные богатства. М. : Прогресс, 1969, с. 328—359.
19. *Бурмистрова И. И.* К стратиграфии глубоководных осадков восточной части Индийского океана по бентосным фораминиферам.— В кн.: Морская микропалеонтология. : Наука, 1978, с. 163—170.
20. *Бурьянов В. Б., Карабович С. В., Русаков О. М., Соловьев В. Д.* О выборе функции приведения при интерпретации гравитационных аномалий.— В кн.: Теория и методика интерпретации гравимагнитных полей. Киев : Наук. думка, 1981, с. 245—253.
21. *Варенцов И. М.* Геохимия переходных металлов в процессе формирования железо-марганцевых руд в современных бассейнах.— В кн.: Минеральные месторождения : Докл. сов. геологов. Междунар. геол. конгр., 25 сессия. М. : Наука, 1976, с. 79—96.
22. *Варенцов И. М., Диков Ю. П., Баков Н. В.* К модели формирования железо-марганцевых руд в современных бассейнах. (Эксперименты по синтезу окисных фаз марганца, железа, никеля, кобальта на гидроокислах железа).— Геохимия, 1978, № 8, с. 1198—1210.
23. *Васильева В. И., Колесник Ю. Н., Бердичевский Г. В.* Самородный железо-никель из серпентинитов Восточно-Саянского гипербазитового пояса.— Докл. АН СССР, 1976, 4, № 231, с. 969—972.

24. *Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
25. *Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана.— М. : Наука, 1967.— 215 с.
26. *Виноградов А. П.* Геохимические проблемы эволюции океана.— В кн.: Основные проблемы океанологии : Второй океаногр. конгр. М. : Наука, 1968, с. 133—180.
27. *Виноградов А. П., Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В. и др.* Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10, с. 3—27.
28. *Виноградов Г. В.* Самородное железо из гранитоидов северо-западной части Кольского полуострова.— Материалы по минералогии Коль. п-ва, 1965, № 4, с. 129—131.
29. *Вовк И. Ф.* Радиолиз подземных вод и его химическая роль.— М. : Недра, 1979.— 231 с.
30. *Вовк И. Ф., Клещенко С. А.* О влиянии радиоактивных излучений на химический состав поровых растворов донных отложений Черного и Средиземного морей.— Пробл. гидрогеологии и инж. грунтоведения, 1975, № 4, с. 157—166.
31. *Волков И. И.* Предисловие.— В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М. : Наука, 1976, с. 3—4.
32. *Волков И. И.* К вопросу о механизме формирования железо-марганцевых конкреций в современных осадках.— Геохимия, 1977, № 6, с. 916—924.
33. *Волков И. И., Севастьянов В. Ф.* Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М. : Наука, 1968, с. 163—169.
34. *Волков И. И., Соколов В. С.* Германий в железо-марганцевых конкрециях современных осадков.— Литология и полез. ископаемые, 1970, № 6, с. 37—45.
35. *Гайнанов А. Г.* Гравиметрические исследования земной коры океанов.— М. : Изд-во МГУ, 1980.— 240 с.
36. *Геология* и геофизика дна восточной части Индийского океана (по материалам 54-го и 58-го рейсов НИС «Витязь»).— М. : Наука, 1981.— 255 с.
37. *Геолого-геофизический* атлас Индийского океана.— М. : Гл. упр. геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1975.
38. *Геофизика* океана / Под ред. Монина. М. : Наука, 1978, 2.—455 с.
