

Академия наук СССР

Железо – марганцевые конкреции

Центральной
котловины
Индийского
океана



« НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА

5213

Железо - марганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук И.О. МУРДМАА,
доктор физико-математических наук Ю.Ю. ЖИТКОВСКИЙ
кандидат геолого-минералогических наук Н.С. СКОРНЯКОВА



МОСКВА "НАУКА" 1989



Железо-марганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана / Н.С. Скорнякова, В.Н. Свальнов, И.О. Мурдмаа, Т.Ю. Успенская и др. М.: Наука, 1989. — 223 с. — ISBN 5-02-003320-0

В книге обобщены результаты геологических и геохимических исследований железо-марганцевых конкреций Индийского океана, выполненных за последние десятилетия, и приведены новые данные о конкрециях и вмещающих их осадках, собранные в 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" (1986 г.) в Центральной котловине. Описана фациальная обстановка формирования конкреций, выделены конкрециеносные пелагические фации. Конкреционное поле Центральной котловины приурочено к южному приэкваториальному поясу радиоляриевых илов и представлено теми же морфогенетическими и геохимическими типами конкреций, которые известны в тихоокеанской рудной провинции Кларин—Клиппертон, в том числе богатыми Mn, Cu, Ni диагенетическими конкрециями. Детальные исследования на небольшом полигоне выявили значительные локальные вариации продуктивности и состава конкреций. Описан новый дистанционный акустический метод индикации полей конкреций.

Книга рассчитана на океанологов и морских геологов, занимающихся конкреционными рудами дна океана.

Ил. 68. Табл. 32. Фототабл. 31. Библиогр. 362 назв.

Рецензенты: *И.В. Хворова, Е.А. Романкевич*

Редактор *Л.Г. Васютинская*

The results of geological and geochemical study of ferromanganese nodules of the Indian Ocean carried out during last decades are summarised in this book along with new data obtained in Cruise 11 of the research vessel "Academic Mstislav Keldysh" (1986) from the Central Basin. Sedimentary environments of nodule formation are described and nodule-bearing pelagic lithofacies are distinguished. The Central Basin nodule field is associated with the southern-equatorial radiolarian ooze belt, and comprises the same morphogenetic and geochemical types of nodules as those of the Clarion-Clipperton Nodule Province in the Pacific, including Mn, Cu, Ni-rich diagenetic nodules. Detailed study on a small survey area (polygon) demonstrates considerable local variability of the nodule distribution and composition. A new distant acoustic method for nodule field indication is developed.

The book is addressed to oceanologists and marine geologists interested in deep-sea nodular ore deposits.

Ил. 68. Табл. 32. Фототабл. 31. Библиогр. 362.

ВВЕДЕНИЕ

Индийский океан занимает по масштабам конкреционного марганцеворудного процесса промежуточное положение между наиболее богатым Тихим и бедным Атлантическим океанами. В отличие от обширнейших полей железомарганцевых конкреций Тихого океана ареалы распространения конкреций в Индийском океане изолированы друг от друга на дне отдельных котловин, разделенных хребтами, где конкреции отсутствуют. Однако здесь конкреционное рудообразование подчинено тем же закономерностям, что и в Тихом океане; развиты такие же основные типы конкреций и конкреционных руд, в том числе богатые марганцем, медью и никелем руды пояса радиоляриевых илов, которые в тихоокеанской провинции Кларин—Клиппертон представляют наибольший промышленный интерес. Залежи такого рода распространены главным образом в Центральной котловине Индийского океана, которой уделено основное внимание в настоящей монографии.

Железо-марганцевые конкреции были известны в Индийском океане со времен экспедиции "Челленджера", но систематическое их изучение началось только в 1960-е годы, когда в трех рейсах нис "Витязь" под руководством П.Л. Безрукова были собраны обширные материалы по конкрециям и вмещающим их осадкам в северной половине океана. Эти материалы легли в основу публикаций П.Л. Безрукова и П.Ф. Андрущенко, в которых была дана первая оценка конкреционности Индийского океана. За последующие годы конкреционные поля Индийского океана изучались многими экспедициями, как отечественными, так и зарубежными. В результате были выяснены общие закономерности распространения конкреций, их состава и генезиса. Но из-за малой детальности работ конкретные данные о локальной изменчивости полей конкреций не были получены. Эту важную как с научной, так и с практической точки зрения проблему удалось поставить и в какой-то мере решить на примере Центральной котловины, где в 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" (1986 г.) под руководством Ю.Ю. Житковского выполнены детальные (полигонные) исследования одного из типичных участков развитого здесь обширного поля конкреций. В сочетании с полигонами 54-го рейса нис "Витязь" в Кокосовой котловине результаты этих работ позволили получить довольно полное представление о фациальной изменчивости полей конкреций приэкваториального пояса радиоляриевых илов Индийского океана — аналогов тихоокеанского поля Кларин—Клиппертон.

В настоящей монографии обобщены все доступные по публикациям материалы о железомарганцевых конкрециях дна Индийского океана и приведены новые данные о конкрециях и осадках Центральной котловины, собранные авторами в 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш". В работе приводятся обобщенные данные о фациях четвертичных осадков (глава I), о распространении на дне железомарганцевых конкреций и их плотных залежей (глава II), детально охарактеризованы осадки Центральной котловины (глава III). В главе IV изложены в основном оригинальные (ранее не публи-

ковавшиеся) материалы о конкрециях Центральной котловины, об их распространении, о составе, морфологии и локальных вариациях. В заключительной главе описан и обоснован новый акустический метод обнаружения и оконтуривания залежей железо-марганцевых конкреций, который может быть рекомендован для проведения геологосъемочных и поисковых работ в океане.

Авторы полагают, что это первое обобщение сведений о железо-марганцевых конкрециях дна Индийского океана позволит в какой-то мере заполнить один из существенных пробелов в наших знаниях о таком глобальном рудном процессе, как формирование океанских многокомпонентных конкреционных руд. Мы выражаем надежду, что приведенные здесь материалы помогут прогнозированию конкреционной рудоносности Индийского океана и оценке перспектив практического освоения ресурсов этого нового вида минерального сырья.

ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Как мы неоднократно подчеркивали ранее (Мурдмаа и др., 1976; Мурдмаа, 1987), железо-марганцевые конкреции на дне Мирового океана приурочены преимущественно к пелагической мегафациальной области, а их плотные рудные скопления встречаются только в определенных пелагических фациях. Доминирование фациального контроля ярко проявлено и в распределении конкреций на дне Индийского океана. В данной главе приводятся основные сведения о фациях (четвертичных и современных) Индийского океана, показана их зависимость от таких глобальных природных факторов, как широтно-зональное поле биопродуктивности, гидродинамика, поступление терригенного материала с континентов и др. Даны основы фациального районирования океана в целом, и в первую очередь его пелагической области.

Пелагическая область Индийского океана оконтурена предельной границей развития раннедиагенетических восстановительных процессов в четвертичных осадках, иными словами, она выделена по отсутствию сероцветного подповерхностного слоя (рис. 1). Как было показано ранее (Мурдмаа и др., 1976; Мурдмаа, 1987), эта граница, отделяющая друг от друга области восстановительного (приконтинентальные фации) и окислительного (пелагические фации) диагенеза, соответствует в глобальном масштабе переходу от условий высоких значений скоростей осадконакопления, абсолютных масс терригенного материала и органического вещества к пелагическим условиям низких значений этих величин. Различие между пелагическими и приконтинентальными фациями, отражающее одну из фундаментальных закономерностей осадочного процесса в океане — ее циркумконтинентальную зональность, распространяется на все стадии пороодообразования, вплоть до позднего диагенеза и катагенеза, поэтому можно говорить о двух типах океанского литогенеза — пелагическом и приконтинентальном. Первое из этих понятий близко к тому, что Н.М. Страхов (1976) называл океанским типом литогенеза, а второе связано постепенными переходами с литогенезом в морских водоемах. Оба типа характеризуются климатической зональностью, но проявлена она в них по-разному (Мурдмаа, 1987).

1. ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Приконтинентальная область занимает обширные площади на севере Индийского океана, где главным образом под воздействием мощнейших источников терригенного материала — речных систем Ганга и Брахмапутры в Бенгальском заливе и Инда в Аравийском море внешняя ее граница выдвинута в океан на расстояние до 3500—4000 км от устьев (см. рис. 1). По остальной периферии Индийского океана, особенно в южной аридной зоне у побережий Африки, Мадагаскара и Австралии, приконтинентальные фации почти не выходят за пределы собственно континентальных окраин, а местами пелагические фации заходят даже на континентальные склоны.

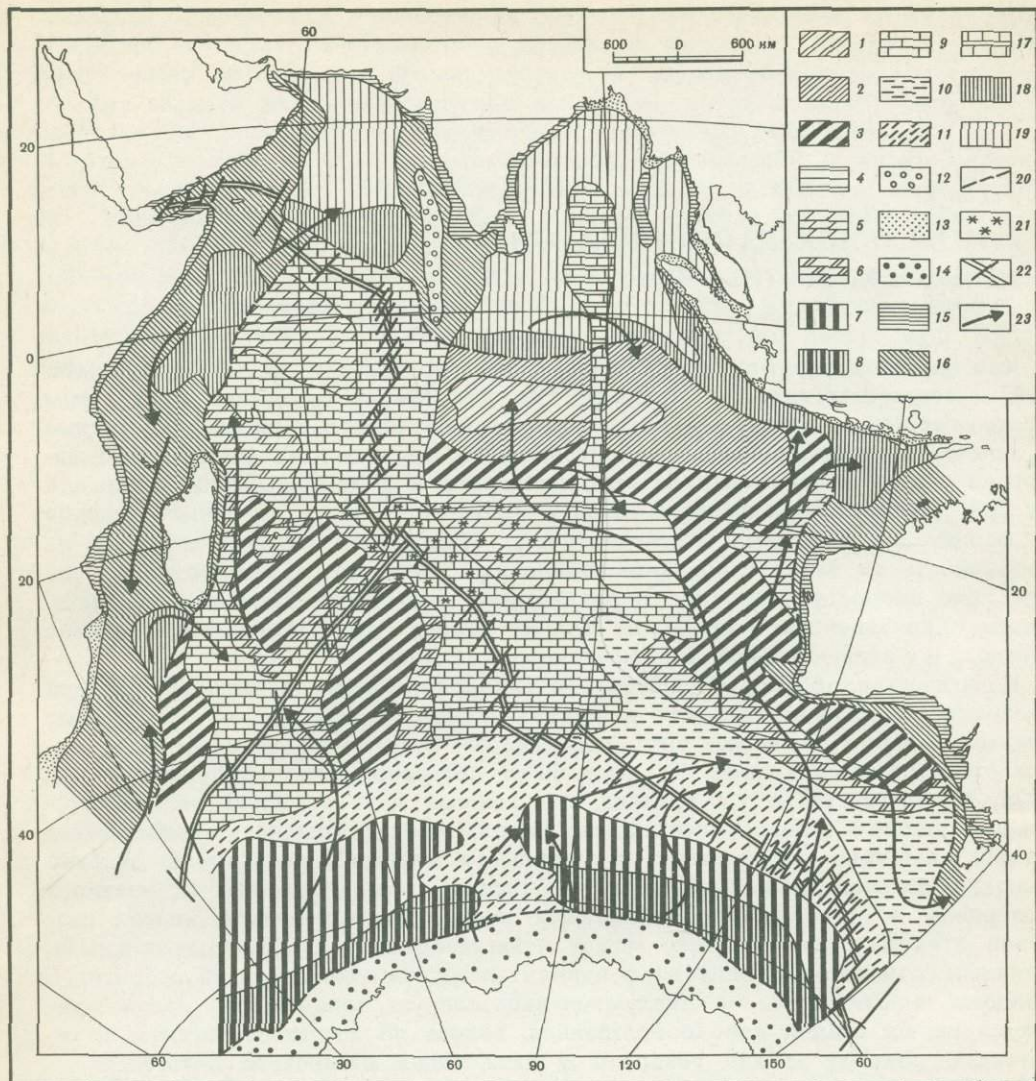


Рис. 1. Фации четвертичных осадков Индийского океана

Пелагические фации котловин: 1 — глинисто-кремнистые (радиоляриевые) или экваториального пояса; 2 — смена миопелагических глин глинисто-кремнистыми илами; 3 — смена эвпелагических глин миопелагическими глинами; 4 — эвпелагические глины; 5 — мергельные осадки; 6 — смена миопелагических глин мергельными осадками; 7 — кремнистые (диатомовые) или приантарктического пояса; 8 — то же, с примесью грубообломочного материала ледового разноса.

Пелагические фации подводных поднятий: 9 — планктоногенные известковые илы; 10 — известково-мергельные ритмиты; 11 — известково-кремнистые ритмиты; 12 — приостровные фации преимущественно бентогенных карбонатных осадков.

Приконтинентальные фации: 13 — терригенные обломочные осадки шельфовые; 14 — айсберговые осадки приантарктические (без расчленения); 15 — карбонатные осадки шельфовые; 16 — карбонатные гемипелагические осадки континентального склона и подножия; 17 — карбонатные осадки подводных хребтов; 18 — преимущественно терригенные турбидиты и гемипелагиты аккумулятивных абиссальных равнин; 19 — преимущественно терригенные турбидиты глубоководных конусов.

Дополнительные знаки: 20 — граница пелагической области; 21 — наложенная металлоносность; 22 — ось срединного хребта с трансформными разломами; 23 — основные направления движения придонных антарктических вод

Подводный конус Бенгальского залива — крупнейшее осадочное тело такого рода на Земле, мощность которого достигает 18 км, — сложен преимущественно терригенными и терригенно-карбонатными турбидитами. Полого наклоненная с севера на юг выровненная поверхность конуса изрезана разветвленной сетью долин турбидных потоков, среди которых по данным сейсмопрофилирования и эхолотного промера удалось установить ныне активную и многочисленные отмершие долины (Emmel, Curray, 1984). Как показало бурение в 116-м рейсе "Джойдес Резолюшн" (Cochran, Stow et al., 1987) на южной периферии конуса (1° ю.ш.), формирование последнего началось не позже начала миоцена и продолжается до настоящего времени, причем накопление дистальных турбидитов в нижней части конуса шло с повышенной интенсивностью в миоцене и плейстоцене, тогда как в плиоцене наблюдалось некоторое ослабление процесса, приведшее к сдвигу на север пелагических фаций. Последний голоценовый этап также характеризуется затуханием турбидитной седиментации, что связано с послеледниковой гляциоэвстатической трансгрессией, приведшей к уменьшению терригенного выноса на большие глубины. В результате этого голоценовый поверхностный слой осадков отличается от нижележащих плейстоценовых тонкозернистостью, повышенной карбонатностью, большей долей известково-глинистых гемипелагитов и карбонатных биотурбидитов, базальные слои циклитов в которых сложены фораминиферовыми песками (Свальнов, 1983).

Конус Бенгальского залива делится по фациально-генетическим признакам на три части. Верхняя, наиболее крутая часть (на глубинах 1,5—2,5 км) отличается доминированием терригенных турбидитов и гемипелагитов с пониженной карбонатностью (фация П1: Мурдмаа, 1987, с. 146), которые накапливаются со скоростями более 100 мм/1000 лет даже в голоцене; в плейстоцене средние скорости осадконакопления достигали 1 мм/год или выше. Средняя часть (2,5—3 км, фация П2: Мурдмаа, 1987, с. 146) характеризуется повышением карбонатности современных осадков (до 50%), увеличением доли карбонатных биотурбидитов и некоторым снижением средних скоростей четвертичного осадконакопления, которые составляют здесь 50—100 мм/1000 лет (Свальнов, 1983). Нижний конус, занимающий большую часть площади континентального подножия, простирается на юг до $2-5^{\circ}$ ю.ш., постепенно переходя в субгоризонтальную абиссальную равнину Центральной котловины, где приконтинентальные фации дистальных турбидитов и известково-глинистых гемипелагитов сменяются пелагическими фациями радиоляриево-глинистых илов.

Разрезы четвертичных осадков нижнего конуса в пределах Центральной котловины изучены по колонкам В.Н. Свальновым (1983; см. также гл. III наст. книги) и глубоководным бурением (Cochran, Stow et al., 1988). В скважинах на краю одной из лопастей конуса плейстоценовые осадки представлены преимущественно алевритовыми и алевритово-пелитовыми терригенными турбидитами, часто содержащими растительный детрит, а голоценовые — карбонатными турбидитами и известково-глинистыми гемипелагитами. В современном поверхностном слое осадков различаются верхняя подзона мергельных гемипелагитов (фации П3—П5: Мурдмаа, 1987, с. 146) и нижняя, где карбонатность постепенно падает с увеличением глубины за счет растворения CaCO_3 (фации П6 и П7). Средние скорости четвертичного осадконакопления по карте В.Н. Свальнова (1983) в нижнем конусе варьируют в пределах 10—100 мм/1000 лет. По данным бурения, они составляют для голоцена около 25 мм/1000 лет, а для плейстоцена превышают 350 мм/1000 лет.

Основная часть конуса Бенгальского залива расположена западнее Восточно-Индийского (90-градусного) хребта, который служит барьером на пути придонного переноса осадочного материала турбидными (а также нефелоидными) потоками. Но некоторая часть выносов Ганга проникает на юг также через

проход между хребтом и подножием Андаманско-Никобарской дуги, питая терригенным материалом Яванский (Зондский) глубоководный желоб и северную оконечность Кокосовой котловины (Свальнов, 1983). Именно переносимая придонными нефелоидными потоками из Бенгальского залива терригенная взвесь контролирует положение фациальной границы между приконтинентальной и пелагической областями в этом районе.

В Аравийском море доминирующее положение занимают подводный конус Инда и абиссальная равнина Аравийской котловины на его южном продолжении. Здесь, как и в Бенгальском заливе, характер осадконакопления контролируется, с одной стороны, выносами терригенного материала реками с Азиатского континента, а с другой — интенсивным биогенным карбонатонакоплением за счет очень высокой биологической продуктивности вод. Инд выносит в океан ежегодно более 435 млн т взвешенного терригенного материала (Лисицына, Бутузова, 1985), который разносится в основном турбидными и придонными нефелоидными потоками до подножий Аравийско-Индийского хребта на юге и до Мальдивского хребта на востоке. Важным дополнительным источником терригенного материала, сказывающимся главным образом в западной части моря, за пределами конуса Инда, является эоловый вынос из пустынь Аравийского полуострова и Пакистана (Лисицын, 1978).

Позднечетвертичные осадки конуса Инда описаны Н.А. Лисицыной и Г.Ю. Бутузовой (1985). Верхняя проксимальная часть конуса на глубинах 500—1000 м, по их данным, сложена терригенными турбидитами и гемипелагитами, содержащими растительный детрит, аутигенный пирит и примесь биогенного карбонатного материала, в том числе птеропод и переотложенных фрагментов мелководной донной фауны. Глубже карбонатность несколько возрастает, но до глубины 2000 м не превышает 30%. В средней части конуса (колонка с глубины 3260 м) наблюдается дальнейший рост карбонатности (в разных слоях от 25 до 73%) в гемипелагических слоях. Карбонатные (мергельные) гемипелагические осадки содержат алевритовые турбидитные прослои, на их поверхности развит тонкий (2—5 см) окисленный слой. В нижней части конуса, на глубине 4035 м, колонкой вскрыт весь разрез верхнечетвертичных осадков, которые здесь представлены мергельными (20—70% CaCO_3) гемипелагитами и карбонатными биотурбидитами с довольно мощным (50—60 см) окисленным слоем на поверхности. В самой удаленной дистальной и глубоководной (4500 м) части конуса у подножия Аравийско-Индийского хребта развиты гемипелагические глины с мощным (около 1 м) окисленным слоем, под которым в темно-серых глинах встречаются растительный детрит и маломощные алевритовые турбидитные прослои. Скорости осадконакопления убывают по разрезу от 50—53 мм/1000 лет в верхней части конуса (где они, скорее всего, соответствуют голоцену) до 10 мм/1000 лет в дистальной части. Средние скорости для плейстоцена в целом, по-видимому, значительно больше, особенно в проксимальной части конуса.

Если континентальные окраины в районах развития конусов Ганга и Инда представляют собой примеры терригенного фациального профиля гумидного типа (в данном случае в условиях тропического муссонного климата), то почти все западное побережье Индийского океана, а также западная и южная окраины Австралии характеризуются карбонатным фациальным профилем аридного типа (см. рис. 1). Узкие, круто наклоненные шельфы заняты здесь фациями бентогенных карбонатных осадков — кораллово-водорослевых, ракушечных, мшанковых или смешанно-детритовых. Континентальные склоны покрыты известковыми и мергельными, нередко эолово-биогенными осадками, на верхней части склонов содержащими арагонитовые раковины птеропод и переотложенный детрит мелководного бентоса. От пелагических карбонатных осадков эти приконтинентальные их аналоги отличаются прежде

всего высокими скоростями накопления (обусловленными как интенсивным гравитационным переотложением, так и циркумконтинентальной зоной высокой биопродуктивности вод). Интенсивное карбонатонакопление в сочетании с поступлением эолового и отчасти флювиогенного терригенного материала способствует накоплению в осадках больших масс органического вещества, что приводит к развитию раннедиагенетических восстановительных процессов.

Приконтинентальные фации карбонатных осадков развиты, например, в Аденском заливе и в западной части Аравийского моря, где скорости позднечетвертичного осадконакопления варьируют от 40—70 до 120—170 мм/1000 лет, а на отдельных участках даже до 600 мм/1000 лет (Иванова, 1987).

На профиле через континентальную окраину Восточной Африки к северу от Момбасы (Лисицына, Бутузова, 1985) также прослеживается типичный карбонатный фациальный ряд. Шельф покрыт ракушечными и мшанковыми карбонатными осадками. На верхней части континентального склона встречена характерная фация терригенно-биогенных карбонатных осадков (со средним содержанием CaCO_3 по разрезу 62%), состоящих из смеси кокколито-фораминиферового планктоногенного и переотложенного мшанково-ракушечного бентогенного карбоната с алевроитово-пелитовым терригенным материалом. Осадки слабо восстановленные, содержат сульфиды железа, обломки древесины. Ниже по склону развиты мергельные (около 60% CaCO_3) фораминиферово-кокколитовые илы, содержащие пирит, глауконит и растительные остатки. На глубине 3800 м отмечено переслаивание окисленных и восстановленных осадков.

На абиссальной равнине Сомалийской котловины начинает сказываться растворение CaCO_3 , его содержание падает на глубине 4500 м до 25%, в разрезе появляются глинистые прослои, возрастает до 10% содержание биогенного кремнезема. Это слабо восстановленные гемипелагические глины с поверхностным окисленным слоем толщиной 30—40 см. Скорости осадконакопления максимальны (более 50 мм/1000 лет) на верхней части склона и убывают до 27 мм/1000 лет на западе абиссальной равнины. В восточной части Сомалийской котловины развиты кремнисто-глинисто-карбонатные интенсивно переработанные биотурбацией слабо восстановленные гемипелагиты и турбидиты, в которых базальные элементы циклитов представлены фораминиферовыми песками.