39. *Гогель Н. Г.* К вопросу о происхождении самородного железа в гранитоидах.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 50—53.
40. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М. : Мир, 1968, с. 132—227.
41. *Грудинин М. И., Секерин А. П.* Самородное железо в гипербазитах Шаманского массива.— Докл. АН СССР, 1979, **245**, № 5, с. 1208—1210.
42. *Данилов М. А., Юшкин Н. П.* Первая находка олигоценовой лавы с самородным железом на севере Русской платформы.— Там же, **249**, № 6, с. 1430—1432.
43. *Деорецкая О. А., Пушкина З. В.* О минералогии и геохимии отложений к югу от острова Шри-Ланка.— Там же, 1974, **215**, № 6, с. 1466—1469.
43а. *Дегенс Э. Г.* Геохимия осадочных образований.— М. : Мир, 1967.— 299 с.
44. *Дженчураев Д. Д., Соломонович Л. И.* О находке иоцит- и железо-содержащих шариков в гранитоидах Кошкаал-Тау (Южный Тянь-Шань).— Зап. Кирг. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, № 8, с. 86—89.
45. *Дидковский В. Я., Иваник М. М.* Корреляция плейстоценовых осадков Карибского моря по материалам 3-го и 7-го рейсов НИС «Академик Вернадский».— Геол. журн., 1976, **36**, № 6, с. 163—170.
46. *Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я.* Петрография и петрохимия коренных пород Аравийско-Индийского хребта.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М. : Наука, 1972, т. 2, с. 156—191.
47. *Дмитриев Л. В., Барсуков В. Л., Удинцев Г. Б.* Рифтовые зоны океана и проблема рудообразования.— Геохимия, 1970, № 8, с. 935—944.
48. *Дубинина Г. А.* Механизм окисления двухвалентного железа и марганца железобактериями, развивающимися при нейтральной кислотности среды.— Микробиология, 1978, **47**, № 4, с. 591—599.
49. *Егиазаров В. Х., Андреев С. И., Аникеева Л. И., Айнемер А. И.* Механизм образования железо-марганцевых конкреций Мирового океана.— В кн.: Геология и твердые полезные ископаемые Мирового океана : Сб. науч. тр. Л., 1980, с. 5—19.
50. *Ермолаев П. В., Королюк В. Н.* Состав и строение магнитных гранитоидов.— Докл. АН СССР, **240**, № 1, с. 155—158.
51. *Жабина Н. Н., Демидова Т. П., Морозов А. А.* Соединения серы в Сомалийской котловине Индийского океана.— Геохимия, 1979, № 12, с. 1868—1882.
52. *Живаго В. Н.* Распределение эоловой взвеси над центральными и северными районами Индийского океана.— В кн.: Гидрофизические и оптические исследования в Индийском океане. М. : Наука, 1975, с. 200—213.
53. *Икорский С. В., Поляков А. И.* Результаты исследования газов в магматических породах рифтовых зон.— Геохимия, 1973, № 6, с. 1594—1599.
54. *Исаева А. Б.* Химический состав железо-марганцевых конкреций Индийского океана.— Литология и полез. ископаемые, 1967, № 3, с. 43—56.
55. *Йодер Г. С.* Образование базальтовой магмы.— М. : Мир, 1979.— 288 с.
56. *Калиненко В. О., Белокопытова О. В., Николаева Г. Г.* Бактериогенное формирование железо-марганцевых конкреций в Индийском океане.— Океанология, 1962, **11**, № 6, с. 1050—1059.
57. *Каляев Г. И., Сырский Б. Н., Насиров А. Я., Авдеев А. И.* Основные черты рельефа

и тектоники Аравийско-Индийского хребта.— Киев, 1979.— 51 с.— (Препринт / АН УССР. Ин-т геол. наук).
58. *Канаев В. Ф.* Рельеф дна Индийского океана.— М. : Наука, 1979.—240 с.
59. *Карабович С. В., Русаков О. М.* Особенности строения коры и верхней мантии Аравийско-Индийского и Чагос-Лаккадивского хребтов.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1982, № 1, с. 19—22.
60. *Классификация* и номенклатура магматических горных пород : Справ. пособие / О. А. Богатиков, В. И. Гоньшакова, С. В. Ефремова и др.— М. : Недра, 1980.— 160 с.
61. *Клещенко С. А.* Исследование жидкой фазы донных осадков в связи с конкрециеобразованием.— Геол. журн., 1982, **42**, № 2, с. 85—91.
61а. *Кобленц-Мишке О. И.* Первичная продукция планктона Мирового океана.— В кн.: Программа и методика изучения биоценозов водной среды. М. : Наука, 1971, с. 11—27.
62. *Козленко В. Г., Русаков О. М., Старостенко В. И.* Трехмерная региональная гравитационная модель северной части Индийского океана.— Геофиз. журн., 1980, **2**, № 5, с. 14—24.
63. *Коржинский Д. С.* Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических данных.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 9, с. 23—25.
64. *Крашенинников В. А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан).— Вопр. микропалеонтологии, 1977, № 19, с. 124—127.
65. *Кузнецов Ю. В., Поспелов Ю. Н.* Скорости роста конкреций Тихого и Индийского океанов.— Радиохимия, 1978, **20**, № 3, с. 463—473.
66. *Курепин В. А.* Активность компонентов, термодинамические характеристики реакций и фазовые равновесия в системе Fe — O при высоких температурах и давлениях.— Геохимия, 1975, № 10, с. 1475—1483.
67. *Курносов В. Б., Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О.* Подводное выветривание стекловатых базальтов на дне океана.— Литология и полез. ископаемые, 1976, № 1, с. 3—19.
68. *Кусиро И. Н., Йодер Г. С.* Реакции между форстеритом и анортитом при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М. : Мир, 1968, с. 294—299.
69. *Лазаренко Е. Е., Кузнецова С. В., Белевцев Р. Я.* Температурные условия кристаллизации базальта из рифтовой части Аравийско-Индийского хребта.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1981, № 5, с. 14—16.
70. *Лазуренко В. И., Кирюхин В. Г.* Оценка возможности образования железо-марганцевых конкреций с помощью железо-бактерий.— Геол. журн., 1982, **42**, № 2, с. 73—77.
71. *Левитан М. А., Гордеев В. В.* Морфология и химический состав железо-марганцевых конкреций центральной части Индийского океана.— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5, с. 27—38.
72. *Лисицын А. П.* Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана.— М. : Изд-во АН СССР, 1961.— 340 с.
73. *Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации.— М. : Наука, 1978.— 392 с.
74. *Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.* Литолого-фациальные типы донных осадков западной части Индийского океана (профиль о. Мадагаскар — Центральная котловина).— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 6, с. 3—13.
75. *Лукашин В. Н.* Геохимия микроэлементов в процессах осадкообразования в Индийском океане.— М. : Наука, 1981.— 184 с.
76. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма.— М. : Недра, 1980.— 247 с.
77. *Лучицкий И. В.* О кислых вулканических породах дна океанов.— Геотектоника, 1973, № 5, с. 22—34.
78. *Майсен Б., Беттчер А.* Плавление водосодержащей мантии.— М. : Мир, 1979.— 123 с.
79. *Маракушев А. А.* Петрология метаморфических горных пород.— М. : Наука, 1973.— 322 с.
80. *Марфунин А. С.* Полевые шпаты — фазовое взаимоотношение, оптические свойства, геологическое распространение.— Тр. Ин-та ИГЕМ АН СССР, 1962, № 78, с. 9—21.
81. *Мелсон Ч. Г., Томпсон Г.* Петрология пород трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М. : Мир, 1973, с. 93—119.
82. *Мельцер М. Л., Константинов С. С.* Самородное железо в золотоносных жилах Аллах-Юньского района и некоторые вопросы их генезиса.— В кн.: Новые данные по геологии Якутии. Якутск, 1975, с. 74—78.
83. *Меро Дж.* Минеральные богатства океана.— М. : Прогресс, 1969.— 439 с.
84. *Мец О. Ф., Меньшиков Ю. П.* Самородное железо из пегматитов района р. Стрельны (Кольский полуостров).— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1971, **100**, № 3, с. 329—332.
85. *Мирошников Л. Д.* Самородное железо в нижнемеловых отложениях Суйфунской впадины Южного Приморья.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1968, **97**, № 2, с. 210—211.
86. *Миясиро А., Сидо Ф., Юинг М.* Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с. ш.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М. : Мир, 1973, с. 140—154.
87. *Николаев Д. С., Ефимова Е. И.* К вопросу определения возраста железо-марганцевых конкреций Индийского и Тихого океанов.— Геохимия, 1963, № 7, с. 678—688.
88. *Осипов М. А.* Иодит из интрузивных пород Рудного Алтая.— Докл. АН СССР, 1962, **146**, № 6, с. 1404—1407.
89. *Перчук Л. Л.* Равновесия породообразующих минералов.— М. : Наука, 1970.— 320 с.