Карбонатный профиль западного борта Маскаренской котловины ограничен узкой полосой склона о-ва Мадагаскар, на подножии которого на глубине 3940 м обнаружена своеобразная фация слабоизвестковистых (14—35% CaCO_3) каолинитовых гемипелагических глин, в сторону океана быстро сменяющихся фациями миопелагических глин (Лисицына, Бутузова, 1985).

Сходная смена фаций наблюдается на западной и южной континентальных окраинах Австралии, где фации миопелагических глин также близко подходят к подножию покрытого карбонатными осадками континентального склона. На дне впадины Кювье (восточная часть Западно-Австралийской котловины у подножия континентального склона) имеется неширокая аккумулятивная равнина, четвертичные отложения которой, вскрытые скв. 263 (Initial Reports, 1974), имеют мощность около 90 м и представлены глинисто-известковыми гемипелагитами с прослоями карбонатных турбидитов. Склон Австралии занят карбонатными гемипелагитами, а шельф — бентогенными известковыми осадками (Свальнов, 1983; Геолого-геофизический атлас..., 1975) (см. рис. 1).

Более широко приконтинентальные фации развиты в Северо-Австралийской котловине. Относительно широкий северо-западный шельф Австралии покрыт бентогенными карбонатными и глинисто-карбонатными сероцветными осадками с раковинами моллюсков, которые на континентальном склоне сменяются планктоногенными гемипелагитами. Дно котловины занято приконтинентальной аккумулятивной равниной, где вскрытые колонками верхнечетвертичные отложения

представлены кремнисто-глинистыми гемипелагитами. Серые гемипелагические глины здесь в разной степени обогащены диатомеями и радиоляриями (Свальнов, 1983), что отражает положение района в пределах приэкваториального пояса кремнакопления. Встречаются прослои карбонатных турбидитов. Мощность четвертичных отложений, вскрытых скв. 261 (Initial Reports, 1974), составляет 19 м, скорость осадконакопления 10,5 мм/1000 лет.

В Большом Австралийском заливе у южного побережья Австралии шельф покрыт преимущественно мшанковыми магниезально-кальцитовыми осадками, которые на континентальном склоне сменяются кокколитово-фораминиферовыми гемипелагическими илами с убывающей к подножию примесью мелководного бентогенного детрита. Переход к фациям миопелагических глин абиссальной равнины Южно-Австралийской котловины осуществляется у подножия склона, вероятно, через узкую зону переслаивания пелагитов с турбидитами.

Приконтинентальные фации у побережья Антарктиды представлены айсберговыми осадками, образующими терригенный фациальный ряд ледовой зоны (Лисицын, 1978; Мурдмаа, 1987). Шельф и континентальный склон покрыты преимущественно алевритово-пелитовыми айсберговыми терригенными илами с переменным содержанием биогенного кремнезема, главным образом диатомей, а на склоне также спикул губок. Спикулы и фрагменты губок имеют места на верхней части склона осадкообразующее значение. Осадки сероцветные, восстановленные, содержат неокатанный грубообломочный материал айсбергового разноса, который в местах усиленной гидродинамической активности придонных вод (на краю шельфа, на выступах склона, на подводных горах) образует остаточные скопления глыб, щебня и дресвы, частично покрытых пленками гидроокислов железа и марганца. У подножия склона и на узких приконтинентальных аккумулятивных равнинах развиты терригенные турбидиты — продукты переотложения айсберговых осадков турбидными потоками.

Фации айсберговых осадков континентального подножия Антарктиды и приконтинентальных аккумулятивных абиссальных равнин переходят к северу в пояс пелагических диатомовых илов. В результате периодически повторяющихся (коррелирующих с плейстоценовыми ледниковыми циклами) смещений фациальной границы между айсберговыми терригенными осадками и диатомовыми илами переход этот имеет характер развернутой зоны ритмитов — переслаивания айсберговых и диатомовых осадков (Мурдмаа, Иванова, 1987). В ледниковые эпохи расширения ареала распространения айсберговых осадков последние проникали далеко на север, о чем свидетельствуют прослои алевритово-глинистого терригенного материала в четвертичных разрезах диатомовых илов (см. рис. 1). Кроме того, во всей южной части пелагической области Индийского океана в толще четвертичных отложений встречается грубообломочный материал айсбергового разноса (Лисицын, 1978, 1981; Кеннетт, 1987), который, как мы увидим ниже, играет существенную роль в конкрецееобразовании, представляя собой резерв ядер седиментационных конкреций Приантарктического рудного поля.

2. ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

Пелагическая область, внутри проведенной по отсутствию раннедиагенетической восстановительной зоны границы (см. рис. 1), охватывает всю центральную часть Индийского океана южнее 5° ю.ш. и распространяется, расширяясь, почти до 60° ю.ш. При этом между 40 и 60° ю.ш. она доходит до условных географических границ океана, соединяясь с пелагическими областями Тихого и Атлантического океанов по южному (циркумполярному) поясу пелагического кремнакопления. В указанных границах пелагическая область делится, с одной стороны, на широтные (климатические) мегафациальные зоны, а с другой —

на два главных глубинных (батиметрических) уровня или "этажа", разделенные на современной поверхности дна критической глубиной карбонатакопления (КГК), а в разрезе четвертичных отложений полосой ее предельных колебаний в связи с чередованием ледниковых и межледниковых эпох (Мурдмаа, 1987; Мурдмаа, Иванова, 1987).

Широтная зональность пелагического осадкообразования создана в первую очередь зональной структурой поля биопродуктивности поверхностных вод, что предопределяет чередование субширотно ориентированных зон повышенной и пониженной интенсивности биогенной седиментации вообще и кремненакопления в первую очередь. В пелагической области Индийского океана с северной ее границы на юг сменяют друг друга следующие зоны: I — южная приэкваториальная продуктивная (гумидная), представляющая собой южную половину экваториального пояса биогенного кремненакопления (радиоляриевого пояса); II — южная субтропическая непродуктивная (аридная); III — южная умеренная продуктивная (гумидная), или субантарктический пояс кремненакопления.

Приэкваториальная продуктивная (гумидная) зона (радиоляриевый пояс) протягивается между 2—5° ю.ш. и примерно 17—20° ю.ш. с востока на запад через Кокосовую (южная часть) и Северо-Австралийскую (северная часть) котловины, Восточно-Индийский хребет, Центральную котловину, далее через систему хребтов Чагос, Аравийско-Индийский, Маскаренский и северную часть Маскаренской котловины подходит к границе приконтинентальной области в Сомалийской котловине. Относительно интенсивная биогенная седиментация (карбонато- и кремненакопление) обеспечивается повышенной биологической продуктивностью южнотропической поверхностной водной массы (Степанов, 1974), главным источником питательных веществ в которой служит, по-видимому, подъем вод в зоне южной тропической дивергенции. Следует, однако, указать, что на карте первичной продукции (Кобленц-Мишке, 1977) зона эта выделяется лишь небольшим повышением (100—150 мг углерода на 1 м² в день на фоне величин менее 100 мг); только в районе подводных поднятий в западной ее части отмечена очень высокая продуктивность (до 500 мг С/м² в день). Количество клеток фитопланктона в поверхностном 100-метровом слое вод составляет в данной зоне 10²—10³ экз./л (Волковинский и др., 1972).

В пределах приэкваториального пояса кремненакопления, как и в Тихом океане, ниже КГК современные фации представлены разными литолого-фациальными типами или разновидностями пелагических кремнистых и глинисто-глинистых осадков — радиоляриевых, диатомово-радиоляриевых и диатомовых (этмодискусковых). Наиболее богатые биогенным кремнеземом глинисто-радиоляриевые илы занимают осевую часть зоны (к северу и югу от 10° ю.ш.) в Северо-Австралийской, Кокосовой и особенно в Центральной котловинах. Осадкам последней посвящена глава III настоящей монографии, и здесь они не рассматриваются. К востоку от Восточно-Индийского хребта радиоляриевые и глинисто-радиоляриевые илы распространены в широтной полосе примерно между 3 и 17° ю.ш. на глубинах 4700—6000 м. Как к югу, так и к северу встречаются узкие полоски радиоляриево-глинистых и этмодискусково-глинистых илов переходного типа (Свальнов, 1983).

Радиоляриевые илы — это мягкие на поверхности, полужидкие осадки с очень высокой пористостью и влажностью и соответственно с низкой плотностью. Цвет их в целом желтовато-коричневый до соломенно-желтого и желтовато-серого. Окраска обычно неравномерная, пятнисто-полосчатая, отражает переработку роющими организмами (биотурбацию) и раннедиагенетическое перераспределение железа и марганца. С увеличением глинистой составляющей цвет становится более густым желтовато-коричневым, что связано с возрастанием содержания железа и марганца. Радиоляриево-глинистые илы — это обычно коричневые и

желтовато-коричневые, нередко пятнистые осадки, в целом более темные и вязкие, чем радиоляриевые. Они связаны постепенными переходами с миопелагическими глинами, в той или иной мере обогащенными радиоляриями и диатомовыми.

Соотношение двух главных литологических компонентов — биогенного кремнезема (с преобладанием радиолярий) и глинистого вещества в данной группе осадков приэкваториальной продуктивной зоны варьирует в широких пределах — от явного преобладания кремнистых остатков (по визуальной оценке под оптическим микроскопом, до 70% или даже более) до обильной примеси их в доминирующей глинистой основной массе. Следует учесть, что визуальная оценка диатомово-радиоляриевой составляющей, особенно при ее высоких содержаниях, как правило, завышена по сравнению с химическими определениями (полными силикатными анализами, определениями "аморфного" кремнезема методом содовых вытяжек), что отчасти объясняется тонкодисперсностью глинистого вещества и его слабой окристаллизованностью (смектит). На фоне относительно крупных ажурных кремнистых частиц с сильным отрицательным рельефом в канадском бальзаме субколлоидные глинистые частицы практически не видны даже в скрещенных николях и при максимальном увеличении. Но к существенным ошибкам приводит также прямое сопоставление содержания кремнистых частиц (сложенных "опалом-А") и данных химического определения кремнезема без учета связанной в опале воды. Поэтому, хотя в пределах радиоляриевой пояса Индийского океана содержание "аморфного" кремнезема находится в пределах 10—30% или даже ниже (Геолого-геофизический атлас..., 1975), а валовой кремнезем не превышает 60%, истинное содержание биогенных кремнистых частиц может достигать 30—50%.

Глинистое вещество в осадках радиоляриевой пояса отличается (Горбунова, 1966) низким содержанием иллита (обычно 20—30%) и хлорита (меньше 10%, реже 10—20%), повышенным монтмориллонита (30—50%) и каолинита (10—20%; в Северо-Австралийской котловине до 30—40%) при низком (0—10%) содержании тонкодисперсного кварца (Серова и др., 1975). Преобладание монтмориллонита (36—71%) над иллитом (12—37%) при высоком среднем содержании хлорита+каолинита (33%) отмечено В.Н. Свальновым (1983) для радиоляриево-глинистой группы осадков Индонезийской провинции, занимающей северную часть Северо-Австралийской котловины, тогда как в Кокосовой котловине эта же группа осадков характеризуется явным преобладанием иллита (в среднем 53%) над хлоритом+каолинитом (31%) и монтмориллонитом (16%), что свойствен Гангской провинции. Различия в составе глинистого компонента осадков радиоляриевой пояса объясняются терригенным его происхождением, а значит, влиянием питающих провинций суши и путей транспортировки. Гангская провинция отражает состав выносов Ганга и Брахмапутры, переносимых, по-видимому, придонными нефелоидными потоками. В Индонезийскую провинцию преимущественно монтмориллонитовое глинистое вещество заносится, вероятно, пассатным течением со стороны Индонезийского архипелага, а повышенное содержание каолинита связано с золовыми выносами из пустынь Австралии.

Пелагические фации кремнисто-глинистых осадков радиоляриевой пояса характеризуются почти повсеместным присутствием субаэрального вулканокластического материала известково-щелочного вулканизма Зондской дуги — бесцветного кислого вулканического стекла (песчано-алевритового и крупнопелитового), обломков пемзы и вулканогенных минералов тяжелой подфракции алеврита (биотита, циркона, роговой обманки, гиперстена, авгита). Местами, особенно в восточной части пояса, вулканокластический материал становится осадкообразующим (туффовые разности радиоляриево-глинистых илов), а в разрезах четвертичных отложений наблюдаются многочисленные прослой витро-

кластической тефры. Содержание бесцветного стекла в абиогенном материале крупноалевритовой фракции радиоляриево-глинистых илов составляет 70—90% или более (Свальнов, 1983; Свальнов и др., 1976). Обломки пемзы, разносимой на плаву, служат ядрами железо-марганцевых конкреций.

Терригенные обломочные минералы присутствуют в осадках радиоляриевого пояса лишь в виде незначительной примеси. Локально, в районах развития разломной тектоники, в существенном количестве присутствует эдафогенный материал, в том числе продукты дробления глубинных пород океанской коры — гипербазитов, серпентинитов, габброидов, зеленокаменно метаморфизованных базальтов. Обломки этих пород, а также измененных базальтов нередко служат ядрами железо-марганцевых конкреций.

Из аутигенных минеральных новообразований наиболее распространены железо-марганцевые макро- и микроконкреции, которые будут подробно рассмотрены в последующих главах.

Разрезы четвертичных отложений на дне котловин характеризуются, с одной стороны, переслаиванием разных типов "фоновых" осадков радиоляриево-глинистой группы, в котором намечаются определенные тенденции направленной эволюции радиоляриевого пояса в целом, а с другой — наличием "инородных" по отношению к ним прослоев, происхождение которых связано с эпизодическими событиями, как бы нарушающими нормальный плавный ход пелагической седиментации. По терминологии Ридинга (Reading, 1985), такие события могут быть отнесены к категории "катастрофической седиментации". К образованиям такого типа принадлежат уже упомянутые выше прослой витрокластической тефры (так называемые пепловые слои), а также кремнисто-туффитовых осадков; интервалы, обогащенные эдафогенным материалом; прослой, связанные с переотложением пелагических осадков турбидными потоками ("пелагические турбидиты"), и слои этмодискусовых илов, также обычно переотложенных.

Этмодискусовые и этмодискусово-глинистые илы являются закономерным элементом разрезов кремнисто-глинистых осадков всего пояса, где они образуют либо четко очерченные прослой с резким доминированием тонких "чешуйчатых" створок гигантских тропических диатомей *Ethmodiscus* *hex*, либо диффузные интервалы, в той или иной мере обогащенные ими. Современные этмодискусовые илы неизвестны, но в плейстоцене они распространены широко, причем тяготеют к локальным понижениям дна. Места находок этмодискусовых, этмодискусово-глинистых и этмодискусово-радиоляриевых илов сосредоточены в Северо-Австралийской котловине и в восточных предгорьях Восточно-Индийского хребта, где эти осадки встречаются в виде прослоев и линз в радиоляриево-глинистых осадках (Свальнов, 1983). Наиболее чистые высококремнистые этмодискусовые илы окрашены в светло-коричневый или желтовато-серый цвет, в мощных слоях нередко отмечается раннедиагенетическая цветовая полосчатость. Они отличаются повышенной влажностью, высокой пористостью, характерной упругой ("творожистой") консистенцией, а иногда горизонтальной слоистостью. Происхождение этмодискусовых илов связывают с механическим концентрированием крупных, но очень легких и тонких чешуйчатых створок этмодискусов в ходе придонных гидродинамических процессов перемыва и отмучивания, хотя детали этого механизма пока не выяснены. В.Н. Свальнов (1983) придает особое значение большой "парусности" створок этмодискусов, которые поэтому могут принудительно концентрироваться в круговоротах течений и локальных зонах опускания вод. Дальнейшее перераспределение происходит уже в придонных водах, где формируется суспензия из этих створок, разгружающаяся в понижениях дна, в условиях неподвижных вод.

С перемывом связано и появление прослоев слабокарбонатных, а иногда

и карбонатных прослоев на несвойственных им глубинах дна котловин (глубже КГК). Иногда это четко выраженные турбидиты с базальным слоем из фораминиферового песка, сверху градационно переходящим в известковистый кремнисто-глинистый ил с постепенно убывающим содержанием фораминиферо-кокколитового известкового компонента. Такие явно переотложенные прослои следует отличать от карбонатно-кремнистых ритмитов, образованных за счет периодических изменений уровня КГК в ходе ледниковых—межледниковых циклов плейстоцена и распространенных в пределах переходной зоны от бескарбонатных фаций дна котловин к карбонатным подводным поднятиям.

Г. Аррениус на примере экваториальной зоны Тихого океана впервые описал "карбонатные циклы" и увязал их с гляциальными циклами плейстоцена через изменения интенсивности растворения CaCO_3 и биологической продуктивности вод (Arrhenius, 1963). В северной тропической части Индийского океана, как и в Тихом океане, ход кривых изменения карбонатности плейстоценовых отложений, а также других показателей растворения CaCO_3 — обратный по отношению к кривым для Атлантики и приантарктической зоны Индийского океана: растворение максимально в эпохи потепления, в том числе в голоцене, и минимально в ледниковые эпохи, когда все уровни растворения (лизоклины и критические глубины) занимали более глубоководное положение, чем сейчас (Мурдмаа, Иванова, 1987; Volat et al., 1980).

Фациальная изменчивость регионального масштаба на дне котловин в пределах радиоляриевых поясов выражается обособлением двух групп абиссальных фаций (см. рис. 1): 1) ядро пояса ($8-13^\circ$ ю.ш.) образуют фации кремнистых и глинисто-кремнистых осадков, слагающих весь четвертичный разрез и отличающихся максимальным содержанием биогенного кремнезема; 2) на периферии пояса развиты фации современных и позднечетвертичных глинисто-кремнистых и кремнисто-глинистых илов, которые на юге ($13-17^\circ$ ю.ш.) подстилаются миопелагическими глинами разных уровней плейстоцена. Первый тип разреза отражает устойчивое в течение всего четвертичного периода положение оси приэкваториальной зоны повышенной биопродуктивности, связанной с проходящей здесь широтно ориентированной южнотропической зоной дивергенции и подъема вод. Вторая группа фаций имеет переходный характер и отражает в разных своих частях различные условия седиментации, в целом приводящие к понижению содержания в осадках биогенного кремнезема. На юге это вызвано убыванием интенсивности биогенного кремнезема за счет уменьшения биопродуктивности, причем перекрытие миопелагических глин кремнисто-глинистыми илами отражает позднечетвертичное расширение радиоляриевых поясов. На северной периферии радиоляриевых поясов понижение кремнистости, по-видимому, лишь частично объясняется понижением продуктивности (Кобленц-Мишке, 1977), а главную роль играет усиление терригенного выноса.

Локальную фациальную изменчивость осадков можно проследить по данным, полученным на полигонах 54-го и 58-го рейсов нис "Витязь" (Свальнов, 1983), и 11-го рейса нис "Академик Мстислав Келдыш", рассмотренным в главах III и IV настоящей монографии.

Полигон 6742 (13° ю.ш.) охватывает тектонически сложно расчлененный участок предгорья Восточно-Индийского хребта. В пределах полигона выделяются два горстовых поднятия, крутые склоны которых, почти лишенные осадочного чехла, являются источниками эдафогенного материала в пелагические осадки. В депрессиях между ними мощность осадков достигает 400 м. В поверхностном слое осадки представлены радиоляриевыми и глинисто-радиоляриевыми илами, которые на поднятиях выше КГК (4700 м) фациально сменяются глинисто-известковыми кокколито-фораминиферовыми осадками с большой примесью радиолярий. В осевой части субмеридиональной депрессии четвертичные отложения представлены переслаиванием радиоляриевых и этмодис-

кусовых илов с меняющимся по вертикали содержанием глинистого компонента и с маломощными слоями эдафогенного материала, а также витрокластической тефры. В одной из колонок со склона поднятия вскрыты эдафогенные отложения, сложенные совершенно неокатанными обломками диабазы, тремолит-талевой породы и тальк-тремолит-хлоритовой милонитоподобной массы.

В ряде колонок обнаружена смена четвертичных глинисто-кремнистых осадков книзу миопелагическими и далее цеолитсодержащими эвпелагическими глинами, возраст которых точно не установлен, но не моложе 0,7 млн лет (граница Брюнес—Матугама). На дне депрессии скорости накопления глинисто-кремнистых (частично переотложенных) осадков, судя по палеомагнитным данным, превышают 10 мм/1000 лет, в других точках они значительно меньше (вплоть до нулевых значений).

Полигон 6754 охватывает участок сложно расчлененного тектонического рельефа дна Западно-Австралийской котловины (16° с.ш., 100° в.д.) на южной периферии радиоляриевого пояса. На вершинах и склонах тектонических гряд чехол рыхлых осадков, по данным сейсмопрофилирования, либо отсутствует, либо представлен маломощными (не более 50 м) прерывистыми линзами. В депрессиях мощность осадочного чехла достигает нескольких сот метров. Фации продуктивного радиоляриевого пояса образуют здесь лишь маломощный (5—20 см) поверхностный слой радиоляриево-глинистых илов, залегающий на типичных эвпелагических глинах низкопродуктивной зоны и отделенный от последних тонким промежуточным слоем миопелагических глин. Режим радиоляриевого пояса установился постепенно, судя по палеомагнитным данным, не раньше середины эпохи Брюнес.

На полигоне 1—76 (16° 35' ю.ш.) в предгорьях Восточно-Индийского хребта радиоляриево-глинистые илы позднечетвертичного возраста также залегают маломощным слоем на эвпелагических глинах, подтверждая представление о расширении радиоляриевого пояса на юг в последние этапы четвертичной истории Индийского океана (Свальнов, 1983). Южная граница радиоляриевого пояса, отмеченная фациальным переходом от радиоляриево-глинистых илов к эвпелагическим глинам через промежуточную зону миопелагических глин, имеет в четвертичном разрезе, таким образом, скользящий возраст. Показанные на рис. 1 переходные зоны смены миопелагических глин кверху глинисто-кремнистыми илами и эвпелагических глин миопелагическими демонстрируют распространение такого типа разрезов.

Для четвертичных фаций дна котловин радиоляриевого пояса характерны неравномерность осадконакопления, разные проявления эрозии, переотложения и перераспределения пелагического осадочного материала. Движущими механизмами этих явлений служат прежде всего придонные течения, прямо или косвенно связанные с потоками холодных антарктических придонных вод (см. рис. 1), которые вовлекаются в приливные возвратно-поступательные движения, образуют на верхней плотностной границе внутренние волны и формируют при взаимодействии с неровностями рельефа придонный пограничный турбулентный слой. Флуктуации в последнем могут, по новейшим гидродинамическим моделям, отчасти уже подтвержденным прямыми наблюдениями, вызвать резкое возрастание скоростей потоков на контакте с дном, достаточных не только для переноса тонкого взвешенного осадочного материала, но и для эрозии ранее отложившихся осадков. Именно не средние скорости течений, как правило невысокие, а эпизодические (или периодические) турбулентные флуктуации являются, по современным представлениям, главной причиной длительных перерывов осадконакопления и эрозии, особенно ярко проявленных в радиоляриево-поясе, где они могут быть документированы биостратиграфическими методами.