90. *Пилипчук М. Ф., Шишкина О. В., Свальнов В. Н., Севастьянова Е. С.* Геохимические исследования донных отложений восточной части Индийского океана.— Океанология, 1977, **17**, № 4, с. 658—665.
91. *Попов В. П.* Позднечетвертичное осадкообразование в северо-западной части Индийского океана : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— М., 1981.— 24 с.
92. *Пронин А. А.* Геологические проблемы современных и древних вулканов.— Л. : Наука, 1977.— 204 с.
93. *Пушкина З. В.* Распределение рассеянных элементов в осадках Индийского океана южнее Цейлона.— Литология и полез. ископаемые, 1971, № 4, с. 34—45.
94. *Пущаровский Ю. М., Безруков П. Л.* О тектонике восточной части Индийского океана.— Геотектоника, 1973, № 6, с. 3—19.
95. *Рафиков Я. М., Туресбеков А. Х.* Акцессорные минералы вулканогенных пород трахиандезит-трахибазальтовой формации северо-восточной части Кураминского хребта.— Узб. геол. журн., 1979, № 2, с. 85—91.
96. *Репечка М. А.* Пирокластический материал в донных отложениях Японского моря и Тихого океана.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М. : Наука, 1972, с. 487—506.
97. *Розанов А. Г., Волков И. И., Соколов В. С. и др.* Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана и соединения железа и марганца.— В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М. : Наука, 1976, с. 96—135.
98. *Рудник Г. Б., Чернышова В. И.* Три типа толеитовых базальтов Срединно-Индийского океанического хребта.— Докл. АН СССР, 1973, **209**, № 6, с. 1421—1424.
99. *Савельева Г. Н.* Сопоставление ультраосновных пород в некоторых тектонических структурах дна океана.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М. : Наука, 1980, с. 16—18.
100. *Саидова Х. М., Беляева Н. В., Бурмистрова И. И.* О стратиграфии осадков северной части Индийского океана по бентосным и планктонным фораминиферам.— В кн.: Микропалеонтология океанов и морей. М. : Наука, 1974, с. 123—129.
101. *Свальнов В. Н., Мурдмаа И. О., Репечка М. А., Демиденко Е. Л.* Вулканический материал в четвертичных отложениях восточной части Индийского океана.— Океанология, 1976, **16**, № 3, с. 479—487.
102. *Сендел Е.* Колориметрические методы определения следов металлов.— М. : Мир, 1964.— 902 с.
103. *Силантьев С. А., Чернышова В. И.* Метаморфизм гипербазит-габбро-базальтового комплекса хребта Карлсберг.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12, с. 47—55.
104. *Скорнякова Н. С.* К вопросу о генезисе железо-марганцевых конкреций.— Геохимия, 1979, № 8, с. 1236—1247.
105. *Слободской Р. М.* Восстановительные интрателлурические флюиды и формирование гранитоидных батолитов.— Геология и геофизика, 1979, № 5, с. 22—31.
106. *Смирнов В. И.* О металлогении океана.— Геология руд. месторождений, 1975, № 1, с. 3—13.
107. *Соботович Э. В., Бондаренко Г. Н., Ковалюх Н. Н.* Изотопно-геохимические особенности морских осадков.— Киев : Наук. думка, 1983.— 200 с.
108. *Соколов В. С.* Определение реакционноспособных форм железа и марганца в морских осадках.— В кн.: Химический анализ морских осадков. М. : Наука, 1980, с. 28—42.
109. *Соловьев С. П.* Химизм магматических пород и некоторые вопросы петрохимии.— Л. : Наука, 1970.— 311 с.
110. *Старицкий Ю. Г.* Самородное железо и медь с реки Курейки.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1965, **95**, № 5, с. 580—582.
111. *Старостенко В. И., Русаков О. М., Козленко В. Г., Третяк А. Н.* Геофизические исследования тектонических структур северной части Индийского океана.— Геол. журн., 1980, **40**, № 2, с. 14—22.
112. *Страхов Н. М.* Условия образования конкреционных железо-марганцевых руд в современных водоемах.— Литология и полез. ископаемые, 1976, № 1, с. 9—19.
113. *Субботин С. И., Сологуб В. Б., Чекунов А. В. и др.* Глубинные сейсмические исследования Индийского щита.— Геофиз. журн., 1979, **1**, № 1, с. 3—18.
114. *Тян В. Д., Ермолов П. В., Попов Н. В., Рафиков Т. К.* О магматической природе самородного железа в гранитоидах и продуктах его окисления.— Геология и геофизика, 1976, № 5, с. 48—54.
115. *Уиндли Б.* Первичный кварц ферро-долеритовых-гранат-амфиболитовых даек в районе Суккертонен, западная Гренландия.— В кн.: Механизм интрузии магмы. М. : Мир, 1972, с. 63—73.
116. *Усенко В. П., Говоров И. Н., Могильный С. А.* Некоторые геохимические особенности донных осадков Индийского океана.— Геол. журн., 1982, **42**, № 2, с. 91—98.
117. *Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др.* Земля : Введ. в общ. геологию.— М. : Мир, 1974.— 845 с.
118. *Фишер Р. Л., Энгель С. Дж.* Перцолит, анартозит, габбро и базальт, драгированные из поперечных разломов и рифтовой зоны Индийского срединно-океанического хребта.— Геохимия, 1970, № 6, с. 661—677.
119. *Цветков А. А.* Породообразующие минералы габброидов разлома Мария Целеста. (Индийский океан).— Докл. АН СССР, 1980, **252**, № 2, с. 447—450.
120. *Цветков А. А., Карпухин В. Е., Савельева Г. Н., Суханов М. К.* Магматические породы разлома Мария Целеста (Индийский океан).— Там же, **251**, № 5, с. 1228—1232.

120а. *Цветков А. А.* Эволюция магматизма современных островных дуг.— В кн.: Геология морей и океанов, М. : 1982, т. 2, с. 189—190.
121. *Чайников В. И.* Механизм глубоководных извержений эксплозивного типа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 9, с. 32—39.
122. *Чеботарев Г. М., Чеботарева Г. П., Волков Ю. А.* Феррит и когенит в рудовмещающих породах Мурунтау. Узбекистан.— Докл. АН УзССР, 1975, № 9, с. 47—50.
123. *Чернышева В. И.* Гипербазиты и габбро из рифтовых зон Аравийско-Индийского и Западно-Индийского подводных хребтов.— Океанология, 1969, **9**, № 4, с. 637—648.
124. *Чернышева В. И.* Зеленокаменные измененные породы рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 9, с. 17—32.
125. *Чернышева В. И., Безруков П. Л.* Серпентиниты с гребня Аравийско-Индийского хребта.— Докл. АН СССР, 1966, **166**, № 4, с. 961—964.
126. *Чернышева В. И., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б.* Геолого-петрографическое описание коренных пород.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М. : Наука, 1972, с. 83—114.
127. *Шапиро М. Н.* Зондско-Бирманская дуга и предполагаемое движение Индо-Австралийской и Евразиатской литосферных плит.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 116—131.
128. *Шабанина Н. В., Шабанин М. А.* О находках естественного карборунда, самородного железа и карбида железо-никеля в осадочных формациях Ферганы.— Докл. АН УзССР, 1969, № 8, с. 42—43.
129. *Шнюков Е. Ф., Орловский Г. Н.* Железо-марганцевые конкреции Индийского океана.— Геол. журн., 1980, **40**, № 2, с. 46—64.
130. *Шнюков Е. Ф., Белодед Р. М., Цемко В. П.* Полезные ископаемые Мирового океана.— Киев : Наук. думка, 1978.— 254 с.
131. *Шнюков Е. Ф., Каляев Г. И., Коптюх Ю. М. и др.* Эндогенная металлогения срединно-океанического Аравийско-Индийского хребта.— Геол. журн., 1980, **40**, № 2, с. 34—35.
132. *Шнюков Е. Ф., Янчук Э. А., Смирнов Б. И., Орловский Г. Н.* Геохимические особенности железо-марганцевых конкреций и вмещающих осадков Сомалийского и Аравийского полей конкреций Индийского океана.— Там же, 1982, **42**, № 2, с. 50—56.
133. *Штеренберг Л. Е., Васильева Г. Л.* Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана.— Литология и полез. ископаемые, 1979, № 2, с. 133—139.
134. *Штеренберг Л. Е., Куприянова Т. А., Воронин Б. И.* Строение железо-марганцевых конкреций Тихого океана.— Там же, 1977, № 2, с. 25—33.
135. *Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В.* Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца.— В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск : Наука, 1973, с. 4—39.
136. *Anderson R. N., Langseth M. G.* The mechanism of heat transfer through the floor of the Indian ocean.— J. Geophys. Res., 1977, **82**, N 23, p. 3391—3409.
137. *Bell P. M., Mao H. K.* Preliminary evidence of disproportionation of ferrous iron in silicates at high pressures and temperatures. Carnegie.— In: Inst. Annual Rept. Dir. Geophys. Lab., 1974—1975. Washington, D. S., 1975, p. 557—559.
138. *Bird J. M., Wethers M. S.* Josephinite: specimens from the earth's core? — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, **28**, N 1, p. 51—64.
139. *Bonatti E., Hamlin P. R.* Mantle uplifted block in the Western Indian ocean.— Science, 1978, **201**, N 4352, p. 249—251.
140. *Botto R. I., Morrison G. H. R.* Josephinite: unique nickel iron.— Amer. J. Sci., 1976, N 3, p. 241—244.
141. *Bowin C. O.* Origin of the Ninetyeast Ridge from studies near the equator.— J. Geophys. Res., 1973, **78**, N 26, p. 6029—6043.
142. *Bunce E. T., Molnar P.* Seismic reflection profiling and basement topography in the Somali basin: possible fracture zones between Madagascar and Africa.— Ibid., 1977, **82**, N 10, p. 5305—5311.
143. *Christensen N. J., Salisbury M. H.* Structure 8c constitution of the lower oceanic crust.— Rev. Geophys. Space Phys., 1975, **13**, N 1, p. 57—86.
144. *Cronan D. S., Tooms J. S.* Geochemistry of manganese nodules from the N. W. Indian ocean.— Deep-Sea Res., 1967, **14**, N 2, p. 77—89.
145. *Detrick R. S., Watts A. B.* An analysis of isostasy in the World's Ocean. 3—aseismic ridges.— J. Geophys. Res. B, 1979, **84**, N 12, p. 3637—3653.
146. *Dick H. J. B., Gillete H.* Josephinite specimens from the earth' coro? A discussion.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, **31**, N 2, p. 308—311.
147. *Dick H. J. B.* Terrestrial — nickel from the josephine peridotite, its geological occurrence, association and origin.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, **24**, N 2, p. 291—298.
148. *Dunham A. S., Glasby G. P.* Petrografic and electron microscope investigation of some deep- and shallow-water manganese nodules.— N. Z. O. I. Geol. and Geophys., 1974, **17**, N 4, p. 930—953.
149. *Emiliani C.* Pleistocene temperatures.— J. Geol., 1955, **63**, p. 538—578.
150. *Ericson D., Vollin G.* Pleistocene climates and Chronology in Deep-sea Sediments.— Science, 1969, **162**, N 3859, p. 1227—1234.
151. *Frerichs W. E.* Pleistocene — recent boundary and Wisconsin glacial biostratigraphy in the Indian ocean.— Science, 1968, **159**, N 3822, p. 1456—1458.
152. *Fundal E.* The Uivfag dike and related hybrid dikes from southern Disco, west Greenland. Field relations.— Medd. Greenland, 1975, **195**, N 7, p. 28.