Важную роль, особенно в районах с резко расчлененным тектоническим рельефом, играют также гравитационные процессы переотложения: оползни, осыпи, пастообразные потоки, медленное сползание полужидкого ила (крип), турбидные

потоки. Признаки этих процессов (оползневые текстуры, скопления эдафогенного материала, "пелагические" турбидиты и др.) широко распространены в радиоляриевом поясе Индийского океана, хотя главные зоны их проявления находятся в приконтинентальной области.

Совокупное действие придонных течений и гравитационных потоков приводит к резкой изменчивости определенных стратиграфическими методами средних скоростей пелагического осадконакопления. Так, если фоновые скорости "нормальной" пелагической седиментации радиоляриево-глинистой группы осадков для эпохи Брюнес, вероятно, укладываются в градацию 1—3 мм/1000 лет или немного больше, то фактические определения в колонках дают столь широкий разброс (от нулевых значений от 13 мм/1000 лет и более), что картирование их вообще невозможно (Свальнов, 1983).

Микрофауна радиолярий представлена богатым разнообразным тепловодным тропическим комплексом, как и микрофлора диатомей. Донная макрофауна довольно обильна для абиссальной пелагической области и относится к океанической эвтрофной группировке с преобладанием детритофагов (Соколова, 1986), в том числе роющих организмов, многочисленные ходы которых отпрепарированы процессами раннего диагенеза и сохраняются в ископаемом состоянии.

Выше КГК, т.е. на глубинах меньше 4700 м, современные фации представлены в радиоляриевом поясе почти целиком пелагическими карбонатными (известковыми, мергельными, кремнисто-карбонатными) биогенными илами, среди которых абсолютно доминирует кокколито-фораминиферовая группа. Карбонатные осадки приэкваториального пояса отличаются от аналогичных по глубинности фаций непродуктивной зоны постоянным присутствием биогенного кремнезема, прежде всего радиолярий, а нередко также этмодискусов. Четвертичные пелагические фации карбонатных кокколито-фораминиферовых осадков изучены довольно детально на асейсмичном Восточно-Индийском и на срединно-океанском Аравийско-Индийском хребтах, а также на некоторых локальных поднятиях Кокосовой и Западно-Австралийской котловин.

Фациальная изменчивость карбонатных осадков подчиняется универсальному для пелагических областей океанов батиметрическому контролю, обусловленному увеличением с глубиной интенсивности (скорости) растворения осажденного на дно планктоногенного CaCO_3 . Закономерно сменяющие друг друга с увеличением глубины и интенсивности растворения фации образуют фациальный ряд растворения (Мурдмаа, 1987), в котором фациальными границами служат критические уровни растворения — лизоклины (птероподовый, фораминиферовый, кальцитовый) и критические глубины (арагонита, кальцита). В пределах описываемого здесь приэкваториального радиоляриевого пояса птероподовые осадки развиты очень ограниченно, только на некоторых локальных поднятиях с глубинами менее 1000 м (например, на Сейшельской банке).

В остальных районах ряд растворения начинается фациями цельнораковинных фораминиферовых осадков, почти не затронутых растворением и содержащих полный комплекс видов биоценоза, обитающего в водах над местом их накопления. Поскольку глубинный диапазон этих фаций часто совпадает с гребнем или вершинной поверхностью подводных хребтов (например, Восточно-Индийского), где обычны сильные придонные течения, смыывающие с них тонкозернистый кокколитовый материал, глину и легкий кремнистый детрит, то из остающихся на месте раковин фораминифер формируются цельнораковинные фораминиферовые пески. Характерной особенностью этих фаций являются хорошо развитые знаки ряби, в ископаемом состоянии выраженные в виде косой слоистости ряби. Рябь подчеркнута нередко скоплениями эдафогенного материала и мелких железомарганцевых конкреций в ложбинах между гребнями.

Нижней глубинной границей этих фаций служит фораминиферовый лизоклин, по данным Н.В. Беляевой и И.И. Бурмистровой (1984) находящийся

5213

в южной приэкваториальной зоне на глубинах 3—3,7 км, но закономерно углубляющийся в южном направлении. В фациях данного глубинного диапазона отмечаются минимальные значения всех индикаторов растворения фораминифер: фрагментации раковин, отношений бентосных фораминифер к планктонным, устойчивых к растворению видов к неустойчивым, радиолярий к фораминиферам. Карбонатность устойчиво высокая (больше 70%). На уровне лизоклина величины этих показателей начинают резко возрастать: увеличивается количество фрагментов раковин, за счет растворения большей части неустойчивых видов планктонных фораминифер уменьшается число видов в танатоценозах и численность фораминифер на 1 г осадка, растет доля бентосных фораминифер, осадок становится более тонкозернистым, кокколиты, если они не вымываются течениями, начинают по массе преобладать над фораминиферами.

Следующая по глубине фация в ряду растворения расположена между фораминиферовым и кальцитовым лизоклинами. Помимо уже перечисленных признаков, для нее характерна все еще высокая карбонатность (содержание CaCO_3 больше 70%). В описываемом поясе кальцитовый лизоклин — уровень, глубже которого карбонатность быстро уменьшается, — расположен на глубине около 4 км (Беляева, Бурмистрова, 1984). Значительный диапазон глубин, занятый данной фацией (в районе экватора до 1 км), резко сужается южнее 10° ю.ш., главным образом, за счет углубления фораминиферового лизоклина.

Последняя в ряду растворения фация карбонатных осадков расположена между кальцитовым лизоклином и КГК. Это глубинный диапазон господства мергельных (в радиоляриевом поясе обычно кремнисто-мергельных) илов с бедным малочисленным комплексом самых устойчивых видов планктонных фораминифер, с высоким процентным содержанием (в песчано-алевритовых фракциях) фрагментов бентосных фораминифер и радиолярий. В пределах этой фации наблюдается быстрое уменьшение содержания CaCO_3 от 70% на верхней границе до 10% на нижней (КГК).

В условиях крутых склонов подводных возвышенностей и хребтов на ряд растворения накладываются процессы гидродинамического (течения) и гравитационного (гравитационные потоки, турбидиты) переотложения биогенного известкового материала. Нередко вместо постепенного фациального перехода мы имеем здесь сложное чередование тел переотложенных осадков и обнаженных участков дна, представляющих собой современные поверхности несогласий.

Пелагические фораминиферовые и кокколитово-фораминиферовые осадки имеют желтовато-серую окраску. Чисто фораминиферовые разности, отличные от тонкого детрита и кокколитов, сыпучие, по гранулометрии их можно отнести к мелко- и среднезернистым пескам или крупным алевритам, как правило, хорошо отсортированным. В 1 г таких осадков содержится более 10 000 экз. раковин планктонных фораминифер. Примесь аллохтонных компонентов обычно незначительна, карбонатность соответственно высокая (обычно более 90% CaCO_3). В восточной части приэкваториального пояса, на Восточно-Индийском хребте и на локальных поднятиях в бескарбонатном остатке, помимо радиолярий, этмодискусов и глинистого вещества, значительную долю составляет витрокластическая тефра, вплоть до образования известково-туффитовых разностей осадков.

Кокколитовые и фораминиферово-кокколитовые осадки встречаются на тех же морфоструктурах дна, но несколько глубже фораминиферовых, что связано как со срывом мельчайших (несколько микрометров) кокколитов с верхних поверхностей, так и с уменьшением численности фораминифер (менее 1000 экз./г) в результате селективного растворения (особенно ниже фораминиферового лизо-



клина). Эти связанные тонкозернистые пелитовые и алевроитово-пелитовые илы, как правило, более светлые, белые с желтоватым или коричневатым оттенком, при увеличении глинистой составляющей они приобретают светло-коричневые тона. Характерна созданная биотурбацией пятнистость. Постоянно присутствует в пределах радиолариевого пояса биогенный кремнезем, особенно в виде тонкого детрита. Содержание биогенного кремнезема возрастает с глубиной, оно максимально в фациях между карбонатным лизоклином и КГК.

На вершинной поверхности и пологих участках верхних частей склонов Восточно-Индийского хребта разрезы четвертичных осадков, как правило, непрерывные, представлены целиком известковыми кокколито-фораминиферовыми илами лишь с редкими прослоями витрокластической тефры. В ложбинах склонов встречаются известковые биотурбидиты, базальные элементы циклитов в которых представлены фораминиферовыми песчано-алевритовыми осадками, а верхние — кокколитовыми пелитовыми илами. Цикличность растворения CaCO_3 , связанная с климатостратиграфическими колебаниями положения лизоклинов и КГК, сказывается на склонах, но в силу относительно небольшой амплитуды глубин этих колебаний она не приводит, как правило, к развитию четко выраженных карбонатных ритмов, столь характерных для более высоких широт.

Скорости накопления карбонатных осадков на Восточно-Индийском хребте варьируют в широких пределах главным образом за счет перемива осадков, достигая максимальных значений (до 20 мм/1000 лет) в непрерывных разрезах на оси радиолариевого пояса около 10° ю.ш. (Свальнов, 1983).

В западном отрезке радиолариевого пояса фации карбонатных осадков образуют сплошное поле, включающее срединный Аравийско-Индийский хребет, асейсмичные хребты Маскаренский и Чагос, а также разделяющие их депрессии, глубина в которых (4—4,7 км) повсеместно меньше КГК. Гребневые зоны хребтов заняты высококарбонатными (более 80% CaCO_3) кокколито-фораминиферовыми и фораминиферовыми осадками, в которых численность целых раковин планктонных фораминифер находится в пределах 1000—10 000 экз./г или выше. Наиболее высококарбонатные осадки (90—97% CaCO_3) отмечены на вершинной поверхности Маскаренского хребта (Геолого-геофизический атлас..., 1975). Район Маскаренского хребта отличается, кроме того, высокой первичной продукцией, составляющей 150—250 г $\text{C}/\text{м}^2$ в день, а над отдельными поднятиями превышающей 500 г $\text{C}/\text{м}^2$.

От вершин хребтов к подножиям и дну депрессий карбонатность в целом убывает до 70% в Маскаренской котловине и депрессии Чагос, в восточной (пелагической) части Сомалийской котловины. В разрезах четвертичных отложений дна котловин чередуются мергельные и известковые разности преимущественно кокколитовых илов, но с прослоями фораминиферовых биотурбидитов. В поверхностном слое численность планктонных фораминифер составляет десятки или первые сотни экземпляров на грамм осадка. Повсеместно (как на хребтах, так и на дне котловин) карбонатные осадки содержат примесь биогенного кремнезема — диатомей, радиоларий, их детрит, а также спикулы губок. Численность диатомей находится в пределах 0,1—1 млн клеток/г.

Фациальная изменчивость карбонатных осадков прослежена по профилю через западный фланг Аравийско-Индийского хребта (Розанова, 1971; Мурдмаа, 1987). Характерное для рельефа флангов срединных хребтов чередование гряд и депрессий, с постепенным увеличением абсолютных отметок глубин тех или других к подножию, контролирует распределение двух типовых фаций — кокколито-фораминиферовых осадков поверхностей поднятий и ритмично-слоистых биотурбидитов дна депрессий, где развиваются небольшие по площади аккумулятивные равнины. Собственно пелагические по характеру седиментации кок-

колитово-фораминиферовые осадки (карбонатные пелагиты) подчиняются в целом закономерностям фациального ряда растворения CaCO_3 , тогда как биотурбидиты нарушают эту закономерность, выделяясь в разрезах мергельных илов, глубже кальцитового лизоклина, повышенной карбонатностью. Турбидитные циклиты состоят из: а) базального градиационного слоя фораминиферовых песчано-алевритовых осадков, обычно содержащих крупные радиолярии; б) тонкослойчатого, иногда косослойчатого интервала; в) гомогенного тонкозернистого кокколитового слоя. Межтурбидитные слои пелагитов представлены в зависимости от глубины известковыми или мергельными фораминиферо-кокколитовыми илами с признаками биотурбации.

Фауна планктонных фораминифер в радиоляриевом поясе представлена тропическим танатоценозом, к которому в зоне дивергенции добавляются более холодноводные умеренные и субтропические виды (Иванова, 1984).

Южная субтропическая непродуктивная (аридная) зона пелагической области Индийского океана занимает широтный пояс примерно между 16—18 и 40—45° ю.ш., проходящий через котловины Западно-Австралийскую, Натуралистов, Южно-Австралийскую, Амстердамскую, Центральную, Крозе, Мадагаскарскую и Маскаренскую, разделяющие их хребты Восточно-Индийский (южная часть), Брокен и через три ветви системы срединных хребтов (Центрально-Индийский, Западно-Индийский и Аравийско-Индийский хребты), сходящихся в точке тройного сочленения в районе Южного тропика.

Зона в целом совпадает с центром южного субтропического антициклонического круговорота течений. Ее границами в современной системе циркуляции являются на севере субэкваториальный, а на юге субантарктический океанические фронты, между которыми распространены южные субтропические поверхностные воды, отличающиеся повышенной соленостью и низким содержанием питательных веществ. Последнее обусловлено стабильной стратификацией водной толщи и тенденцией к опусканию поверхностных вод. На карте первичной продукции (Кобленц-Мишке, 1977) ядро зоны выделяется как поле минимальных величин — менее 100 г С/м² в день. Но на западе и востоке южная ее периферия занята более продуктивными водами (100—150 г С/м² в день и выше), что наряду с данными о повышенном содержании клеток фитопланктона в поверхностных водах (10^2 — 10^3 клеток в 1 л к югу от 30—35° ю.ш., менее 100 — в ядре зоны) указывает на развитие широкой переходной полосы между низкопродуктивной субтропической—тропической и высокопродуктивной субантарктической (южной умеренной) зонами. Кроме того, следует иметь в виду, что в ледниковые эпохи плейстоцена южная граница непродуктивной зоны занимала более северное положение, что нашло отражение в сдвиге на север свойственных умеренной продуктивной зоне фаций диатомово-глинистых и диатомово-карбонатных пелагических осадков (Мурдмаа, Иванова, 1987).

На абиссальных глубинах, глубже КГК, в пределах непродуктивной зоны развиты фации пелагических глин, представленных обоими литолого-фациальными типами — эв- и миопелагическими глинами, образующими на современной поверхности дна соответственно две фации. Эвпелагические глины выходят на поверхность и слагают весь разрез четвертичных осадков только на юге Центральной котловины и в юго-западном углу Западно-Австралийской (см. рис. 1). Остальная площадь дна котловин занята современными фациями миопелагических глин, которые в разрезе на разных уровнях плейстоцена сменяются эвпелагическими глинами. Разрезы четвертичных отложений целиком сложены миопелагическими глинами, вероятно, только на южной периферии зоны.

Миопелагические глины представляют собой серовато- или желтовато-коричневые глинистые илы, обычно с текстурой биотурбации, подчеркнутой ранне-

диагенетическим перераспределением железа и марганца. Глинистое вещество по происхождению терригенное, его состав четко связан с питающими провинциями суши и с механизмом транспортировки (флювиогенным или эоловым). Отличительной чертой миопелагических глин южной аридной зоны Индийского океана является сравнительно низкое содержание иллита (не более 40—50%) и высокое каолинита, в восточной части зоны до 40%. Источником каолинита служат, очевидно, пустыни Австралии, а главный механизм транспортировки — эоловый. Содержание монтмориллонита в западной части пояса высокое — до 50—70% (Горбунова, Лисицын, 1979). В миопелагических глинах постоянно присутствует примесь биогенного кремнезема, но значительной она становится лишь в районе к западу от Австралии, где биологическая продуктивность вод повышена. Средние скорости накопления миопелагических глин в восточной части пояса 1—3 мм/1000 лет (Свальнов, 1983).

Эвпелагические глины на поверхности дна выявлены на небольшой площади в юго-западной части Западно-Австралийской котловины и пятнами, возможно представляющими собой "эрозионные окна" или участки неотложения, к юго-востоку от Кокосовых островов. В подповерхностных слоях эти глины распространены гораздо шире, почти повсеместно подстилая миопелагические глины, а в районе к юго-западу от Австралии — маломощный поверхностный слой мергельных илов (см. рис. 1). Эти данные привели В.Н. Свальнова (1983) к выводу, что эвпелагические глины в основном несовременные. Гранулометрически они относятся к пелитовым, реже к алевритово-пелитовым илам, причем алевритовая фракция сложена в основном аутигенными минералами (филлипситом, микроконкрециями), а также костным детритом, палагонитом. Среди глинистых минералов доминирует, как правило, аутигенный смешанослойный иллит — монтмориллонит, но встречаются также терригенные иллит и каолинит. Методом ИК-спектроскопии (Fröhlich, 1978) установлено большое содержание в эвпелагических глинах аутигенного железисто-кремнистого аморфного вещества (до 30% осадка). Средние скорости накопления эвпелагических глин в четвертичное время очень низкие, меньше 1 мм/1000 лет. Вероятны перерывы.

Абиссальный макробентос в описываемой зоне относится к олиготрофной группировке с доминированием весьма разреженной фауны сестонофагов и со слабым развитием детритофагов (Соколова, 1986).

Преобладающая часть площади непродуктивной зоны занята фациями пелагических карбонатных осадков. Они покрывают три ветви срединных и асейсмичных хребтов, распространяясь на периферию дна котловин. Вершинные поверхности Восточно-Индийского хребта и поднятия Брокен, а также гребневая часть Центрально-Индийского хребта покрыты высококарбонатными (более 90% CaCO_3) фораминиферо-кокколитовыми илами, в которых численность фораминифер сравнительно невелика (несколько тысяч раковин в 1 г осадка). Диатомеи практически отсутствуют, радиолярии редки (Геолого-геофизический атлас..., 1975; Leclaire et al., 1986). Высокая карбонатность сохраняется в пределах всего разреза четвертичных осадков, хотя "карбонатные циклы" выражены четко.

С увеличением глубины карбонатность закономерно уменьшается, а циклические колебания ее в разрезе становятся отчетливее, так что между фациями биогенных известковых илов и пелагических глин вырисовывается полоса известково-мергельных ритмов (см. рис. 1). Переслаивание известковых и мергельных илов в них коррелируется по возрасту с ледниковыми—межледниковыми циклами и объясняется изменениями глубинного уровня кальцитового лизоклина и близкого к нему на этих широтах фораминиферового лизоклина (Беляева, Бурмистрова, 1984). Скорости накопления известковых илов, как правило, ниже 10 мм/1000 лет, характерны величины 2,5—7 мм/1000 лет (Свальнов, 1983). В колонке высококарбонатных (90% CaCO_3), преимущественно кокколитовых (80% кокколитов) илов с

Мадагаскарского хребта (глубина 2,6 км) на западной периферии зоны установлена скорость осадконакопления 12 мм/1000 лет (Leclaire et al., 1976).

В фациях карбонатных осадков большей южной части непродуктивной зоны присутствует субтропический тонатоценоз планктонных фораминифер (Иванова, 1987).

Южная умеренная продуктивная (гумидная) зона (субантарктический пояс кремненакопления) делится геоморфологически и фациально на две субширотные подзоны: северную (примерно до 50° ю.ш.), занятую в основном карбонатными и кремнисто-карбонатными фациями системы срединно-океанских хребтов, и южную, представленную на дне Австрало-Антарктической и Африкано-Антарктической котловин фациями высококремнистых диатомовых илов, обширное поле которых прерывается только на хребте Кергелен, покрытом карбонатными и вулканогенно-карбонатными осадками. Зона приурочена к системе мощного, распространяющегося на большие глубины Антарктического Циркумполярного течения, несущего с запада на восток холодные высокопродуктивные субантарктические поверхностные воды. Величина первичной продукции, определенная в основном по косвенным данным (Кобленц-Мишке, 1977), составляет в среднем 100—150 г С/м² в день, а в осевой части зоны (около 55° ю.ш.) — 150—250 г С/м² в день или выше. Число клеток фитопланктона, представленного преимущественно диатомовыми, всюду больше 10² экз./л, а на оси пояса достигает 10⁴ экз./л. Продукция биогенного кремнезема в поясе между 45 и 60° ю.ш., по расчетам А.П. Лисицына (1981), превышает 500 г/см² в год, уменьшаясь к северной периферии зоны до 250—500 г/м² в год.

На юге современные пелагические фации кремнистых диатомовых илов подходят вплотную к подножию континентального склона Антарктиды, где они граничат (примерно на 63—65° ю.ш.) с приконтинентальными фациями слабокремнистых терригенно-айсберговых осадков. Северная граница пояса кремненакопления менее отчетливая, теряется в высококарбонатных осадках Австрало-Антарктического и Западно-Индийского срединных хребтов. На карте современных осадков "Геолого-геофизического атласа Индийского океана" (1975) выделена переходная полоса кремнисто-карбонатных осадков, которая ограничена с севера (на 45—50° ю.ш.) изолинией 10%-ного биогенного кремнезема и соответственно карбонатностью менее 90%. Однако к северу от этой линии высококарбонатные осадки содержат существенную примесь диатомовых и радиолярий, а следовательно, относятся, безусловно, к биопродуктивному поясу кремненакопления. Это же подтверждается скоростями накопления (абсолютными массами) карбоната кальция, аморфного кремнезема и осадочного вещества в целом (Лисицын, 1974, 1978), а также данными о содержании в осадках диатомей и радиолярий. Комплексы планктонных фораминифер (Williams et al., 1985) показывают резкую смену в восточной части пояса на линии субтропической конвергенции, проходящей примерно по 40—45° ю.ш. Это хорошо согласуется с границей между умеренной гумидной (продуктивной) и аридной (непродуктивной) зонами (по А.П. Лисицыну, 1974), проходящей по 42° ю.ш.

Существенные смещения границ водных масс и соответствующих им широтных фациальных зон в ходе глобальных климатических колебаний в плейстоцене (Мурдмаа, Иванова, 1987) привели к развитию как на северной, так и на южной периферии пояса кремненакопления циклических разрезов четвертичных отложений. В ледниковые эпохи на юге в результате сдвига на север границы ледовой зоны со свойственными ей приконтинентальными фациями терригенных айсберговых осадков последние вклинились в виде глинистых прослоев и турбидитов в толщу диатомовых илов. В эпохи потепления, наоборот, фации диатомовых илов оттесняли на юг айсберговые фации, образуя прослой в терригенной толще.