153. *Gest D. E., Mc Birney A. K.* Genetic relations of shoshonitic and absarokitic magmas, Absaroka Mountains, Wyoming.— J. Volcanol and Geotherm. Res., 1979, **6**, N 1/2, p. 85—104.
154. *Glasby G. P., Tooms I. S., Howarth R. I.* Geochemistry of manganese concretions from the N. W. Indian ocean.— N. Z. O. I. Sci., 1974, **17**, N 3, p. 46—63.
155. *Kieckhefer R. M., Moor G. F., Emmel F. I.* Crustal structure of the Sunda forarc region west of central Sumatra from gravity data.— J. Geophys. Res., B, 1981, **86**, N 8, p. 7003—7012.
156. *Landmesser C. W., Kroenke L. W., Glasby G. P.* Manganese nodules from South Peurhyn Basin, Southwest Pacific.— Mar. Geol., 1976, N 3, p. 17—39.
157. *Laughton A. S.* Underwater photography.— Baltimore : Hopkins, 1967.
158. *Levinson A. A.* Second occurence of todorokite.— Amer. Miner., 1960, **45**, N 7/8, p. 802—807.
159. *Matthews D. H.* The Owen fracture zone and the Northern end of the Carlsberg Ridge.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1966, **259**, p. 1099—1114.
160. *Menard H. W.* Transitional types of crust under small ocean basins.— J. Geophys. Res., 1967, 72, p. 12, p. 3061—3071.
161. *Moor D. G., Curray J. R. et al.* Stratigraphic-seismic section correlation and implication to Bengal fan history.— Zn: Initial report of DSDP. Washington, 1974, vol. 22, p. 403—412.
162. *Morrison G. W.* Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association.— Lithos, 1980, **13**, N 1, p. 97—98.
163. *Muir J. D., Tilley C. E.* Basalts from the nothern part of the mid-Atlantic Ridge. The Atlantic collection near 30 °N.— J. Petrol., 1966, **7**, p. 193—201.
164. *Paton H.* Crust and upper mantle S-structure of the Eurasian continent from the phase velosities and Q of surface waves.— Rev. Geophys. Space Phys., 1980, **18**, N 3, p. 605—625.
165. *Pauly H.* White cast iron with cihenite, schreibersite and sulphides from tertiary basalts on Disco, Greenland:— Medd. Dank geol. foren., 1969, **10**, N 1, p. 8—26.
166. *Peter G. et al.* A reconnaissence and across the Andaman Sea and across the Andaman — Nicobar Islands arc.— J. Geophys. Res., 1966, 71; N 2, p. 495—509.
166a. *Perseil E. A., Leclaire L.* Mineralogie et milieux de formation de depots polimetalligues dans l'ocean Indien Occidental.— Mem. Mus. nat. hist. natur., 1979, **43**, p. 151—167.
167. *Petterson H., Edgar N. T., Borch C. C. von.* Cruise leg summery 8c discussion.— In: Initial Reports of the Deep-sea Drilling Project. Washington : Nat. Sci. Found., 1970, vol. 2, p. 27.
168. *Raiswell R. A.* A mass balance study of carbonate concretions evidence for an early diagenetic flux of pore waters carrying dissolved organic water.— In: Proc. 2-nd Int. Symp. Water — Rock Interract. (Strasbourg, 1977) Strasbourg, 1977, p. 105—114.
169. *Sowrian A.* The upper mantle beneath Ninetyeast Ridge and Broken Ridge, Indian ocean, from surface waves.— Geophys. J. Roy Astron. Soc., 1981, **67**, p. 359—374.
170. *Waff H. S., Holden G. R.* The nature of grain boundary in dunit lherzolite xenolithes implication for magma transport in refrectory upper mantle material.— J. Geophys. Res. B, 1981, **86**, N 5, p. 3677—3683.
171. *Watts A. B., Talwani M.* Gravity effect of dawn going lithospheric slabs beneath island arc.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, **86**, N 1, p. 1—4.
172. *Wells P. R.* Pyroxene thermometry in simple and complex System.— Contr. Min. Petrol., 1977, **62**, N 2, p. 129—139.
173. *Whitmarsh R. B.* The Owen Basin off the south-east margin of Arabia and the evolution of the Owen Fructure zone.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1978, **58**, N 2, p. 441—470.
174. *Wood B. J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxeneelinopyroxene Relationships in simple and complex system.— Contr. Min. Petrol., 1973, **42**, N 2, p. 109—124.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (*Е. Ф. Шнюков*) 3

ЧАСТЬ I. ГЕОЛОГИЯ

Глава 1. Стратиграфия (*Д. Е. Макаренко, М. М. Иваник Н. В. Маслун*) 6

Осадочный комплекс океана 6
Стратиграфия плейстоцен-голоценовых отложений по планктонным и бентосным фораминиферам и оценка скоростей осадконакопления 9

Глава 2. Тектоника и строение литосферы северной части Индийского океана (*Г. И. Каляев, О. М. Русаков, В. И. Старостенко, С. В. Карабович*) 14

Аравийско-Индийский хребет 14
Зона разлома Оуэн 19
Конус выноса р. Ганг (Бенгальский залив) 23
Восточно-Индийский хребет 27
Зондская островодужная система 29

Глава 3. Осадочный чехол 31

Литология донных отложений (*П. Ф. Гожик*) 31
Минералогия (*И. Б. Щербаков*) 36
Некоторые черты геохимии донных отложений (*В. П. Усенко, И. Н. Говоров, А. Ю. Митропольский*) 39
Геохимия биогенного карбонатного компонента осадка (*М. М. Иваник, С. А. Козак, Н. В. Маслун, В. П. Усенко*) 53
Скорости осадконакопления по изотопным данным (*Э. В. Соботович*) 58

Глава 4. Магматические и метаморфические комплексы 60

Структурная позиция (*Р. Я. Белевцев, Э. В. Соботович*) . . 61
Минералого-петрографическая характеристика 63
Ультраосновные и основные породы (*Р. Я. Белевцев, И. Б. Щербаков, В. В. Слипченко*) 63
Средние и субщелочные породы (*Е. Ф. Шнюков, И. Б. Щербаков, Ю. В. Соболевский*) 70
Вулканокластиты кислого и среднего состава (*Е. Ф. Шнюков, И. Б. Щербаков, Ю. В. Соболевский*) 72
Метаморфизованные основные породы (*И. Б. Щербаков, В. В. Слипченко, Р. Я. Беленцев*) 75
Петрохимия (*В. В. Слипченко*) 78
Физико-химические условия образования (*Р. Я. Белевцев*) . . . 88

ЧАСТЬ II. МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Глава 5. Эндогенная металлогения (*Е. Ф. Шнюков, Ю. М. Коптюх, Г. И. Каляев, В. О. Оверчук*) 92

Рудные минералы в ультрабазитах 93
Рудные минералы в базальтах 96
Самородное железо (*Е. Ф. Шнюков, И. Б. Щербаков, Ю. В. Соболевский*) 104
Рудные минералы в габбро 104
Основные черты эндогенной металлогении и перспективы дальнейших исследований 105