Фашии карбонатных осадков на севере пояса кремненакопления представлены в значительной мере кремнисто-карбонатными ритмитами, в которых существенные колебания карбонатности связаны главным образом с циклическими изменениями интенсивности растворения CaCO_3 и лишь во вторую очередь с латеральными сдвигами зоны высокой биопродуктивности (на север в эпохи похолоданий, на юг в эпохи потеплений). Наиболее полно возникающие при этом карбонатно-кремнистые ритмиты изучены в восточном секторе пояса, к югу и юго-западу от Австралии (Williams et al., 1985a).

Характер растворения CaCO_3 был здесь изучен в девяти колонках экспедиции "Элтанин". Для выяснения связей между палеоклиматом, водными массами и циклами растворения CaCO_3 были использованы комплексы планктонных фораминифер и изотопно-кислородные данные. Установлено, что вопреки высказанным ранее предположениям растворение было более интенсивным и критические уровни растворения занимали менее глубоководное положение, чем в настоящее время — в эпоху относительного потепления. Интервалы усиления растворения в ледниковые эпохи совпадают по времени с миграцией на север полярного фронта, который во время максимума оледенения находился на $40\text{--}45^\circ$ ю.ш., тогда как сейчас он регистрируется гидрологическими измерениями на $50\text{--}55^\circ$ ю.ш.

Характер разреза кремнисто-карбонатных ритмитов иллюстрируется (рис. 2) колонкой "Элтанин" 49-18 с глубины 3256 м (Williams et al., 1985a). Видно, что колебания карбонатности от 20 до 90% хорошо согласуются с ходом изотопно-кислородной кривой (стадии 5—12), а следовательно, с циклами оледенения. Минимумам содержания CaCO_3 соответствуют максимумы содержания фрагментов планктонных фораминифер по отношению к целым раковинам, численности радиолярий и относительной доли бентосных фораминифер, т.е. все индикаторы усиленного растворения, а также пониженные значения скоростей осадконакопления. В литологической колонке показано чередование известковых, кремнисто-мергельных и слабокарбонатных глинисто-кремнистых разностей осадков.

На дне котловин к югу от Центрально-Индийского и Австрало-Антарктического хребтов развиты фашии диатомовых илов Южного пояса кремненакопления, приуроченного к зоне распространения высокопродуктивных (первичная продукция $100\text{--}250$ мг $\text{C}/\text{м}^2$ в день) субантарктических и антарктических вод, циркулирующих в системе Антарктического Циркумполярного течения. Современные фашии высококремнистых (более 50% аморфного кремнезема) диатомовых илов распространены в широтной зоне между 50 и 65° ю.ш. (Лисицын, 1978) глубже КГК, занимающей здесь относительно мелководное положение ($3,5\text{--}4,3$ км). Установлено (Беляева, Бурмистрова, 1984), что южнее Антарктического (Южного полярного) фронта, проходящего в Индийском океане примерно по 50° ю.ш., все критические уровни растворения CaCO_3 сближены и круто поднимаются на меньшие глубины в южном направлении, параллельно подъему верхней границы придонных антарктических вод.

Северная граница фашиальной зоны диатомовых илов обусловлена не столько уменьшением биопродуктивности, сколько уровнями растворения CaCO_3 на южном фланге срединного хребта. Фашиальный переход от диатомовых илов к распространенным севернее кремнисто-карбонатным илам, хотя географически и имеет широтно-зональный характер, контролируется прежде всего вертикальной зональностью карбонатакопления — рельефом дна, положениями КГК и лизоклинов. В разрезах четвертичных отложений переход этот осуществляется через кремнисто-карбонатные ритмиты, представленные переслаиванием кремнистых диатомовых, карбонатно-кремнистых и кремнисто-карбонатных биогенных илов, коррелирующихся с ледниковыми циклами (Goodell, 1973; Williams et al., 1985a,b; Мурдмаа, Иванова, 1987).

Южная граница зоны совпадает с северной границей приконтинентальной зоны Антарктиды и выражена в фашиальном переходе от пелагических фаший

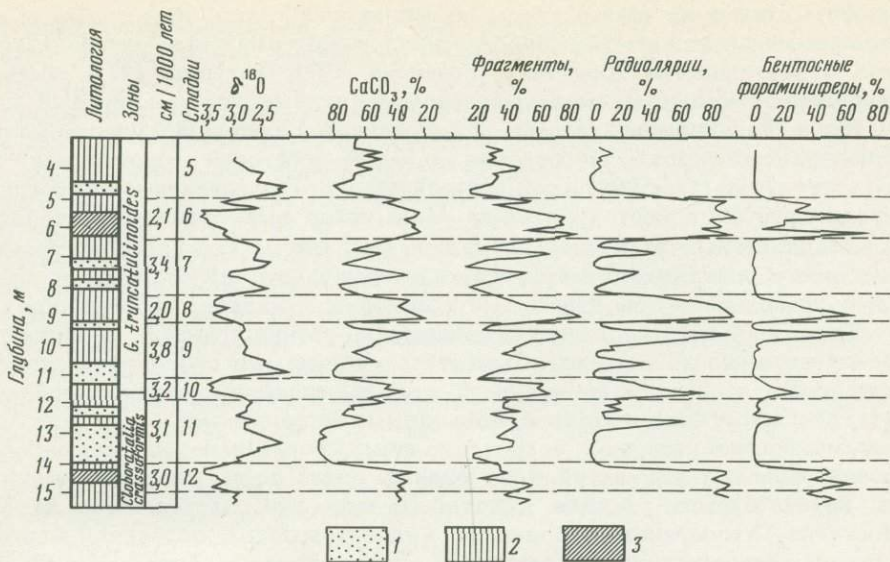


Рис. 2. Карбонатно-кремнистый ритм с фланга Австрало-Антарктического срединного хребта (колонка 49-18 экспедиции "Элтанин", из: Williams et al., 1985, с дополнениями)

1 — известковые нанофораминиферовые илы; 2 — кремнисто-мергельные илы; 3 — слабо-карбонатные глинисто-кремнистые диатомовые илы

диатомовых илов к приконтинентальным айсберговым осадкам (см. рис. 1). В связи со значительными латеральными смещениями полярной (ледовой) зоны на север в эпохи оледенений и на юг в межледниковья на юге области развития диатомовых илов формировалась широкая полоса кремнисто-терригенных ритмов, представленных переслаиванием диатомовых илов с глинистыми и алевритово-глинистыми айсберговыми осадками (см. рис. 1). К северу эта переходная полоса сменяется сплошными разрезами диатомовых илов, содержащих грубообломочный материал айсбергового разноса.

В пояс кремнистых диатомовых илов вклиниваются подводные поднятия плато Кергелен и Крозе, где выше КГК развиты кремнисто-карбонатные осадки, на вершинных поверхностях содержащие значительное количество вулканотерригенного обломочного материала базальтового состава, поступающего с вулканических островов.

Фациальная зона диатомовых илов испытывает воздействие сильных придонных течений преимущественно восточного направления, связанных с системой Антарктического Циркумполярного течения (см. рис. 1). Это наряду с обилием грубообломочного материала айсбергового разноса, служащего ядрами, создает условия для формирования Приантарктического поля железо-марганцевых конкреций, приуроченного к фациям диатомовых илов. Интенсивные процессы перемыва очень податливого по своим гидравлическим свойствам биогенного кремнистого материала приводят к прерывистости и неравномерности кремненакопления, что находит отражение в резкой фациальной изменчивости осадков, в вариациях скоростей их накопления и в широком распространении перерывов, в том числе внутри четвертичных разрезов.

Поскольку дискуссии о роли вулканических (гидротермальных, эксгаляционных) источников рудного вещества в формировании железо-марганцевых конкреций продолжаются, целесообразно в заключение кратко рассмотреть фации, испытывающие такое влияние. Гидротермальные проявления в осадках и магматических породах рифтовой зоны системы срединно-океанских хребтов Индийского океана

хорошо известны и изучались рядом исследователей. Здесь обнаружены высокотемпературные сульфидные рудопоявления, гидротермальная минерализация в осадках и тектонических брекчиях (Розанова, 1971; Батурин, 1971), выявлены металлоносные осадки и высокомарганцевые рудные корки (Лисицын и др., 1987). Но в большинстве случаев эти признаки подводной гидротермальной активности не выходят за пределы узкой рифтовой зоны или даже самого осевого рифта. Только в районе тройственного сочленения ветвей срединно-океанских хребтов к востоку от о-ва Мадагаскар вырисовывается небольшой ареал металлоносных карбонатных осадков (см. рис. 1), по скромным размерам и невысокому содержанию металлов гидротермального происхождения несравнимый с громадными площадями металлоносных осадков, обрамляющих Восточно-Тихоокеанское поднятие. Ограниченное распространение в Индийском океане металлоносных осадков объясняется медленными скоростями спрединга его срединных хребтов и вытекающей отсюда малой интенсивностью поставки металлов, в том числе марганца, подводными эксгаляциями.

Поэтому прямое влияние гидротермальных источников на формирование железо-марганцевых конкреций и их рудных полей здесь еще менее вероятно, чем в Тихом океане, где оно в какой-то мере сказывается лишь на флангах Восточно-Тихоокеанского поднятия. Гидротермальные источники марганца, а может, и некоторых других металлов вносят, конечно, определенный вклад в общий баланс их в водах океана, в том числе Индийского, но в огромном динамическом резервуаре подвижных вод гидротермальные компоненты быстро "обезличиваются" и не могут оказывать влияние ни на локализацию конкреций и их рудных залежей, ни на вариации состава рудного вещества.

Глава II

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

1. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ ПО ПЛОЩАДИ ДНА

Железо-марганцевые конкреции в Индийском океане впервые были обнаружены еще в конце прошлого века английской океанографической экспедицией на судне "Челленджер" (Murray, Renard, 1891) и затем немецкой экспедицией на судне "Вальдивия" (Murray, Phillippi, 1908).

Систематические исследования конкреций, так же как и вмещающих их осадков, стали возможны лишь в 60—70-х годах в результате работ советской и американской антарктических экспедиций (Лисицын, Живаго, 1958; Значко-Яворский, 1971; Watkins, Kennett, 1971; Eltanin core..., 1971, 1973) и Международной индоокеанской экспедиции (1959—1964 гг.) на судах СССР, Англии, США и некоторых других стран (Безруков, 1962а,б, 1964; Безруков, Андрущенко, 1972, 1973; Исаева, 1967; International Indian Ocean Expedition..., 1964; Willis, Ahrens, 1962; Cronan, Tooms, 1967а, 1969; и др.).

Эти данные послужили П.Л. Безрукову основанием для составления первой схемы распределения железо-марганцевых конкреций Индийского океана, на которой, по данным сборов проб осадков и конкреций дночерпателями и травами, были выделены области широкого развития конкреций (Безруков, Андрущенко, 1972; Геолого-геофизический атлас..., 1975). Позже в работе Дж. Фразер и Л. Уилсон (Frazer, Wilson, 1979) на основании анализа большого количества подводных фотографий (с оценкой концентрации конкреций) и сборов проб трубками и дночерпателями области распространения конкреций

были дифференцированы по плотности залегания. На фоне областей спорадической встречаемости конкреций были выделены районы их повышенной концентрации.

Сходный принцип разделения площадей распространения конкреций по частоте встречаемости положен и в основу схемы, предложенной в настоящей работе (рис. 3). Основой для ее составления послужили материалы геологических сборов 31, 32, 33, 36, 41, 54, 58-го рейсов нис "Витязь" (Безруков, 1962а,б; Безруков, Андрущенко, 1972; Скорнякова и др., 1979), 11- и 19-го рейсов нис "Академик Вернадский" (Шнюков, Орловский, 1980, 1984), 17, 22 и 42-го рейсов нис "Академик Курчатов" (Лисицына, Бутузова, 1981, 1985; Геодекян, Розанов, 1982; Розанов, Тримонис, 1985), 11-го рейса нис "Академик Мстислав Келдыш", 32—54-го рейсов американского судна "Элтанин" (Eltanin core..., 1971, 1973; Kennett, Watkins, 1975; Frazer, Wilson, 1979), французской экспедиции на судне "Марион Дюфреш" (Leclair et al., 1981; Denis-Clacchiati, 1981; Fröhlich, 1982; и др.), австралийской экспедиции на судне "Диамантина" (Frakes, Brien, 1980; Frakes, 1982; и др.), английской экспедиции на судне "Шеклтон" (Cronan, 1980) и ряда других зарубежных экспедиций, данные которых были сведены в работе Дж. Фразера и Л. Уилсона (Frazer, Wilson, 1979).

На карте (см. рис. 3) нанесено положение всех известных нам фотостанций, дночерпательных проб и тралов, а также показаны станции, на которых конкреции были встречены на поверхности дна трубами. Всего для составления карты использованы данные 600 фотостанций и столько же дночерпательных проб, 150 драгировок и тралений, просмотрено описание более 1000 колонок. Конкреции на поверхности осадков обнаружены на 150 фотостанциях, в 143 дночерпателях и 180 колонках.

По данным Дж. Фразера и Л. Уилсона (Frazer, Wilson, 1979) и более поздним материалам экспедиций нис "Витязь", "Дмитрий Менделеев", "Академик Мстислав Келдыш" масштабными значками показана концентрация (процент покрытия площади дна) на фотостанциях, в дночерпательных траловых пробах отмечено отсутствие или присутствие конкреций. При составлении карты учитывались величины продуктивности конкреций по дночерпательным пробам (Безруков, 1962; Frazer, Wilson, 1979; Lecrain et al., 1981; Железо-марганцевые конкреции Мирового океана, 1984; данные 54-го и 58-го рейсов нис "Витязь", 25-го рейса нис "Дмитрий Менделеев", 11-го рейса нис "Академик Мстислав Келдыш", всего 120 определений).

С учетом фациальной обстановки осадкообразования на карте выделены область преимущественного распространения конкреций, поля их повышенных концентраций и продуктивности (с частотой встречаемости высоких концентраций от 20 до 70—90% и продуктивностью больше 5 кг/м², с учетом находок конкреций в трубках). Нами в пределах Индийского океана выделены рудные поля: Центральное, Восточное, Диамантина, Крозе, Мадагаскарское и Австрало-Антарктическое. Закономерности распределения конкреций по площади дна Индийского океана определяются циркумконтинентальной, широтной и вертикальной зональностью осадконакопления. Существенное влияние на распределение конкреций оказывает также тектоника дна, создающая как крупные морфоструктуры, так и их расчлененность.

В приуроченности конкреций к пелагическим районам океана (см. рис. 3) проявляется негативное отражение циркумконтинентальной зональности осадконакопления (Безруков, 1970). В периферических районах океана с высокими скоростями седиментации (порядка 10—30 мм/1000 лет и более), на материковом склоне и обширных аккумулятивных равнинах западной части Сомалийской котловины, Аравийского моря и Бенгальского залива в области распространения гемипелагических осадков конкреции практически отсутствуют.

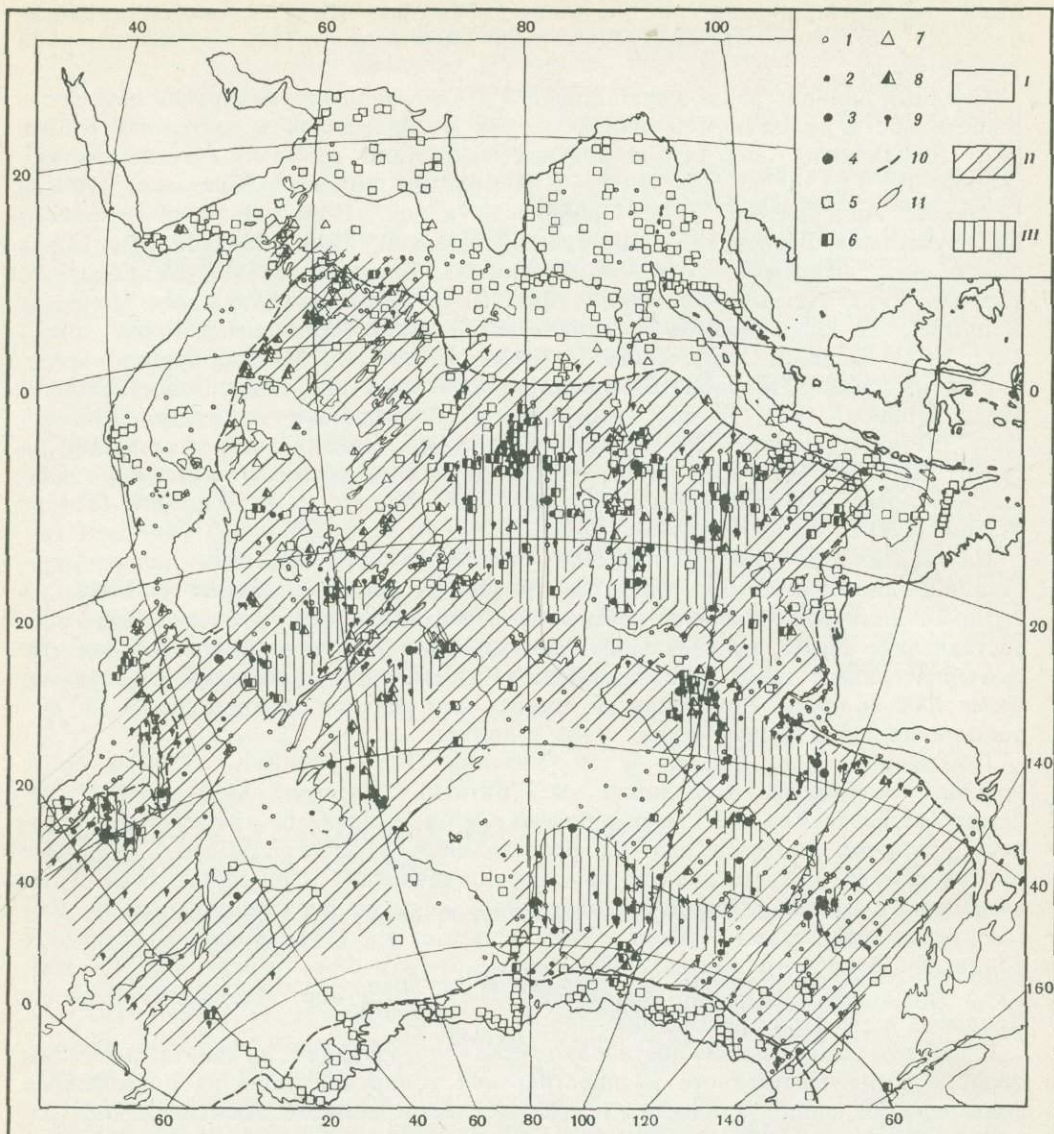


Рис. 3. Схема распространения конкреций Индийского океана

1—4 — фотостанции с оценкой концентрации, %: 1 — конкреции отсутствуют, 2 — менее 20, 3 — 20—50, 4 — более 50; 5—8 — дночерпательные (5 и 7) и траловые (6 и 8) пробы: 5 и 7 — конкреции отсутствуют; 6 и 8 — конкреции присутствуют; 9 — станции, на которых конкреции обнаружены трубками; 10 — граница мощности окисленного слоя более 1 м; 11 — изобата 4000 м; I — области спорадической встречаемости конкреций, II — области преимущественного распространения конкреций, III — поля повышенной концентрации и продуктивности конкреций

Обычно их нет и на материковом склоне и аккумулятивных равнинах около Австралии и Африки. В глубоководных котловинах гемипелагической области океана конкреции эпизодически встречаются на изолированных подводных поднятиях, на участках размыва и резкого сокращения скоростей седиментации. Единичные пробы с конкрециями на поверхности гемипелагических глин обнаружены в южной части Австралийской котловины вблизи подножия Аравий-

ско-Индийского хребта, на подводных поднятиях северной части Центральной котловины, на склонах Мадагаскарского хребта. В приконтинентальных районах с высокими скоростями придонных течений по периферии плато Натуралиста, в Мозамбикском проливе (Геодекан, Розанов, 1982; Cronan, Moogby, 1981; и др.) отмечены повышенные концентрации конкреций.

Однако, так же как в Тихом океане, конкреции приурочены в основном к пелагической области океана. Железо-марганцевые конкреции и корки в пелагической области Индийского океана встречаются почти повсеместно как на дне глубоководных котловин, так и в подводных поднятиях, но распределение их по площади дна крайне неравномерно. Так, на выровненной поверхности Восточно-Индийского, Мальдивского и Маскаренского хребтов с высокими скоростями накопления карбонатных осадков конкреции отсутствуют (Безруков, Андрущенко, 1972; Лисицын, 1974). В то же время конкреции и особенно корки постоянно встречаются на расчлененных склонах подводных гор и хребтов. Обнажения коренных пород здесь покрыты корками и пленками гидроокислов железа и марганца, а на карбонатных осадках залегают конкреции. Наиболее мощные (5—10 см) рудные корки встречаются на подводных горах Сомалийской котловины вблизи экватора (Шнюков, Орловский, 1984), западнее Амирантских островов, в глыбовых поднятиях южной части Кокосовой и в Западно-Австралийской котловин (до 10—16 см, Скорнякова и др., 1979).

В пределах срединно-океанского хребта наиболее мощные рудные корки (до 3—5 см, Шнюков, Орловский, 1984) отмечены в зоне разлома Оуэн. На большей же части Аравийско-Индийского, Западно-Австралийского, Центрально-Индийского хребтов поверхность коренных пород покрыта тонкими пленками и корочками мощностью от долей до нескольких миллиметров. На покрытых карбонатными осадками более пологих участках склонов хребта и у его подножий встречены конкреции.

Основная масса конкреций приурочена к глубоководным котловинам пелагической области океана (см. рис. 3). Конкреции встречаются во всех котловинах Индийского океана между 5° с.ш.—6° ю.ш. на севере и 60° на юге на глубинах от 4000 до 6000 м в пелагических глинах, радиоляриевых, диатомовых и карбонатных (мергельных) осадках. Карбонатные осадки конкрециеносны обычно на участках расчлененного рельефа ложа котловин. Так, на выровненной, покрытой карбонатными осадками поверхности дна юго-восточной части Сомалийской котловины (к северу от Маскаренского хребта) конкреции практически отсутствуют. Конкреции и рудные корки на поверхности коренных пород встречаются в основном на расчлененной поверхности дна северо-восточной части котловины (на флангах Аравийско-Индийского хребта) и в довольно многочисленных подводных горах в районе экватора и западнее Сейшельских островов (Frazer, Wilson, 1979; Шнюков, Орловский, 1980, 1984).

Характер распределения и типы рудных образований можно проследить на примере детально изученного английской экспедицией полигона, расположенного на сильно расчлененной поверхности дна юго-восточного склона Аравийско-Индийского хребта с амплитудами глубин 3300—4400 м (Cronan, Tooms, 1967a; Glasby et al., 1974; Геолого-геофизический атлас..., 1975). Вершинная поверхность и крутые участки склонов вулканических массивов в пределах полигона покрыты рудными корками или глыбовыми конкреционными образованиями (глыбы вулканических пород с рудными корками), реже в западинах между глыбами встречаются конкреции. Мощность рудных корок колеблется от нескольких до 5—10 см. Конкреции приурочены к карбонатным осадкам пологих участков склонов поднятий, где они покрывают 20—50% и более площади дна (Геолого-геофизический атлас..., 1975; Frazer, Wilson, 1979; Glasby et al., 1974).