Глава 6. Экзогенная металлогения (железо-марганцевые конкреции) 106
Основные поля *(Е. Ф. Шнюков, Г. Н. Орловский)* 107
Тектонически активная зона Аравийско-Индийского хребта 107
Сомалийское поле 110
Аравийское поле 113
Центральное поле 115
Геохимические особенности *(Е. Ф. Шнюков, Г. Н. Орловский)* 116
Минеральный состав *(Е. Ф. Шнюков, Г. Н. Орловский, Ю. К. Иванов, И. А. Францева)* 126
Генетические особенности *(Е. Ф. Шнюков, Г. Н. Орловский)* . . 131
Биологический фактор *(В. И. Лазуренко)* 132
Жидкая фаза донных осадков *(С. А. Клещенко)* 134
Особенности образования конкреционных прослоев *(Е. Ф. Шнюков, Г. Н. Орловский, Э. А. Янчук)* 142

Глава 7. Фосфоритоносность *(В. Х. Геворкьян, Ю. Г. Чугунный)* 150

Заключение 157

Список литературы 159

Евгений Федорович Шнюков, Виталий Иванович Старостенко,
Игорь Борисович Щербаков, Рудольф Яковлевич Белевцев,
Иван Николаевич Говоров, Петр Федосеевич Гожик,
Михаил Михайлович Иваник, Юрий Климентьевич Иванов,
Григорий Иванович Каляев, Сергей Валентинович Карабович,
Сергей Александрович Клещенко, Юрий Михайлович Коптюх,
Сергей Александрович Козак, Владимир Иванович Лазуренко,
Дмитрий Елисеевич Макаренко, Нинель Владимировна Маслун,
Алексей Юрьевич Митропольский, Владимир Михайлович Оверчук,
Георгий Николаевич Орловский, Олег Максимович Русаков,
Валерий Владимирович Слипченко, Юрий Вячеславович Соболевский,
Эмлен Владимирович Соботович, Виктор Павлович Усенко,
Инна Аркадьевна Францева, Эдуард Александрович Янчук,
Владимир Христофорович Геворкьян, Юрий Гаврилович Чугунный

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ СЕВЕРНОЙ И ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Утверждено к печати ученым советом Института геологических наук АН УССР

Редактор *Н. Я. Чехович*
Художественный редактор *Р. И. Калыш*
Оформление художника *О. Л. Отельянюка*
Технический редактор *В. А. Краснова*
Корректоры *С. И. Кримец, В. Н. Семенюк, Л. М. Тищенко*

Информ. бланк № 6308

Сдано в набор 24.11.83. Подп. в печ. 11.05.84. БФ 03409. Формат 70×108/16. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 14,7. Усл. кр.-отт. 14,7. Уч.-изд. л. 16,19. Тираж 700 экз. Заказ 3—3018. Цена 2 р. 70 к.

Издательство «Наукова думка». 252601, Киев, ул. Репина, 3.

Отпечатано с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкнига», 252057, Киев 57, ул. Довженко, 3 в Нестеровской городской типографии. Нестеров, Львовской обл., ул. Горького, 8. Зак. 3063.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКОВА ДУМКА» В 1985 г. ВЫЙДЕТ В СВЕТ КНИГА:

Стебновская Ю. М. **Магнетиты железорудных месторождений.**— 9 л.— 1 р. 10 к.

В монографии представлены результаты детальных исследований главного рудообразующего минерала железных руд — магнетита. На основе анализа и сопоставления типоморфных свойств магнетитов железных руд различных месторождений Украины, Дальнего Востока и Урала выделены генетические разновидности и установлена последовательность их выделения. Изучены морфология зерен, их внутреннее строение, физические свойства и химический состав. Исследования основаны на современных методах анализа вещества и экспериментальных работах.

Для геологов, занимающихся изучением месторождений полезных ископаемых.

Предварительные заказы на эту книгу принимают все магазины книготоргов, магазины «Книга — почтой» и «Академкнига». Просим пользоваться услугами магазинов — опорных пунктов издательства: Дома книги — магазина № 200 (340048, Донецк-48, ул. Артема, 147а), магазина «Книжный мир» (310003, Харьков-3, пл. Советской Украины, 2/2), магазина научно-технической книги № 19 (290006, Львов-6, пл. Рынок, 10), магазина «Техническая книга» (270001, Одесса-1, ул. Ленина, 17) и магазина издательства «Наукова думка» (252001, Киев-1, ул. Кирова, 4).

Магазины во Львове и Киеве высылают книги иногородним заказчикам наложенным платежом.

4740

2р. 70к.

НАУКОВІ ДУМКИ