По данным экспедиций на судах "Дискавери", "Вернадский", размеры конкреций Сомалийской котловины колеблются от 1 до 35 см, обычно 3—5 см. По морфологии они шаровидные, эллипсоидально-желвакообразные (многоядерные), лепешковидные, реже конусовидные, нередко овально-угловатые. Форма и размер конкреций в значительной мере определяются размером, количеством и формой ядер (Glasby et al., 1974; Шнюков, Орловский, 1984).

Поля повышенных концентраций и продуктивности конкреций расположены в пределах глубоководных котловин вблизи и ниже критической глубины карбонатакопления (отражение вертикальной зональности осадко- и рудообразования), в районах с минимальными скоростями осадконакопления. Это области распространения пелагических глин и радиоляриевых илов со скоростями осадконакопления 1—3 мм за 1000 лет и менее, связанными с низкой первичной продукцией и низкими скоростями поступления терригенного материала (Лисицын, 1974) или с высокими скоростями придонных течений (Kennett, Watkins, 1975). Такие скорости осадконакопления, по данным абсолютной геохронологии и стратиграфии (Лисицын, 1974; Reys, Lalou, 1981; и др.), зафиксированы в Центральной котловине (южнее 8° ю.ш.) и в юго-восточной части Мадагаскарской котловины, в центральной части котловины Крозе, в Амстердамской котловине и в северо-западной части Южно-Австралийской котловины (поле Дамантина) — в полях повышенной продуктивности конкреций.

Выделение Восточного поля повышенной продуктивности в южной части Кокосовой и в северной части Западно-Австралийской котловин в области распространения радиоляриевых илов со скоростями седиментации, по данным А.П. Лисицына (1974), 3—10 мм/1000 лет и более до известной степени условно. Это связано с большой расчлененностью рельефа дна, с неустойчивыми условиями и значительными колебаниями скоростей осадконакопления от 0 до 20 см (Свальнов, 1983), с наличием многочисленных участков размыва, неотложения или крайне низких скоростей накопления осадков и соответственно с большой неравномерностью концентрации и продуктивности конкреций. Высокие значения продуктивности здесь, так же как и в других полях, связаны со скоростями осадконакопления 1—3 мм и менее. Исключение из этого правила составляет самое южное приантарктическое поле повышенной концентрации, расположенное в районе распространения диатомовых и диатомово-карбонатных (мергелистых) илов со скоростями седиментации порядка 3—30 мм/1000 лет (Лисицын, 1974; Kennett, Watkins, 1976). В этих условиях формируются лишь зачаточные конкреционные образования, так как они захораниваются под быстро накапливающимся осадочным материалом.

Широкое распространение конкреций в приантарктической зоне как на поверхности, так и в толще осадков (Eltanin, 1971, 1973), с нашей точки зрения, может быть объяснено наличием большого количества гравийно-галечного материала ледового разноса — потенциальных ядер для их роста — и формированием преимущественно корковых конкреционных образований. Собственно конкреции и их повышенные концентрации, так же как и приантарктической части Тихого океана, могут формироваться лишь в условиях перерыва или резкого сокращения скоростей осадконакопления под влиянием высоких скоростей придонных течений (Goodell et al., 1971).

Центральное рудное поле расположено в глубоководной части Центральной котловины южнее 8° ю.ш., в области распространения радиоляриевых илов и пелагических глин. Закономерности распространения, локальные вариации продуктивности и морфологии конкреций Центральной котловины будут рассмотрены в главе IV.

Восточное рудное поле приурочено к расчлененной поверхности дна южной части Кокосовой котловины, северной и центральной частей Запад-

но-Австралийской котловины, где амплитуды глубин порядка 400—1500 м. Большая расчлененность рельефа дна в пределах этого рудного поля обуславливает интенсивное перераспределение осадочного материала, неравномерность условий осадко- и рудообразования и соответственно резкое колебание продуктивности и концентрации конкреций.

Вмещающие конкреции осадки здесь, так же как и в Центральной котловине, представлены радиоляриевыми, радиоляриево-глинистыми илами (до 18—20° ю.ш.) и пелагическими глинами, а на глубинах менее 4800—4750 м — кокколито-фораминиферовыми и фораминиферовыми илами.

По данным Дж. Фразер и Л. Уилсона (Frazer, Wilson, 1979), в пределах этого рудного поля конкреции были встречены в 18% трубок, 56% фотостанций и 82% других пробоотборников. Судя по данным подводных фотографий и дночерпательных проб, в северной и центральной частях рудного поля в области распространения радиоляриевых илов на глубинах более 4800—4900 м концентрации конкреций колеблется от нескольких до 60—70%, располагаясь участками на склонах абиссальных холмов и горстовых поднятий, сменяясь сплошными рудными корками. Существенно меняется и продуктивность конкреций. В настоящее время мы располагаем данными по продуктивности в основном северной и центральной частей рудного поля. В пределах северной части поля (южной глубоководной части Кокосовой котловины) продуктивность конкреций в радиоляриевых илах колеблется от 9 до 16,8 кг/м² (5 определений).

Сходные значения продуктивности отмечены в центральной части поля (в Западно-Австралийской котловине). По данным экспедиции нис "Витязь" она колеблется в пределах от 1,4 до 15 кг/м², по данным экспедиций Министерства геологии СССР — от 2 до 21,6 кг/м². Как отмечает С.И. Андреев (Андреев и др., 1984), значения продуктивности здесь порядка 5—10 кг/м² приурочены к радиоляриевым илам глубоководной части котловины, к глубинам 5,5—6 км, значения более 10 кг/м² встречены на вершинных поверхностях и склонах абиссальных холмов и хребтов. Максимальные величины продуктивности рудного вещества (50—150 кг/м²) связаны с мощными (10—15 см) рудными корками глыбовых конкреционных образований с поверхностями горстовых поднятий (Скорнякова и др., 1979).

В области распространения пелагических глин конкреции покрывают 20—50% и более площади дна (см. рис. 3), их продуктивность, по двум определениям (станции 5200 и 5202 нис "Витязь"), колеблется от 12 до 21 кг/м². Близкая величина продуктивности — 22,8 кг/м² (ст. 2039 нис "Дмитрий Менделеев") — отмечена в пелагических глинах котловины Натуралистов (Левитан, Гордеев, 1981). В пелагических глинах восточной части этой котловины (ст. 5186 нис "Витязь") тралом было поднято несколько сот крупных (6—8 см) шаровидных конкреций.

Конкреции Кокосовой и Западно-Австралийской котловин характеризуются большим разнообразием форм и размеров: диаметр их варьирует от 2 до 30 см, обычно составляет 2—7 см. Более крупные размеры — от 10 до 30 см (максимально до 75 см) — характерны для корковых, в том числе глыбовых, конкреционных образований. На слабохолмистой поверхности дна глубоководных участков котловин преобладают эллипсоидальные, шаровидные, плитчатые, сростковые и гроздьевидные конкреции (Аникеева и др., 1984). Конкреции скорлуповато- и тонкоконцентрически-слоистые, очень хрупкие, часто частично или полностью разрушенные. С этим связано широкое развитие овально-угловатых конкреций и их сростков.

На крутых участках склонов холмов, гор и хребтов встречены преимущественно корковые конкреционные образования. Их форма и размер определяются формой и размером ядер и мощностью рудной оболочки. Обычно

это угловатые обломки базальта, вулканической брекчии, реже метаморфических пород, гиалокластического туфа, покрытые пленками и корками гидроокислов железа и марганца мощностью от миллиметров до 1—2 см. В глыбовых конкреционных образованиях с мощными рудными корками (до 10—15 см) они приобретают караваяобразную форму (Скорнякова и др., 1979).

На пологих участках склонов абиссальных холмов и хребтов встречаются сферические конкреции, нередко с мозговидной (ботриодальной) поверхностью. Это плотные конкреции с радиально-дендритовой (столбчатой) текстурой.

Локальные вариации распределения, размеров и морфологии конкреций можно проследить на примере полигонов, выполненных в 54-м рейсе нис "Витязь" в Кокосовой и Западно-Австралийской котловинах (Скорнякова и др., 1979).

Полигон 6742 (13°01' ю.ш., 91°15' в.д.) расположен на западной периферии Кокосовой котловины, в предгорье Восточно-Индийского хребта, на сильно расчлененной поверхности дна с глубинами от 3980 до 5800 м. В его пределы входят горстовое поднятие и гряда абиссальных холмов, разделенных депрессией.

По данным геологических сборов и фоторазреза, конкреции и корки здесь приурочены к почти лишенным осадочного покрова вершинным поверхностям поднятий. На поверхности горстового поднятия встречаются овально-угловатые, шаровидные и плитчатые конкреции и корковые, в том числе глыбовидные конкреционные образования. В ядре одной из таких глыб (размером 70×50×30 см), были обнаружены обломки базальта и древние шаровидные (5 см в диаметре) конкреции, сцементированные эвпелагической глиной. С поверхности глыба покрыта рудной коркой от нескольких миллиметров на нижней до 10 см на верхней поверхности. На крутых, почти отвесных участках склона на фотографиях видны выходы коренных пород, лишенных рудных корок.

Шаровидные конкреции (3—5 см в диаметре) и рудные корки на поверхности базальтов и туфобрекчий встречаются на вершине и крутых участках склона гряды абиссальных холмов. В центральной части депрессии, покрытой довольно мощной толщей верхнеплейстоценовых диатомово-радиоляриевых илов, со скоростями седиментации 6—11 мм/1000 лет, конкреции отсутствуют. Мелкие эллипсоидальные и шаровидные конкреции (0,5—1 см в диаметре) встречаются лишь по периферии депрессии, на участках резкого сокращения мощностей четвертичных осадков и скоростей седиментации.

Полигон ст. 6754 приурочен к одному из сложно расчлененных участков дна Западно-Австралийской котловины (15°16' ю.ш., 99°54' в.д.) с глубинами от 3383 до 5700 м. В северной части полигона расположено горстовое поднятие, в южной — серия мелких абиссальных холмов, разделенных узкими депрессиями разломов.

С вершинной поверхности горста тралами и дночерпателями были подняты шаровидные и эллипсоидальные конкреции (5—6 см в диаметре) и глыбы брекчий размером до 60—75 см в максимальном сечении, покрытые рудными корками мощностью до 10—12 см. Обнаженная поверхность коренных пород на крутых, почти отвесных склонах горста сменяется у подножия осыпями грубообломочного материала с пленками и корками гидроокислов.

На поверхности осадков южной холмистой части полигона конкреций встречаются почти повсеместно; судя по данным фоторазреза и дночерпательных проб они покрывают от 20 до 70% площади дна, их продуктивность колеблется от 6,8 до 15 кг/м². Участками на обнаженной поверхности коренных пород конкреции сменяются сплошными рудными корками. По данным геологических сборов, их мощность на склоне одного из холмов достигает 10—16 см, а продуктивность составляет 100—150 кг/м². В пределах холмистой части полигона преобладают эллипсоидальные, сrostковые и плитчатые кон-

креции, реже встречаются шаровидные размером от 1 до 10 см, обычно менее 5 см в диаметре.

Поле Диамантина расположено в восточной части Амстердамской котловины между 92 и 118° в.д., к югу от зоны разлома Диамантина, на глубинах порядка 4300—4500 м. Судя по большой расчлененности дна северо-западной части Южно-Австралийской котловины, это поле может иметь свое продолжение на восток до 125° в.д. (Канаев, 1979; Frakes, 1982). Выделение поля основано на оценке концентрации и продуктивности конкреций по фотостанциям, драгировкам, в меньшей степени по дночерпательным пробам (Eltanin core..., 1971, 1973; Kennett, Watkins, 1975; Watkins, Kennett, 1977; Frazer, Wilson, 1979; Frakes, O'Brien, 1980; Frakes, 1982; Левитан, Гордеев, 1981; Андреев и др., 1984).

Дно котловины в пределах поля представляет собой холмистую и холмисто-грядовую равнину с амплитудами глубин от 50—100 м (на западе) до 500 м и более (на востоке). Повышенные концентрации конкреций, от 20% и выше, здесь встречены на глубинах от 3500 до 5500 м, обычно (на 17 из 20 фотостанций) на глубинах более 4300 м. Подстилающие конкреции осадки представлены пелагическими глинами (на глубинах более 4800 м; Mallet, Neezen, 1977), глинисто-известковыми, реже известковыми кокколитофорами и илами.

Судя по данным фотографий дна, продуктивность конкреций здесь достигает 10 км/м² и более. По данным прямых определений в дночерпательных пробах, она испытывает значительные колебания — от 0,8 до 54,4 кг, достигая максимума в северо-восточной части поля (Левитан, Гордеев, 1981; Андреев и др., 1984).

Формирование этого поля повышенных концентраций и продуктивности конкреций Д. Кеннетт и Н. Уоткинс (Kennett, Watkins, 1975) связывают с низкими скоростями седиментации из-за эрозии глубоководных осадков сильными придонными течениями.

Среди конкреций поля Диамантина встречены сферические, ботроидальные, эллипсоидальные, гроздьевидные, сростковые, плитчатые и биоморфные размером от 1 до 10 см (Frakes, O'Brien, 1980; Левитан, Гордеев, 1981; Аникеева и др., 1984). Наиболее характерны сферические и эллипсоидальные конкреции, нередко с ботроидальной поверхностью со средним диаметром 4 см (по 1000 определений; Frakes, O'Brien, 1980).

Ботроидальная (желвакообразная) форма конкреций обусловлена наличием на их поверхности полукруглых выступов 0,5—2 см в диаметре. Их образование может быть связано с первоначальной поверхностью ядер или с включением более поздних мелких ядер и их обрастанием новыми порциями рудного вещества. По характеру внутреннего строения встречены тонко- и грубоконцентрически-слоистые конкреции с гладкой поверхностью и радиально-дендритовые с микроботроидальной поверхностью (размером индивидуальных выступов 0,5—1 мм).

Поле котловины Крозе приурочено к расчлененной холмистой и холмистогористой поверхности дна глубоководной части котловины вблизи и ниже критической глубины карбонатакопления, к глубинам более 4600—4800 м. Выделение поля повышенной продуктивности конкреций в котловине Крозе основано на частоте их встречаемости в трубках и драгах с учетом фотостанций (Frazer, Wilson, 1979; Denis-Clacchiattii, 1981; Fröhlich, 1982; Безруков, 1962; Геолого-геофизический атлас..., 1975).

Подстилающие конкреции осадки здесь представлены пелагическими глинами (южнее 38° ю.ш.), обогащенными кремнистыми остатками, реже глинисто-известковыми и карбонатными илами. Скорости плейстоценовой седиментации в пределах рудного поля, по данным стратиграфического расчленения колонок, колеб-

лются в пределах 1—3 мм и менее (Denis-Clacchiattii, 1981; Fröhlich, 1982). Отсутствие в ряде колонок голоцена, нередко верхних и даже более глубоких горизонтов плейстоценовых отложений (на поверхности обнажаются осадки возрастом от 15 тыс. до примерно 1 млн лет) свидетельствует о том, что формирование поля Крозе, так же как поля Диамантина, происходит под влиянием эрозии придонными антарктическими водами.

Концентрация и продуктивность конкреций в пределах поля существенно варьируют. По данным фотографий дна, они покрывают от нескольких до 70—90% площади дна. Так, почти сплошной покров конкреций отмечен в южной части поля по фотографии судна "Робер Д. Конрад" (Геолого-географический атлас..., 1975). Продуктивность конкреций по двум определениям в коробчатых пробоотборниках в центральной части поля колеблется от 0,45 до 8,4 кг/м² (Frazer, Wilson, 1979; Leclaire et al., 1981). Однако по фотографиям, судя по плотности залегания конкреций, продуктивность нередко составляет 10 кг/м² и более.

В карбонатных осадках котловины Крозе встречены преимущественно шаровидные конкреции, в глубоководных пелагических глинах — лепешковидные, эллипсоидальные и ботроидальные.

Мадагаскарское рудное поле. Мадагаскарская котловина зоной разлома Маврикий делится на две части — примыкающую к о-ву Мадагаскар северо-западную аккумулятивную равнину и юго-восточную с расчлененным холмисто-горным и холмистым рельефом дна. Поле повышенной продуктивности конкреций расположено в юго-восточной части котловины на глубинах от 4200 до 5700 м в области распространения пелагических глин, а на глубинах менее 4700—4800 м на мергельных и известковых илах. Скорости осадконакопления в районах распространения мергельных и известковых илов 1—3 мм/1000 лет (Reyss, Lalou, 1981).

Продуктивность конкреций в пределах Мадагаскарской котловины колеблется от 0,2 до 43,2 кг/м², с максимальными значениями (18,3—43,2 кг/м²) в области распространения пелагических глин (Frazer, Wilson, 1979; Leclaire et al., 1981). В карбонатных осадках периферии рудного поля, в районах наиболее расчлененного рельефа дна, значения продуктивности меняются в пределах 1,2—12,4 кг/м². В Мадагаскарской котловине встречены преимущественно плотные шаровидные конкреции 1—5 см в диаметре, иногда их сростки (Leclaire et al., 1981; Reyss, Lalou, 1981).

Австрало-Антарктическое рудное поле расположено на выровненной субгоризонтальной поверхности дна северо-западной части одноименной котловины и на южном холмистом склоне срединного хребта на глубинах 3300—4500 м в области распространения диатомовых и диатомово-фораминиферовых илов.

Основой для выделения рудного поля послужили данные фотостанций экспедиций "Элтанин", выполненных с учетом встречаемости конкреций в трубках (Eltanin core..., 1971, 1973; Frazer, Wilson, 1979; Лисицын, Живаго, 1958; Значко-Яворский, 1971). Концентрации конкреций здесь испытывают значительные колебания, а их высокие концентрации, по наблюдениям Д. Кеннетта и Н. Уоткинса (Kennet, Watkins, 1975), встречаются спорадически. Так, из 16 фотостанций, расположенных в пределах поля, на шести они покрывают менее 20% площади дна, на семи — от 20 до 50%, величины более 50% встречены на трех станциях, две из которых приурочены к диатомовым илам Австрало-Антарктической котловины, одна — к кремнисто-карбонатным осадкам южно-го склона одноименного хребта.

Конкреции из кремнисто-карбонатных и карбонатных осадков Австрало-Антарктического хребта размером 0,5—4 см имеют овально-угловатую, уплощенную, реже шаровидную форму. Конкреции из диатомовых илов, обычно желвакообразные, почковидные, причудливо-сростковые, реже шаровидно-ботро-

идальные, имеют размер 2—4 см, реже встречаются более крупные — до 6—9 см (Лисицын, Живаго, 1958). Желвакообразные причудливо-сростковые формы конкреций обусловлены обрастанием и цементацией гравийно-галечного материала. Нередко они представляют собой гравийный конгломерат с железомарганцевым цементом (ст. 285 и 287) (д/э "Обь"). Судя по полевым описаниям А.П. Лисицына, высокие концентрации конкреций на фотостанциях дна Австрало-Антарктической котловины могут быть связаны с айсберговым разносом гравийно-галечного материала, его последующим обрастанием гидроокислами и формированием корковых конкреционных образований.

2. ПОГРЕБЕННЫЕ КОНКРЕЦИИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Наличие захороненных конкреций неоднократно фиксировалось в колонках пелагических осадков глубоководных котловин Тихого, Индийского, Атлантического океанов (Безруков, 1962; Cronan, Tooms, 1967b; Goodell et al., 1971; Ногн, 1972; Скорнякова, Зенкевич, 1976; Cronan, 1977; Шнюков, Красовский, 1983; Свальнов, 1983; и др.). Так, анализ колонок, собранных экспедициями нис "Витязь", "Даунвинд", "Элтанин" и некоторых других в Тихом океане, привел нас к выводу, что широкое распространение конкреций не является феноменом только современной эпохи и даже четвертичного периода (Скорнякова, Зенкевич, 1976). Из сопоставления полученных данных по погребенным и поверхностным конкрециям Тихого океана выявлено сходство современных и древних полей их распространения.

Существенный вклад в представление об интенсивности развития процесса конкрециеобразования (несмотря на противоречивость оценок) внесли данные глубоководного бурения (Glasby, 1978; Базилевская, 1981; и др.).

Процесс формирования конкреций в современном океане, судя по данным глубоководного бурения, начался в раннем мелу, возможно, в поздней юре (Glasby, 1978).

Сведения о погребенных конкрециях Индийского океана содержатся в работах П.Л. Безрукова (1962а), М.А. Левитана и В.В. Гордеева (1981), М.Денис-Клачиатти (Denis-Clacchiatti, 1981), Ф. Фрëлих (Fröhlich, 1982а, б), В.Н. Свальнова (1983), Е.Ф. Шнюкова и К.С. Красовского (1983), Д.С. Кронана и Д.С. Тумса (Cronan, Tooms, 1967а, б), Н.А. Лисицыной и Г.Ю. Бутузовой (1981), в материалах экспедиций "Элтанин" (Eltanin core..., 1971, 1973), д/э "Обь" (Лисицын, Живаго, 1958), 11-го рейса нис "Академик Мстислав Келдыш".

В пелагических осадках Индийского океана конкреции обнаружены в 258 колонках, из них по 208 колонкам мы располагали данными (описаниями колонок) для суждения о соотношении поверхностных и погребенных конкреций. В 105 колонках конкреции были встречены только на поверхности осадков и в 113 — в толще осадков, из них в 40 колонках конкреции присутствовали на поверхности и в толще и в 73 — только в толще.

Данные о примерно равной частоте встречаемости колонок с поверхностными и погребенными конкрециями приведены в табл. 1. Надо при этом иметь в виду, что эти данные учитывают лишь присутствие, но не количество погребенных конкреций или конкреционных горизонтов. В некоторых колонках отмечено многослойное распространение конкреций (от 2 до 5—6 горизонтов или слоев, обогащенных рассеянными конкрециями).

Погребенные конкреции в пелагических районах океана встречены на глубинах от 2800 до 5380 м практически во всех типах осадков — кремнисто-глинистых, радиоляриевых, диатомовых, карбонатных илах и пелагических глинах. Но подавляющее большинство погребенных конкреций приурочено к перерывам или к крайне медленно накапливающимся пелагическим глинам.

Таблица 1

Частота встречаемости колонок с поверхностными и погребенными конкрециями по котловинам

Котловина	Количество колонок	Конкреции на поверхности	Конкреции в толще осадков
Центральная	32	18	22
Кокосовая			
Западно-Австралийская	22	14	15
Крозе	18	10	16
Мадагаскарская	10	7	9
Амстердамская	12	9	9
Австрало-Антарктическая	32	20	15

На рис. 4 дана схема распределения погребенных конкреций Индийского океана. На ней нанесено положение колонок с погребенными конкрециями и возрастом вмещающих конкреций осадков. Двойная или тройная индексация отражает наличие разновозрастных горизонтов конкреций. Штриховками на схеме нанесены поля погребенных конкреций без учета возраста. В Австрало-Антарктической котловине это поле плейстоцен-плиоценовых конкреций, в основном верхнеплейстоценовых, а в котловине Крозе — миоцен-плиоцен-плейстоценовых.

В пределах Индийского океана трубками или скважинами глубоководного бурения (Glasby, 1978) конкреции обнаружены в осадках от мела до верхнего плейстоцена. Их распределение по площади дна обусловлено фациальной обстановкой осадкообразования, в частности скоростями придонных течений, обеспечивающих возможности роста конкреций.

Как видно из карты, основная масса погребенных конкреций, как и поверхностных (см. рис. 3, 4), приурочена к глубоководным котловинам пелагической части Индийского океана. Наиболее древние конкреции встречены в западной части океана — в меловых (кампан) цеолитовых глинах (скв. 250) и в палеоценовых кокколитово-мергелистых глинах (скв. 239) к востоку от Мадагаскара (Glasby, 1978).

Следующие по возрасту находки конкреций в скважинах глубоководного бурения относятся к олигоцену, когда общая конфигурация Индийского океана была уже близка к современной и в ней развились в ходе спрединга все крупнейшие котловины с глубинами, превышающими критическую (Кеннетт, 1987). Сходство рельефа Индийского океана в олигоцене с современным обусловило и похожее распределение осадков. В развивавшихся котловинах в более широких масштабах, чем в любой предшествовавший период, накапливались пелагические глины. Эти осадки представлены маломощными, лишенными ископаемых остатков интервалами с очень низкими скоростями осадконакопления (Кеннетт, 1987, с. 276—277).

Железо-марганцевые конкреции в олигоценовых пелагических глинах встречены к югу от поднятия Брокен и, возможно, в Мадагаскарской котловине (недатированные пелагические глины над карбонатным зооном, ст. МД 76093; Fröhlich, 1982). Однако широкое распространение пелагических глин в Центральной и Западно-Австралийской котловинах наряду с общей палеогеографической ситуацией в восточной части океана (наличие глубоководных проходов в Тихий океан к северу от Австралии) позволяет предположить распространение конкреций и в этих котловинах.

В миоцене в Индийском океане сформировались близкие к современным условия осадконакопления, с отчетливо выраженной климатической зональностью, северным приэкваториальным и южным приантарктическим поясами

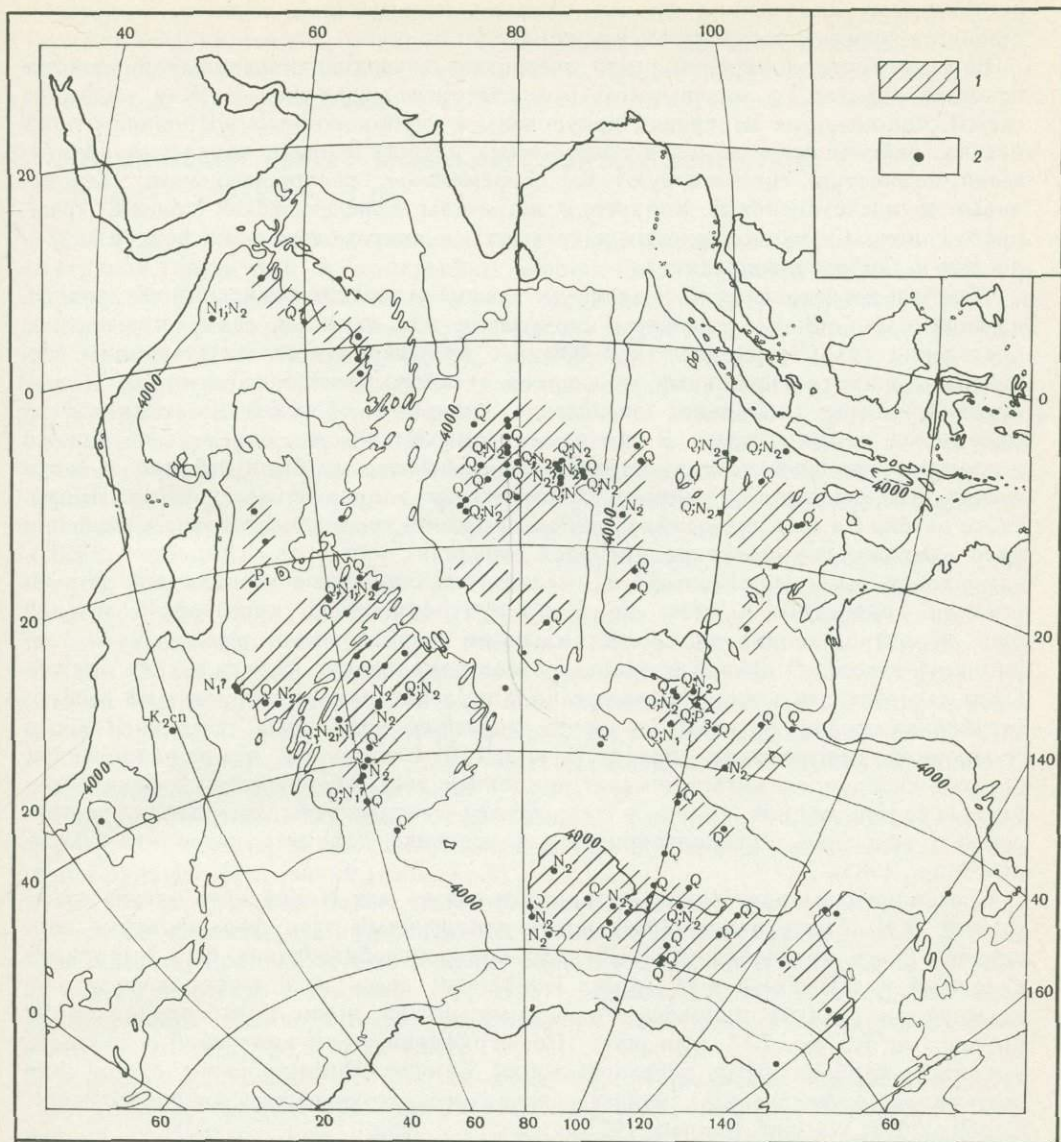


Рис. 4. Схема распространения погребенных конкреций

1 — положение станций, на которых встречены погребенные конкреции, с указанием возраста вмещающих осадков, 2 — поля распространения погребенных конкреций

кремнеаккумуляция, разделенными субтропическим поясом пелагических глин (Лисицын и др., 1980; Кеннетт, 1987). Наиболее широкое развитие пелагические глины получили в раннем миоцене. С ними в основном связаны миоценовые конкреции в котловинах Крозе, Мадагаскарской, в южной части Центральной котловины и в Амстердамской. Отсутствие на карте миоценовых конкреций в южной части Западно-Австралийской котловины объясняется тем, что короткие колонки (3—4 м) не вскрыли здесь миоценовых отложений. Следует учесть также, что в течение миоцена продолжал расширяться ареал приконтинентальных терригенных осадков на севере океана, что привело к

постепенному оттеснению на юг границы пелагической области, а соответственно и границы распространения конкреций.

Встречаемость конкреций резко возрастает в верхнеплиоценовых и плейстоценовых осадках, с максимумом в плейстоцене (см. рис. 4). Как видно из схемы, плиоценовые конкреции приурочены к глубоководным котловинам ложа океана, районы встречаемости погребенных плейстоценовых конкреций практически полностью соответствуют их современному распространению. Плиоценовые и плейстоценовые конкреции встречены в пелагических глинах, кремнисто-глинистых радиоляриевых и кремнистых диатомовых илах, реже в мергелистых и карбонатных осадках.

Плиоцен-плейстоценовый максимум распространения конкреций обусловлен, по-видимому, общим усилением циркуляции вод океана в связи с развитием оледенения как Северного, так и Южного полушария и соответствующим увеличением широтно-зональных градиентов океанологических параметров. Начавшееся в эоцене глобальное оледенение полярных областей достигло своего максимума в плейстоцене. В это время контрасты между широтными зонами и соответствующими поверхностными водными массами были небольшие, а это значит, что усилению биогенной седиментации в продуктивных зонах Индийского океана (за счет интенсификации дивергенций) противопоставлялась особенно ярко выраженная низкопродуктивная аридная зона, где скорости осадконакопления были минимальны и имелись благоприятные условия для формирования конкреций. К тому же центр субтропического круговорота течений был, вероятно, изолирован более сильными пограничными течениями от терригенной взвеси. С другой стороны, резкое похолодание на юге океана должно было способствовать формированию холодных антарктических вод и их распространению по дну на север, а значит, усилению придонных течений. Помимо эрозионной деятельности, препятствующей пелагическому осадконакоплению, богатые кислородом антарктические придонные воды обеспечивают аэрацию глубинных слоев водной толщи и тем самым способствуют выпадению растворенного марганца, накапливающегося в условиях дефицита кислорода (Лисицын и др., 1985).

С расширением оледенения Антарктики связан для Индийского океана отмеченный В.Н. Свальновым (1983) позднеплиоценовый этап формирования конкреций. Ранее позднеплиоценовый этап конкрециеобразования был установлен в южной части Тасманова моря. Конкреции здесь несогласно залегают на кремнистых осадках плиоцена от палеомагнитной эпохи Гильберта до эпохи Гаусса (от 3,5 до 2,43 млн лет). По периферии поле конкреций перекрыто кремнисто-карбонатными осадками эпохи Брюнес. Формирование этого поля связывалось с увеличением скорости антарктического течения в плиоцене (Paune, Conolly, 1972; Watkins, Kennett, 1972).

Появление конкреций в осадках плейстоцена в интервале 1,0—0,6 млн лет, по материалам северо-восточной части Индийского океана, В.Н. Свальнов (1983) связал с наступлением "ледникового" плейстоцена. Наконец, с вюрмским оледенением, по мнению этого автора, связана большая частота встречаемости конкреций в позднем плейстоцене.

В пределах Австрало-Антарктической котловины, так же как в восточной приантарктической части Тихого океана, основная масса плейстоценовых конкреций приурочена к осадкам эпохи Брюнес (Goodell et al., 1971; Eltanin..., 1971, 1973; Kennett, Watkins, 1976). В пределах котловин Крозе и Мадагаскарской рассеянные конкреции и хорошо выраженные горизонты конкреций встречены в осадках от 0,12 до 1,3 млн лет. Поверхностные же конкреции в этих котловинах залегают на осадках возрастом от 0,075 млн лет до плиоцена (Denis-Clachiatti, 1981; Fröhlich, 1982a).

Отклонения от строгой одновозрастности конкрециеносных стратиграфических горизонтов объясняются, по-видимому, локальными вариациями скоростей осадко-накопления, обусловленными деятельностью придонных течений, а также асинхронностью отражения в фациях климатических и тектонических событий.

3. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

3.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В табл. 2 приведены средний химический состав и коэффициенты концентрации элементов в конкрециях Индийского океана в сопоставлении с конкрециями Атлантического и Тихого океанов. Данные о химическом составе конкреций всех трех океанов приводятся в работах Д. Кронэна (Cronan, 1977, 1982), И.И. Волкова (1979), Мак-Келви (McKelvey, 1983) и др., при этом, несмотря на некоторые вариации средних величин в зависимости от количества использованных анализов, все они отражают общую тенденцию увеличения содержания Mn и ряда связанных с ним металлов от Атлантического океана к Тихому. Конкреции Индийского океана по содержанию основных металлов и их коэффициентов концентрации (КК) по отношению к вмещающим осадкам занимают промежуточное положение.

Как видно из табл. 2, конкреции Индийского океана обогащены Mn, Co, Ni, Mo, Tl, Pb с КК 10—50 и более. К элементам, концентрирующимся в конкрециях, судя по данным Г.Н. Батурина (1986), относятся также Cd, Bi и платиноиды, в меньшей степени (КК 3—10) As, Cu, W, Zn, Th, V, Fe. Приведенные цифры касаются средних величин КК элементов. Реальные содержания и КК элементов в конкрециях Индийского океана существенно варьируют. Так, например, содержание Cu колеблется от 0,01 до 1,72, Ni — от 0,01 до 1,6, Co — от 0,01 до 1,45, и соответственно меняются коэффициенты их концентрирования.

Вариации состава конкреций тесно связаны с фациальной обстановкой осадко- и рудообразования, с составом вмещающих осадков и генетическим типом самих рудных образований (табл. 3—6).

Как было показано ранее, пелагическая и гемипелагическая области различаются по характеру и интенсивности раннедиагенетических процессов в осадках, связанных со скоростями седиментации и содержанием захороненного органического вещества (Мурдмаа, 1979, 1987; Мурдмаа и др., 1976). Показателем интенсивности диагенетических процессов при формировании конкреций служит величина отношения Mn/Fe (Price, Calvert, 1970; Skornyakova, 1979). Другим показателем фациальной обстановки может служить величина отношения Cu/Ni.

В пределах пелагической области выделены конкреции глубоководных котловин (с глубинами более 4000 м), глубоководных котловин радиоляриевого пояса, Срединного хребта, подводных гор. Глубоководные конкреции пелагической области рассмотрены и отдельно по котловинам (см. табл. 4—5).

Несмотря на невысокое среднее значение отношения Mn/Fe, конкреции глубоководных котловин в целом обогащены Ni, Cu, Zn (см. табл. 4). Величины отношения Mn/Fe резко возрастают в конкрециях глубоководных котловин приэкваториальной зоны повышенной биологической продуктивности вод — области накопления кремнисто-глинистых и глинисто-кремнистых радиоляриевых илов. Конкреции из радиоляриевого пояса отличаются и максимальными для океана концентрациями Ni, Zn, Mo и особенно Cu. Одной из наиболее характерных особенностей конкреций из радиоляриевых илов является высокое значение отношения Cu/Ni, составляющее в среднем 0,8. Для конкреций радиоляриевых илов Центральной котловины оно равно 0,89, для конкреций Кокосовой и Западно-Австралийской котловин — 0,73 (Скорнякова, Ванштейн,

Таблица 2

Химический состав (в %) конкреций Индийского океана (в скобках — количество анализов; среднее содержание части элементов в конкрециях без учета рудных корок см. в табл. 3 настоящей монографии)

Элемент	В конкрециях						В глубоко- водных осад- ках океана	Коэффициенты концентрации		
	Индийский океан (I)			Атлантический океан (II)		Тихий океан (III)		I	II	III
	Количес- во анализов	min	max	\bar{x}^*	\bar{x}^{**}	\bar{x}^{**}				
Al	16	1,17	11,70	3,11	3,20	3,27	5,35	0,58	0,61	0,61
Si	66	1,07	23,10	9,91	7,36	8,27	19,65	0,50	0,37	0,42
Ti	88	0,08	1,76	0,61	0,43	0,80	0,26	2,3	1,6	3,1
V	93	0,017	0,074	0,037	0,070	0,056	0,01	3,7	7	5,6
Cr	67	0,0001	0,011	0,008	0,002	0,0013	0,006	0,1	0,3	0,2
Mn	917	0,70	39,6	16,36(17,12)	13,67	18,40	0,43****	37(40)	32	43
Fe	918	0,40	41,4	14,25(13,22)****	17,19	12,40	5,86	2,4	2,9	2,1
Co	900	0,01	1,45	0,20(0,18)	0,22	0,29	0,0065	31(27)	34	47
Ni	914	0,01	1,60	0,39(0,47)	0,30	0,67	0,01	39(47)	30	67
Cu	918	0,009	1,72	0,17(0,20)	0,12	0,43	0,024	7(10,8)	5	17,9
Zn	553	0,01	0,22	0,07	0,06	0,84	0,013	5,3	5	6,4
Ga	7	0,0006	0,0042	0,0014	—	0,001	0,002	0,7	—	0,5
Ge	7	0,00008	0,00011	0,00009	—	0,00009	0,00016	0,05	—	0,05
As	15	0,0039	0,049	0,0174	0,014	0,011	0,002	8,7	7	5,5
Zr	38	0,002	0,149	0,035	0,035	0,05	0,017	2	2	3
Mo	147	0,0016	0,091	0,033	0,037	0,033	0,001	33	37	33
Ba	58	0,030	0,50	0,158	0,498	0,39	0,26	0,6	1,9	1,5
W	20	0,0010	0,0127	0,0067	—	0,0163	0,001	6,7	—	16
Tl	7	0,0077	0,0290	0,0134	0,0077	0,0102	0,00018	74	43	56
Pb	604	0,0024	0,26	0,077	0,134	0,11	0,004	19,5	33,5	27,5
Th	13	0,0025	0,0075	0,0044	0,0064	0,0044	0,0012	3,6	5,3	3,6
U	14	0,00016	0,00122	0,00059	0,00098	0,00128	0,0002	2,9	4,7	6,4

* Из работы Н.С. Скорняковой, Б.Г. Ванштейна (1983) с учетом данных настоящей монографии и И.И. Волкова (1979).

** Fe, Mn, Ni, Co и Cu из работы Л.И. Аникеевой и др., 1984; остальные элементы из работы И.И. Волкова (1979).

*** По данным Г.Н. Батурина (1986).

**** Mn и Fe по данным А.П. Лисицына (1978).

Таблица 3

Вариации содержания металлов (в %) в конкрециях и рудных корках пелагических районов Индийского океана

Элемент	Конкреции				Рудные корки			
	Количество анализов	min	max	\bar{x}	Количество анализов	min	max	\bar{x}
Fe	504	5,3	28,4	13,22	235	10,2	22,5	16,38
Mn	506	5,2	33,0	17,12	238	7,3	24,7	15,71
Co	492	0,05	0,68	0,18	234	0,11	1,45	0,27
Ni	509	0,04	1,6	0,47	235	0,18	0,57	0,30
Cu	506	0,02	1,72	0,26	233	0,02	0,27	0,08
Zn	255	0,05	0,22	0,07	200	0,01	0,07	0,047
Mo	114	0,018	0,064	0,032	9	0,018	0,047	0,035
V	78	0,008	0,072	0,035	7	0,035	0,074	0,057
Pb	297	0,01	0,21	0,063	211	0,02	0,026	0,096
Mn/Fe	504	0,18	7,0	1,30	234	0,5	1,86	0,96

Таблица 4

Вариации средних содержаний металлов (в %) в конкрециях Индийского океана в зависимости от фациальных обстановок (в скобках — количество анализов)

Элемент	Пелагическая область				Гемипелагическая область
	Глубоководные котловины		Подводные горы*	Срединный хребет	
	В целом	Радиоляриевый пояс			
Fe	13,93(416)	9,87(165)	18,18(22)	18,70(72)	12,74(97)
Mn	17,56(418)	20,57(166)	17,78(22)	15,03(72)	15,70(90)
Co	0,19(400)	0,16(164)	0,67(22)	0,21(69)	0,14(99)
Ni	0,44(420)	0,64(164)	0,35(22)	0,18(72)	0,26(99)
Cu	0,24(487)	0,52(164)	0,66(22)	0,10(72)	0,10(99)
Zn	0,071(245)	0,108(78)	0,049(14)	0,06(60)	0,06(56)
Mo	0,032(80)	0,037(62)	0,047(2)	0,020(4)	0,027(16)
V	0,035(74)	0,034(60)	0,20(18)	0,096(62)	0,070(50)
Mn/Fe	1,26	2,08	0,97	0,85	1,23
Cu/Ni	0,54	0,81	0,19	0,55	0,33

* Горы с глубинами менее 3000 м, рассчитано по данным Д. Кронена (1982), Дж. Фразер и Л. Уилсона (Frazer, Wilson, 1979).

1983). В конкрециях из пелагических глин отношение Cu/Ni не превышает 0,65, в среднем 0,51, а в конкрециях карбонатных осадков — 0,35 (см. табл. 6).

Конкреции котловин пелагической области по средним значениям отношения Mn/Fe делятся на две группы — марганцево-железистые (Mn/Fe < 1) и железисто-марганцевые (Mn/Fe > 1). Железисто-марганцевые конкреции обычно обогащены Ni, Co, Zn, Cu (см. табл. 5). Наиболее высокие значения Mn/Fe приурочены к Центральной котловине, с максимумом в ее радиоляриевом поясе. Повышенные величины Mn, Ni, в меньшей степени Cu, Zn отмечены также в Амстердамской и Южно-Австралийской котловинах. Мадагаскарская котловина, котловины Крозе и Австрало-Антарктическая характеризуются повышенной железистостью (Mn/Fe > 1) и низкими средними величинами концентрации малых элементов. Исключение составляет Co, относительно высокие (0,29) средние величины которого встречены в Мадагаскарской котловине (см. табл. 5).

Таблица 5

Средние содержания металлов (в %) в конкрециях глубоководных котловин пелагической области Индийского океана

Котловины	Fe	Mn	Ti	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Mn/Fe	Cu/Ni
Центральная	9,94	22,41	0,36	0,15	0,85	0,68	0,107	0,073	2,24	0,8
Кокосовая+Западно-Австралийская	11,67	15,97	0,68	0,16	0,39	0,22	0,07	0,043	1,37	0,56
Амстердамская+Южно-Австралийская	13,93	18,44	—	0,16	0,51	0,26	0,07	0,075	1,32	0,51
Крозе	15,76	13,00	1,0	0,17	0,30	0,14	0,037	0,076	0,81	0,47
Мадагаскарская	18,10	13,31	—	0,29	0,20	0,11	0,055	0,11	0,73	0,55
Австрало-Антарктическая	13,02	13,02	—	0,12	0,22	0,17	0,067	0,095	0,085	0,77
Агульяс+Мозамбикская	12,09	12,96	—	0,12	0,26	0,17	0,11	0,10	1,07	0,65
Сомалийская	14,73	17,57	—	0,20	0,40	0,16	0,053	0,074	1,23	0,40

Таблица 6

Среднее содержание металлов (в %) в конкрециях Индийского океана по типам осадков

Осадки	Fe	Mn	Ti	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Mn/Fe	Cu/Ni
Пелагические глины	13,42	14,18	0,59	0,15	0,31	0,17	0,065	0,061	1,06	0,55
Радиоляриевые илы	9,27	22,9	0,36	0,15	0,84	0,67	0,115	0,061	2,47	0,80
Диатомовые илы	13,16	12,14	—	0,13	0,22	0,15	0,067	0,10	0,92	0,68
Карбонатные осадки	14,48	15,84	0,50	0,21	0,40	0,14	0,051	0,096	1,09	0,35
Гемипелагические глины	16,99	14,60	0,37	0,10	0,30	0,15	0,06	0,05	0,85	0,50

При низких средних величинах отношения Mn/Fe конкреции подводных гор отличаются максимальными величинами содержания Co, Pb, V и минимальными Cu (см. табл. 4). Данные по содержанию металлов в конкрециях гемипелагической области приведены без разделения по районам. Районирование и характеристика состава гемипелагических конкреций приафриканского района даны в работах К. Саммерхейса и Дж. Виллиса (Summerhayes, Willis, 1975) и Д. Кронена и С. Мурби (Cronan, Moorgby, 1981). Характерной особенностью гемипелагических конкреций в целом являются значительные колебания содержания Mn и Fe, с величинами отношения Mn/Fe от 0,1 до 56 и низкими значениями содержания малых элементов, особенно Cu.

3.2. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВА КОНКРЕЦИЙ

Основными компонентами железо-марганцевых образований океана, определяющими их геохимический облик, являются Mn и Fe. Их содержание и соотношение в значительной степени определяют вариации Ni, Co, Cu, Zn, Pb и ряда других, в том числе некоторых редких и благородных, металлов (Батурин, 1986).

Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют проанализировать закономерности распределения Mn, Fe, Ni, Cu, Co, Pb, Zn и наметить тенденции изменения содержания Mo. Для Fe, Mn, Ni, Co и Cu составлены карты (см. рис. 5—10), анализ распределения Pb и Zn, в меньшей степени

Мо основан на вариациях их содержания по типам осадков, фаціальным обстановкам, котловинам (см. табл. 4—6). Некоторые дополнительные данные для характеристики закономерностей распределения Pb, Zn, Mo получены нами при анализе конкреций Центральной котловины, и в частности характера из взаимосвязи с Mn, Fe, Ni, Co и Cu на полигоне ст. 1352 11-го рейса нис "Академик Мстислав Келдыш".

Первые схемы распределения Mn, Fe, Ni, Co, Cu в конкрециях Индийского океана были составлены П.Л. Безруковым (1973; Геолого-геофизический атлас..., 1975). Позже региональные вариации для Ni, Cu, Co конкреций и корок Индийского океана получили свое отражение на схемах Д. Кронена и С. Мурби (Cronan, Moorby, 1981), а для Mn, Ni, Co и Cu — на схемах Н.С. Скорняковой (1983).

В настоящей работе приведены схемы распределения Mn, Fe, Ni, Co и Cu. В основу их составления положены материалы советских и зарубежных исследователей, по которым выполнено около 1000 анализов (Безруков, Андрущенко, 1973; Скорнякова и др., 1979; Левитан, Гордеев, 1981; Розанов, Тримонис, 1985; Cronan, Tooms, 1967, 1969; Glasby et al., 1974; Summerhayes, Willis, 1975; Frazer, Willson, 1979) (см. рис. 5—9).

Эти схемы отражают как общие закономерности изменения состава конкреций, так и их локальные вариации. На них штриховкой дано фоновое содержание элементов, а масштабными знаками — содержание элементов по станциям с учетом вариаций состава. Фоновые содержания даны только для конкреций пелагической области океана. При этом граница пелагической и гемипелагической областей условно проведена по мощности верхнего окисленного слоя осадков 1 м (Мурдмаа и др., 1976).

Как видно из приведенных карт, в распределении элементов в конкрециях пелагической области океана отчетливо проявляются две характерные особенности — асимметрия состава конкреций западной и восточной частей океана и наложенная на нее широтная зональность изменения состава конкреций глубоководных котловин. Обширная западная часть Индийского океана, занятая Срединным хребтом и примыкающими к нему котловинами — Мадагаскарской и Крозе, характеризуется повышенным содержанием Fe, Co и Pb, тогда как конкреции глубоководных котловин восточной части Индийского океана в целом отличаются повышенным содержанием Mn, Ni, Cu, Zn и Mo. На этом фоне максимальные величины Mn, Ni, Cu, Zn и Mo приурочены к широтной приэкваториальной зоне океана.

Содержание Mn в конкрециях и корках Индийского океана колеблется от 0,7 до 39,6%, составляя в среднем 16,36%. Значения выше среднего обычно встречаются в конкрециях глубоководных котловин — Центральной, Кокосовой, Западно-Австралийской, Амстердамской (поле Диамантина) и Южно-Австралийской, центральной части котловины Крозе, котловин Сомалийской, Агульяс и Мозамбикской, в областях распространения пелагических глин, радиоляриевых илов, реже карбонатных осадков (рис. 5).

Области относительно повышенных фоновых содержаний Mn (20—25%) обнаружены в котловинах восточной части Индийского океана и расположены в двух широтных зонах. Одна из них приурочена к кремнисто-глинистым и глинисто-кремнистым радиоляриевым илам приэкваториального пояса (6—10—16—18° ю.ш.) Центральной, Кокосовой и Западно-Австралийской котловин. Здесь же, в Центральной и Кокосовой котловинах, в осевой части радиоляриевого пояса между 10—13° ю.ш. (с максимальными величинами SiO_2 аморфн в осадках) встречены максимальные для пелагической области содержания Mn (25—33%).

Вторая область повышенных содержаний марганца расположена в Амстердамской (поле Диамантина) и Южно-Австралийской котловинах. Содержание мар-

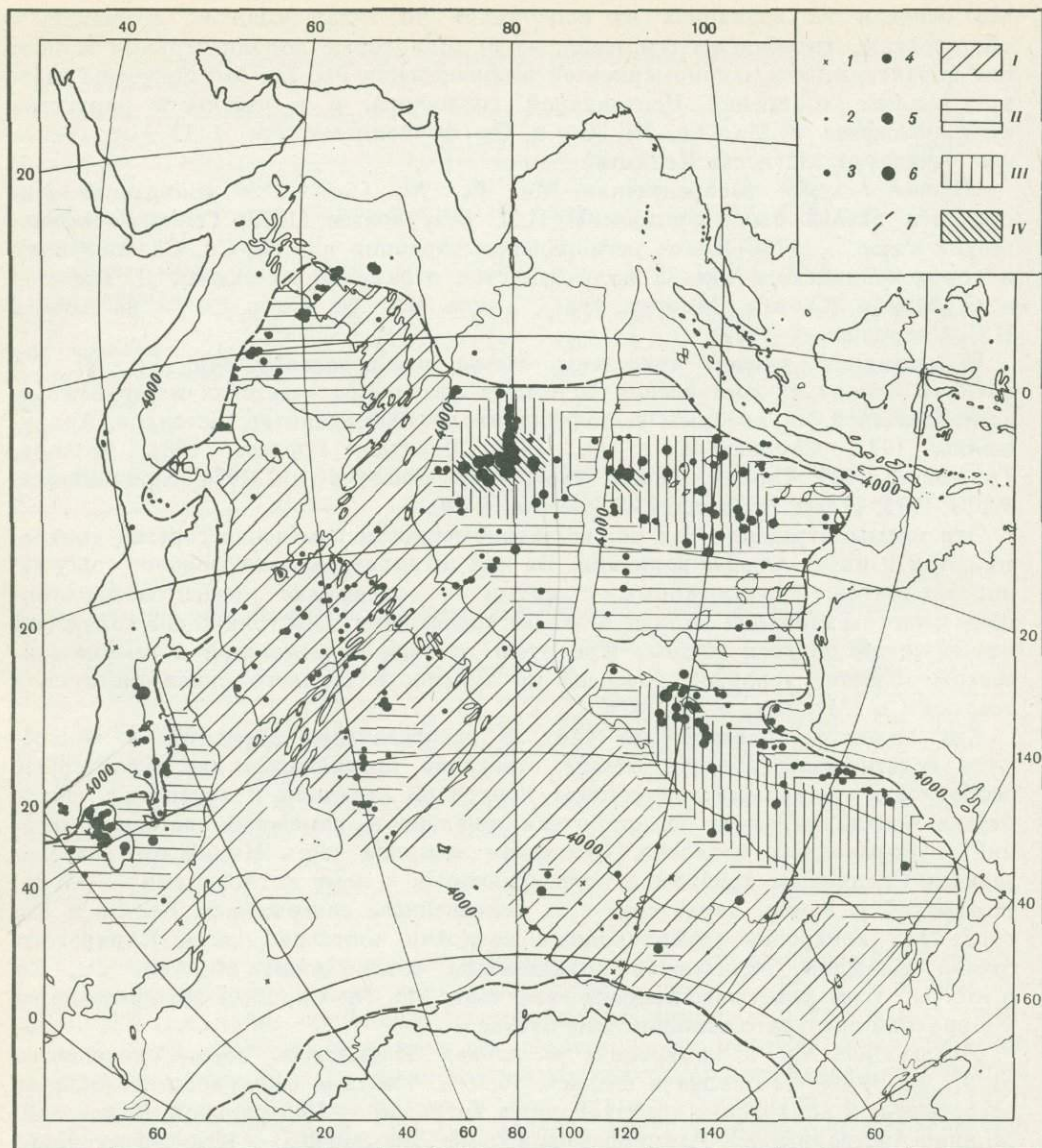


Рис. 5. Распределение Mn в конкрециях, %

1—6 — содержание в масштабных знаках:

1 — менее 5, 2 — 5—10, 3 — 10—15, 4 — 15—20, 5 — 20—25, 6 — более 25;
I—IV — фоновые содержания: I — менее 15, II — 15—20, III — 20—25, IV — более 25

ганца в конкрециях этого района колеблется в пределах 9,1—26,5%, с максимумом (более 20%) южнее зоны разлома Диамантина (Frakes, 1982).

В западной части Индийского океана в конкрециях и корках Срединно-Индийского хребта, Мадагаскарской, Маскаренской котловин и периферии котловины Крозе содержание Mn обычно не превышает 15%.

Конкреции гемипелагической области океана характеризуются резкими колебаниями содержания Mn (от 0,4 до 30%), с преобладанием значений менее 15%.

Содержание Fe в конкрециях и корках Индийского океана колеблется от 0,4 до 41,4%, в пределах его пелагической области — от 5,3 до 28,4

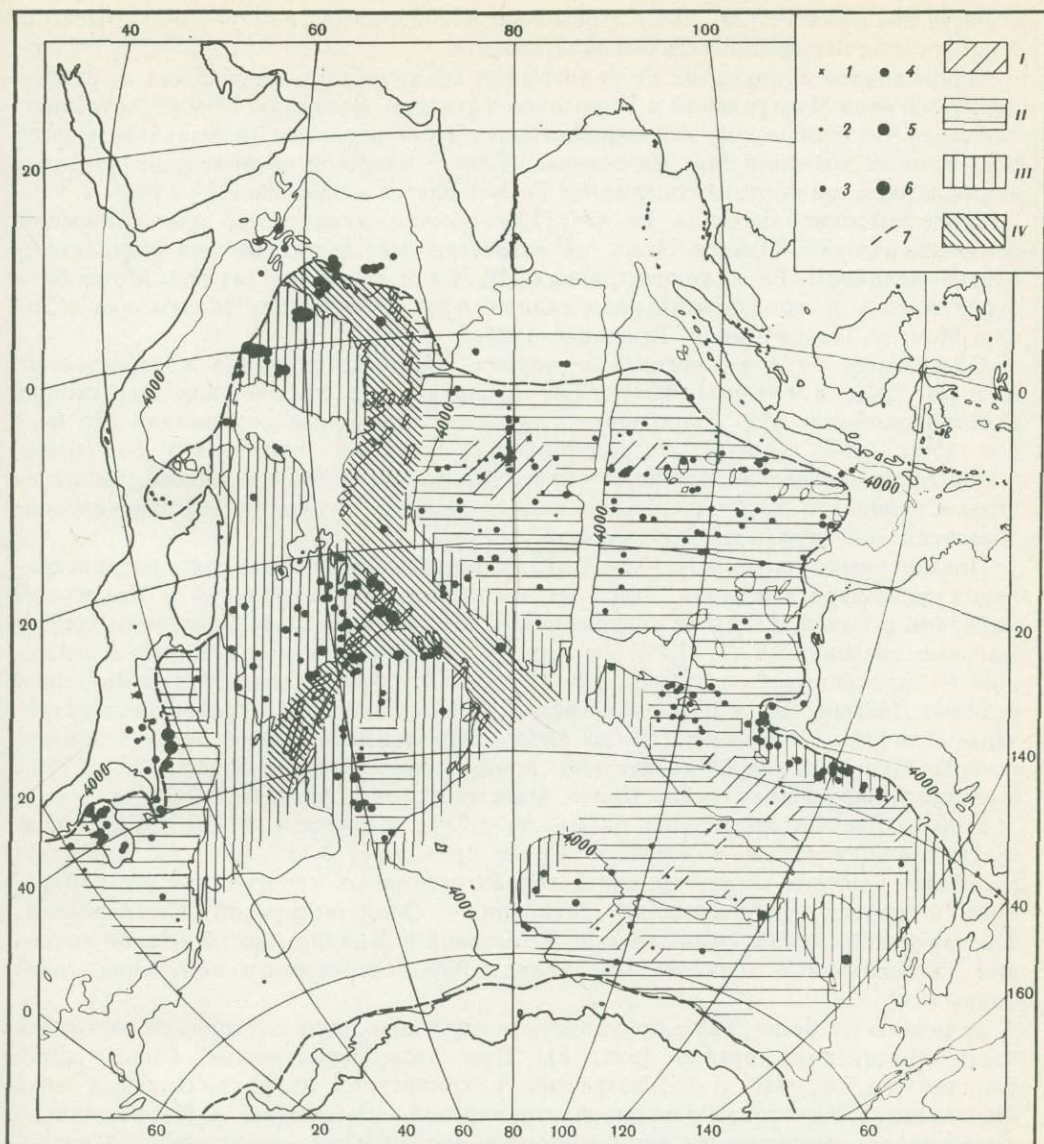


Рис. 6. Распределение Fe в конкрециях, %

1-6 — содержание в масштабных знаках:

1 — менее 5, 2 — 5-10, 3 — 10-15, 4 — 15-20, 5 — 20-25, 6 — более 25;
 I-IV — фоновые содержания: I — менее 10, II — 10-15, III — 15-20, IV — более 25

и составляет в среднем 14,25%. Его распределение по площади дна противоположно распределению Mn. Низким величинам содержания Mn в западной части Индийского океана соответствуют повышенные и максимальные значения Fe (рис. 6). Корки и конкреции Сомалийской, Мадагаскарской котловин и большей части котловины Крозе характеризуются содержанием Fe величинами 15-20%. На этом фоне в пределах Аравийско-Индийского и Западно-Австралийского хребтов и прилегающих к ним участков котловин (в районе тройственного сочленения хребтов) встречены максимальные для пелагической

области значения Fe (20—28%). Повышенные содержания Fe (15—20%) отмечены в конкрециях периферии пелагической области.

Минимальное содержание Fe (4,5—10,0%) обнаружено в конкрециях из радиоляриевых илов Центральной и Кокосовой котловин. Величины 5—9,4% встречены также в Амстердамской котловине, южнее зоны разлома Диамантина, в поле повышенных значений Mn. На остальной части площади глубоководных котловин пелагической области содержание Fe колеблется в пределах 10—15%.

Более высокие значения Fe ($> 15\%$) обычно характерны для конкреций гемипелагической области. Здесь же встречены максимальные для Индийского океана величины Fe в концентрациях (36,5%) и в корках (41,4%) Мозамбикского хребта и континентального склона Африки в районе Мозамбика (Stapan, Moorby, 1981; Розанов, Тримонис, 1985).

Содержание Ni в конкрециях и корках Индийского океана колеблется от 0,01 до 1,6%, в среднем 0,39%. Его распределение по площади дна сходно с распределением Mn. Конкреции с низкими величинами содержания Mn (менее 15%) (рис. 5 и 7) характеризуются низкими значениями Ni (менее 0,5%). Минимальные величины Ni (менее 0,25%) приурочены к коркам и конкрециям Срединного хребта и прилегающих участков котловин (Мадагаскарской, Маскаренской, периферии котловины Крозе).

Повышенные величины Ni (0,5—1,0%) встречены в широтном поясе распространения радиоляриевых илов. Здесь же в конкрециях Центральной и Кокосовой котловин с максимальными содержаниями Mn (см. рис. 5) локализованы максимальные значения Ni (1—1,6%; см. рис. 7). Вторая зона повышенных содержания Ni прослеживается южнее 35—38° ю.ш. в Амстердамской (южнее зоны разлома Диамантина) и Южно-Австралийской котловинах. Локально здесь встречены величины Ni больше 1% (до 1,19%). Продолжением этой зоны к западу, по-видимому, служит относительно повышенное содержание Ni (0,5—0,75%) в центральной части котловин Крозе, Мозамбикской и Агульяс.

Содержание Cu колеблется от 0,2 до 1,72%, в среднем 0,17%. На большей части площади океана содержание Cu не превышает 0,25% (рис. 8). При этом подобные значения встречены как в корках срединных хребтов, так и в конкрециях и корках глубоководных котловин — Мадагаскарской, Сомалийской, Маскаренской, Крозе, южных частях Кокосовой и Западно-Австралийской котловин. Минимальные значения Cu (менее 0,06%) встречены в конкрециях подводных гор.

Величины Cu более 0,25% приурочены к глубоководным котловинам восточной части Индийского океана (рис. 8). При этом повышенные концентрации Cu, так же как Mn и Ni, встречены в конкрециях из радиоляриевых илов Центральной, Кокосовой, Западно-Австралийской котловин (0,5—1,0%) и локально в конкрециях пелагических глин Амстердамской и Южно-Австралийской котловин (0,5—0,75%). При этом повышенные величины Cu в Амстердамской котловине, так же как Mn и Ni, встречены южнее зоны разлома Диамантина (Frakes, 1982).

В отличие от Ni высокие концентрации Cu (1,0—1,72%) обнаружены лишь в приэкваториальной части Центральной котловины.

Более существенные различия между распределением Ni и Cu проявляются при анализе соотношения этих элементов в конкрециях пелагических районов океана (см. рис. 7 и 8). Среднее содержание Cu (0,17%) в конкрециях Индийского океана (см. табл. 2) примерно вдвое меньше, чем Ni (0,39%). Наиболее широко распространенные фоновые концентрации Cu (менее 0,25%) в конкрециях глубоководных котловин соответствуют фоновым значениям Ni 0,25—0,50%. Средние величины отношений Cu/Ni колеблются от 0,55 в конкрециях пелагических глин и до 0,35 в конкрециях карбонатных илов. Величина Cu/Ni существенно увеличивается в конкрециях из радиоляриевых илов приэк-

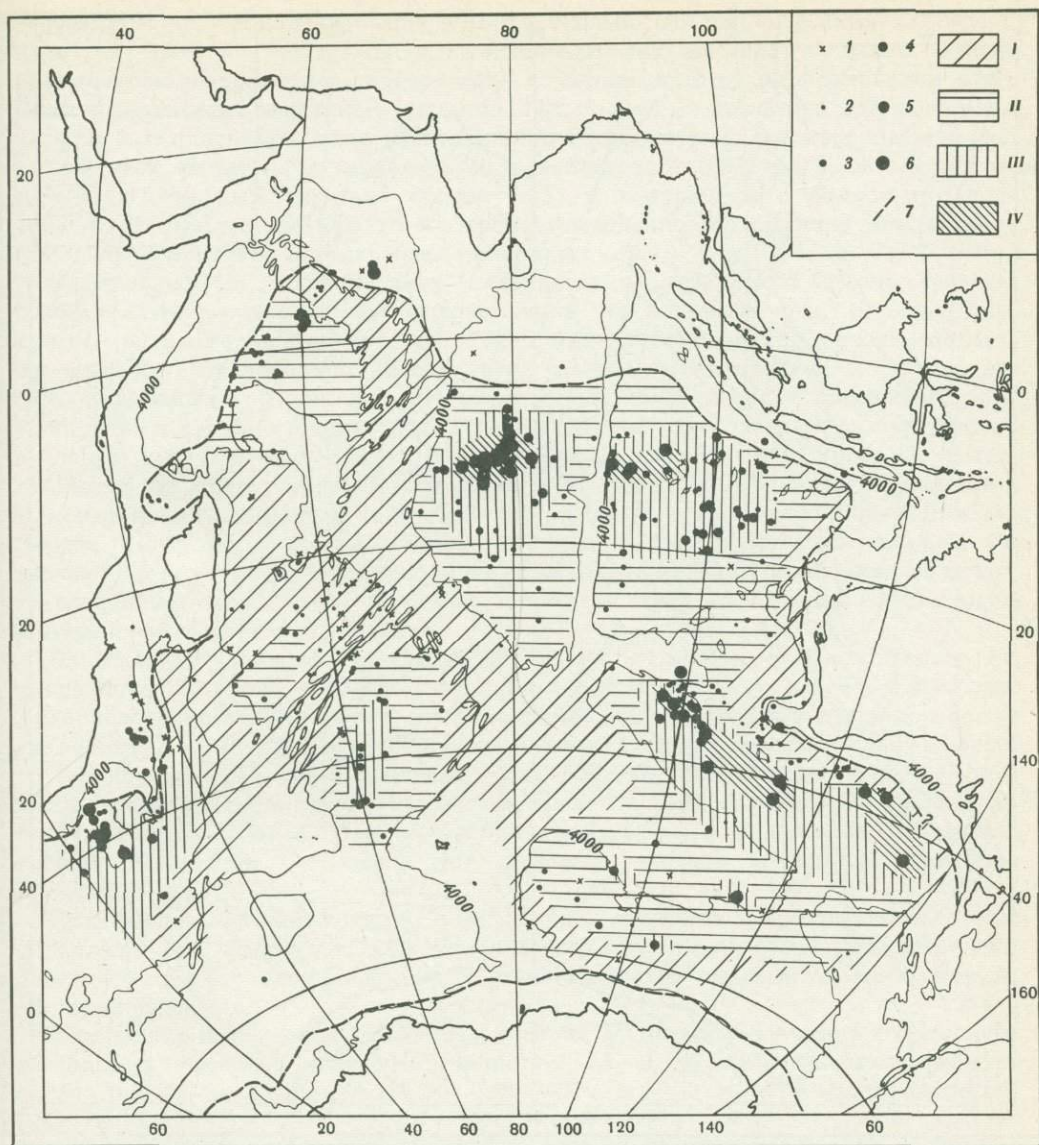


Рис. 7. Распределение Ni в конкрециях, %

I—6 — содержание в масштабных знаках:

I — менее 0,15, 2 — 0,15—0,25, 3 — 0,25—0,50, 4 — 0,50—0,75, 5 — 0,75—1,0, 6 — более 1,0; I—IV — фоновые содержания: I — менее 0,25, II — 0,25—0,50, III — 0,50—1,0, IV — более 1,0

ваториальной зоны океана. В конкрециях из радиоляриевых илов Центральной котловины отношение колеблется от 0,7 до 1,2, в среднем 0,89, Кокосовой и Западно-Австралийской — от 0,65 до 1,2, в среднем 0,73 (Скорнякова, Ванштейн, 1983).

Судя по данным средних содержаний Zn по фаціальным обстановкам, типам осадков и котловинам (см. табл. 4—6), закономерности распределения его по площади дна сходны с распределением Cu. Действительно, повышенные величины Zn отмечены в глубоководных котловинах восточной части

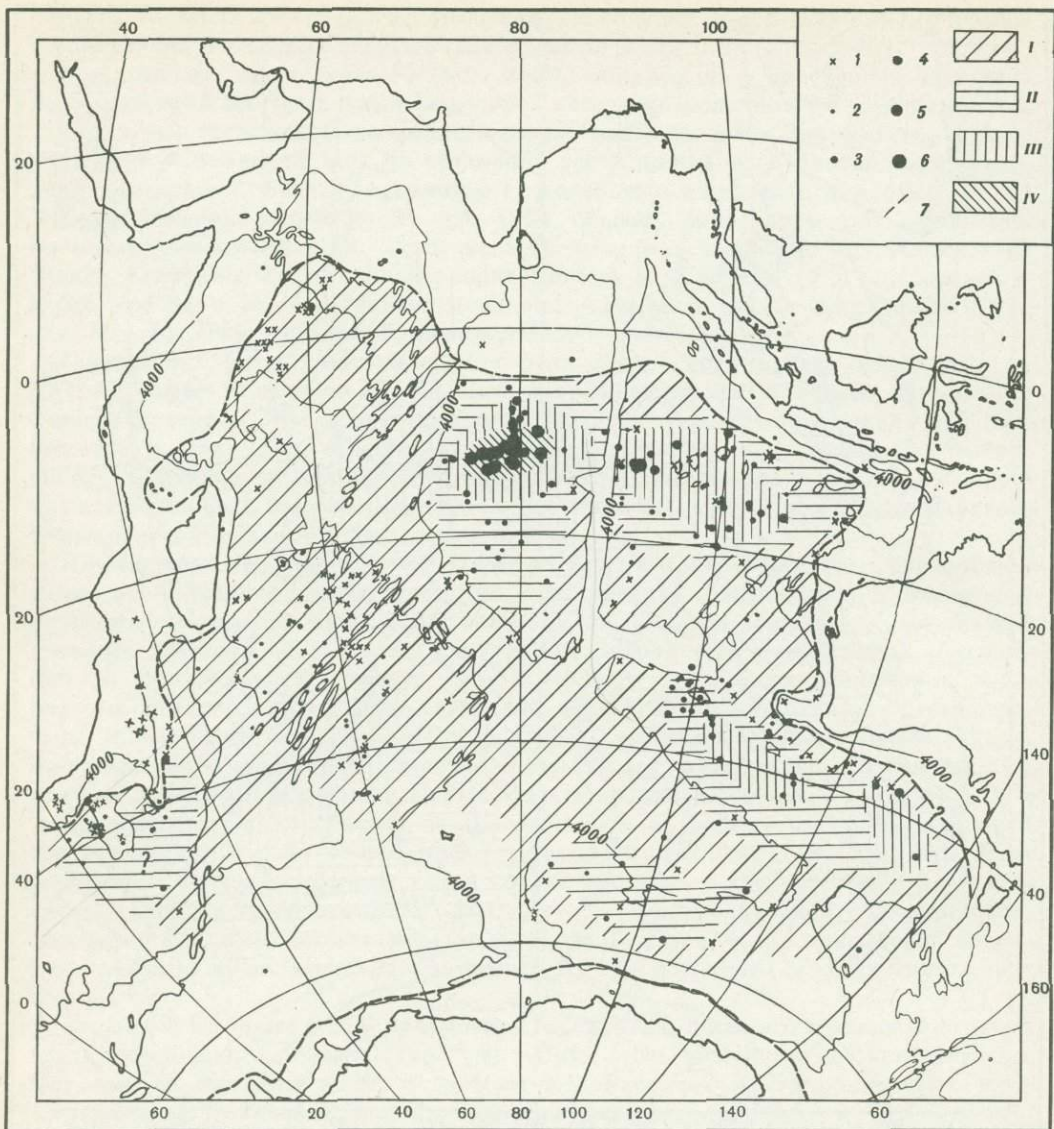


Рис. 8. Распределение Си в конкрециях, %

: 1-6 — содержание в масштабных знаках:

1 — менее 0,15, 2 — 0,15—0,25, 3 — 0,25—0,50, 4 — 0,50—0,75, 5 — 0,75—1,0, 6 — более 1,0; I-IV — фоновые содержания: I — менее 0,25, II — 0,25—0,50, III — 0,50—1,0, IV — более 1,0

Индийского океана, со средними величинами 0,08 для конкреций радиоляриевого пояса Кокосовой и Западно-Австралийской котловин (Скорнякова, Ванштейн, 1983) и 0,07 для конкреций фаций пелагических глин Амстердамской и Южно-Австралийской котловин. Максимальные величины Zn приурочены к радиоляриевым илам Центральной котловины, в среднем 0,012. При этом в конкрециях с содержанием Mn более 25% содержание Zn колеблется от 0,1 до 0,21% (см. табл. 7, 8). В обогащенных железом конкрециях и корках Среднего хребта и прилегающих котловин содержание Zn в среднем составляет 0,037—0,06% (см. табл. 4).

Аналогичные тенденции распределения, судя по немногочисленным анализам, имеет и Мо. Его максимальные величины, так же как в Тихом океане (Скорнякова и др., 1986), приурочены к конкрециям из радиоляриевых илов с максимальным содержанием марганца. Так, по данным полигона 1352, выполненного в радиоляриевых илах Центральной котловины Индийского океана (см. гл. IV наст. работы), содержание Мо колеблется от 0,022 до 0,058% и достигает максимальных значений (более 0,05) в конкрециях с большими величинами Mn (более 28%). В то же время повышенное содержание Мо (в среднем 0,047%) отмечено в конкрециях подводных гор.

Содержание Со в конкрециях колеблется от 0,01 до 1,45% (в среднем 0,20%). Закономерности его распределения по площади дна, по существу, прямо противоположны Mn, Ni, Cu и близки к Fe. Однако полного соответствия между Со и Fe нет. Более того, увеличение содержания Со в конкрециях подводных гор обычно идет параллельно с увеличением содержания Mn. Конкреции и корки глубоководных котловин Индийского океана характеризуются в целом низкими величинами содержания Со, менее 0,25% (рис. 9). Выделяющиеся на этом фоне повышенные значения Со (0,25—0,5%) приурочены к конкрециям подводных поднятий. Минимальные величины содержания Со (менее 0,15%) встречены в конкрециях с наиболее низкими значениями Fe (менее 10%) из радиоляриевых илов приэкваториальной зоны, пелагических глин и глинисто-известковых илов Амстердамской, Южно-Австралийской котловин и южной части котловины Крозе.

Повышенное содержание Со (0,25—0,53%) отмечено в обогащенных Fe конкрециях (15—25%) и корках западной части Индийского океана, в пределах Аравийско-Индийского хребта, в Сомалийской, Маскаренской и Мадагаскарской котловинах. Сходные величины Со (0,25—0,41) встречены в обогащенных Fe конкрециях (15—20%) севернее зоны разлома Дамаскина и в северной части Южно-Австралийской котловины. Однако в конкрециях с максимальными величинами Fe (более 25%) в районе тройственного сочленения срединных хребтов Индийского океана и прилегающих участков котловин содержание Со не превышает 0,25%.

Максимальные концентрации Со (0,5—1,45%) встречены в конкрециях и корках подводных гор северо-западной части Индийского океана. При этом величины более 1% обычно ассоциируются с мелководными корками и конкрециями, обогащенными Mn.

Повышение содержания Со отмечено также в корках и конкрециях приконтинентальных поднятий плато Натуралиста (0,33—0,38%), Маскаренского хребта (0,064—0,62%), плато Агульяс (0,28—0,58%) (Frazer, Wilson, 1979; Cronan, Moorby, 1981; Frakes, 1982).

Сходный с Со характер распределения имеет Pb. Его содержание в корках и конкрециях пелагической области колеблется от 0,006 до 0,26%, составляя в среднем 0,077%. Повышенные величины Pb (0,077—0,15%) приурочены к обогащенным Fe и Со конкрециям Аравийско-Индийского хребта (в среднем 0,1%), Мадагаскарской котловины (в среднем 0,095%) и северной части котловины Крозе (0,09%). Максимальные концентрации Pb встречены в конкрециях и корках подводных гор северо-западной части Индийского океана (0,11—0,26%, в среднем 0,20%; см. табл. 3). Интересно при этом, что вариации содержания Pb в железо-марганцевых образованиях подводных гор, так же как и Со, связаны с содержанием Mn. Содержание Pb существенно ниже в конкрециях котловин восточной части Индийского океана. При этом здесь устанавливается четкая взаимосвязь Pb и Fe. Так, величины менее 0,07% в конкрециях радиоляриевого пояса Центральной котловины соответствуют значениям Fe менее 10%. Низкие величины содержания Pb (0,05—0,07%) встречены в обогащенных Mn и соответственно бедных Fe конкрециях Амстердамской котловины (южнее

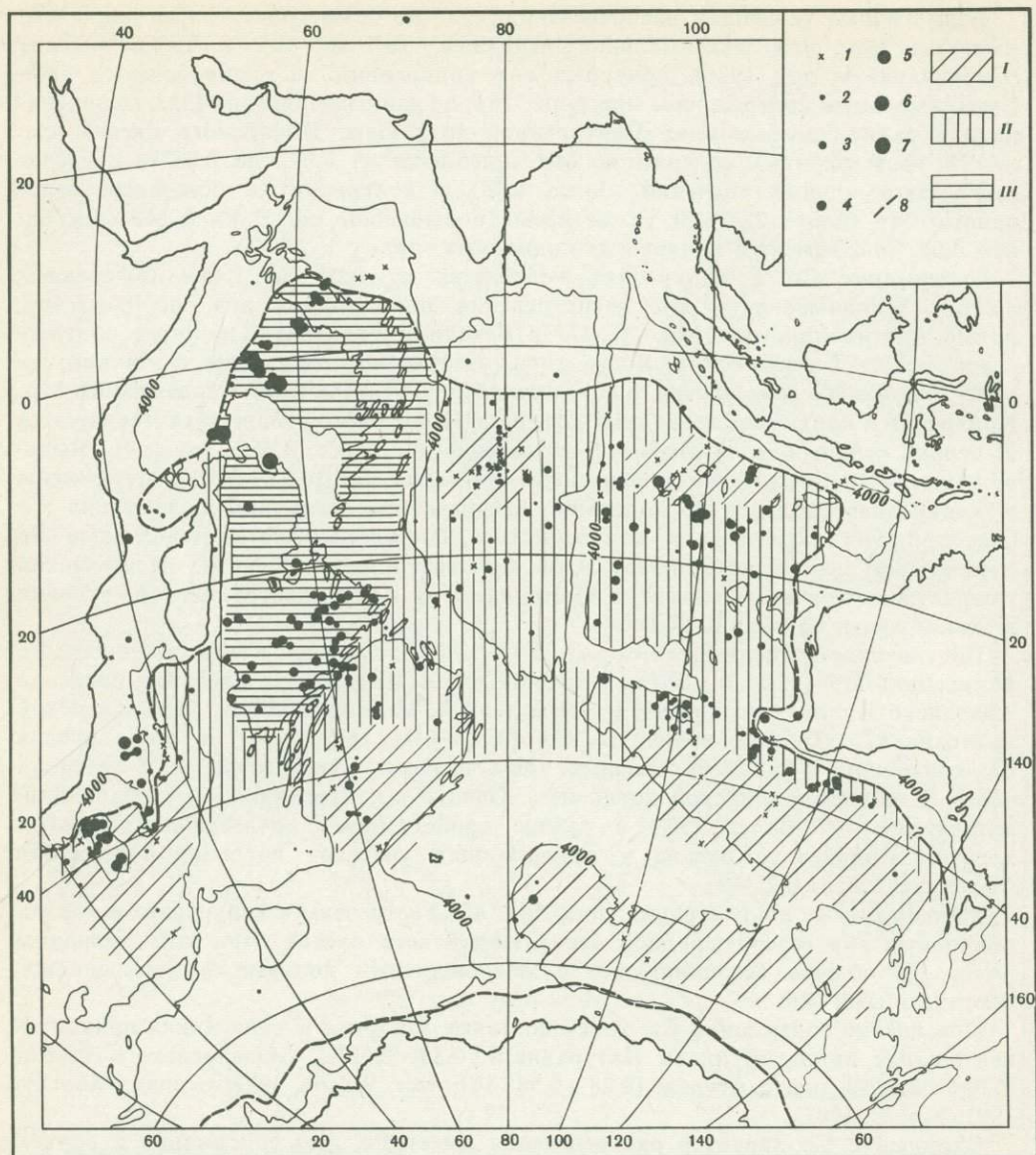


Рис. 9. Распределение Co в конкрециях, %

1—7 содержание в масштабных знаках:

1 — менее 0,1, 2 — 0,1—0,15, 3 — 0,15—0,20, 4 — 0,20—0,25, 5 — 0,25—0,50, 6 — 0,50—0,75, 7 — более 0,75; I—III — фоновые содержания: I — менее 0,15, II — 0,15—0,25, III — более 0,25

зоны разлома Дамантина). Здесь его содержание возрастает с юга на север (до 0,1—0,16%), с увеличением содержания Fe.

Приведенные данные показывают, что изменение химического состава конкреций контролируется такими общими закономерностями пелагического седиментогенеза, как широтная и вертикальная зональность, сочетание которых определяет фациальные обстановки рудообразования. Геохимическим показателем фациальных обстановок рудообразования служит величина отношения Mn/Fe.

Величина отношения Mn/Fe в конкрециях и корках пелагической области колеблется

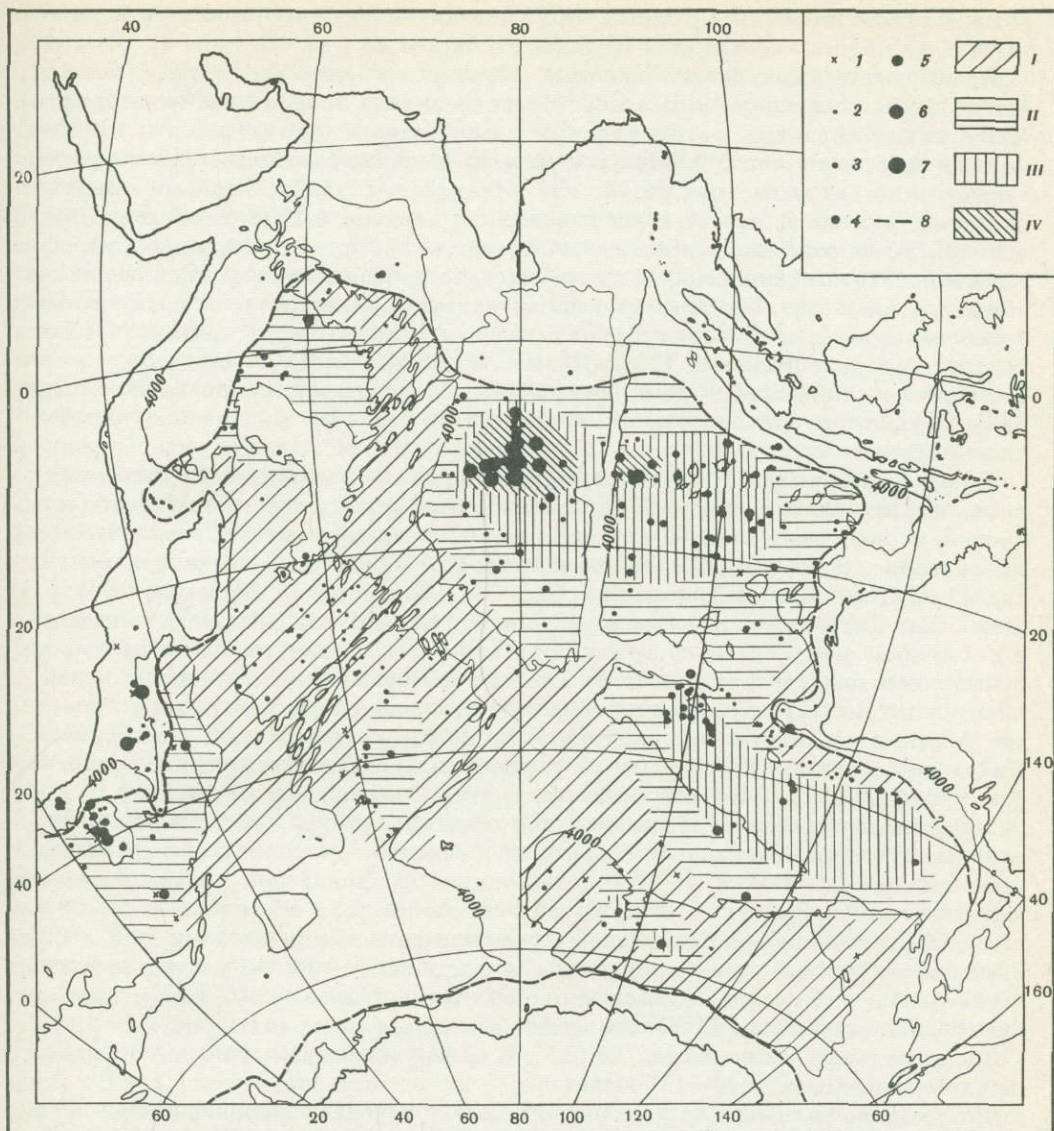


Рис. 10. Отношение Mn/Fe в конкрециях

1—7 — значение отношения в масштабных знаках:

1 — менее 0,5, 2 — 0,5—1,0, 3 — 1,0—1,5, 4 — 1,5—2,5, 5 — 2,5—3,5, 6 — 3,5—5,0, 7 — более 7; 8 — граница мощности окисленного слоя более 1 м; I—IV — фоновое значение: I — менее 1,0, II — 1,0—1,5, III — 1,5—2,5, IV — более 2,5

от 0,18 до 7 (см. табл. 4). На большей площади западной части океана в пределах Срединного хребта и прилегающих котловин величина Mn/Fe меньше 1 (рис. 10). Среднее значение Mn/Fe в корках с поверхности коренных пород и глыбовых конкреций равно 0,96 (см. табл. 3). Значения Mn/Fe менее 1 (в среднем 0,82) установлены нами и для корок зон разломов центральной части Тихого океана (Скорнякова, 1986). Величина Mn/Fe около по-видимому, может быть принята как показатель седиментационного генезиса рудных образований. Исключение составляют, несомненно, седиментационные

рудные корки высоких подводных гор, где величины отношения Mn/Fe нередко значительно более высокие (для Индийского океана до 1,86, см. табл. 4).

Преимущественно седиментационные, сложенные обычно вернадитом (Leclaire, Perseil, 1979) конкреции Мадагаскарской котловины и большей части котловины Крозе также характеризуются низкими величинами Mn/Fe (меньше 1, нередко меньше 0,75; см. рис. 10). Приуроченные к высокоокисленным пелагическим глинам и их мергелистым разностям, к осадкам с крайне низкими темпами осадконакопления и малой концентрацией $C_{орг}$ (менее 0,25%) (Безруков, Лисицын, 1975), к районам с минимальной первичной продукцией вод (Кобленц-Мишке, 1977), эти конкреции формируются преимущественно за счет непосредственного осаждения рудного вещества из морской воды с незначительным участием диагенетического перераспределения элементов в осадках (Cropan, Moorgby, 1981; Скорнякова, 1983). Низкие величины Mn/Fe за счет обогащения Fe корок и конкреций Срединного хребта и прилегающих котловин могут быть связаны с дополнительной поставкой Fe за счет подводного выщелачивания базальтов.

Низкие значения Mn/Fe (меньше 1) преобладают и в конкрециях из диатомовых илов Австрало-Антарктической котловины. Повышенная железистость этих конкреций, по-видимому, связана с преимущественно седиментационным механизмом их образования в условиях высоких скоростей придонных течений и низких содержаний органического вещества ($C_{орг} < 0,25\%$) (Безруков, Лисицын, 1975). На этом фоне встречены конкреции с Mn/Fe 1,8—2,5, что, вероятно, связано с локальным увеличением содержания органического вещества и с активизацией диагенетического перераспределения Mn и Fe во вмещающих диатомовых илах.

Основная масса конкреций глубоководных котловин характеризуется величинами Mn/Fe 1—2,5, обычно менее 1,5 (в пелагических глинах Центральной, Кокосовой, Западно-Австралийской котловин, в центральной части котловин Крозе, Мозамбикской и в карбонатных осадках Сомалийской котловины).

На этом фоне в широтной приэкваториальной зоне распространения кремнисто-глинистых илов в Центральной, Кокосовой и Западно-Австралийской котловинах, примерно между 6—8 и 16—18° ю.ш., встречены конкреции с повышенными значениями Mn/Fe (от 1 до 2,5, обычно более 1,5, см. табл. 6; полигон ст. 6754 из Западно-Австралийской котловины, см. Скорнякова и др., 1979). Значения менее 1,5 здесь приурочены к кремнисто-мергелистым и карбонатным осадкам абиссальных холмов и гор. На глубинах ниже КГК в радиоляриевых илах величина Mn/Fe выше 1,5.

Максимальные величины Mn/Fe (2,5—7) обнаружены в Центральной и Кокосовой котловинах между 10—13° ю.ш.

Возрастание величины отношения Mn/Fe в конкрециях радиоляриевого пояса обусловлено увеличением биологической продуктивности вод (Кобленц-Мишке, 1977) и содержания $C_{орг}$ во вмещающих осадках (обычно более 0,35, максимально до 0,68%) (Скорнякова и др., 1979) и соответственно интенсификацией диагенетического перераспределения Mn. Максимальные величины Mn/Fe соответствуют зоне экваториальной дивергенции, смещенной в Индийском океане примерно на 10—12° ю.ш.

Вторая область повышенных значений Mn/Fe (1,5—3,24, обычно 2—2,5) приурочена к фациям пелагических глин и глинисто-известковых илов Амстердамской (южнее зоны разлома Диамантина) и Южно-Австралийской котловин. Увеличение в ней отношения Mn/Fe также, по-видимому, связано с возрастанием диагенетического перераспределения Mn. В пользу этого свидетельствуют как несколько повышенное содержание в осадках $C_{орг}$ (0,25—0,55%; Безруков, Лисицын, 1975), так и эвтрофные условия питания бентосной фауны (Соколова, 1979).

Таким образом, вариации величины Mn/Fe в конкрециях пелагических районов океана обусловлены интенсивностью диагенетического перераспределения

элементов при формировании конкреций, локально эндогенной поставкой рудного вещества.

Малые элементы обычно не образуют самостоятельных минеральных фаз, их распределение в корках и конкрециях связано с содержанием и соотношением основных рудных компонентов — Mn и Fe. Экспериментальными работами установлены высокие сорбционные способности конкреций по отношению к катионам цветных металлов. Одинаковый характер обмена цветных металлов для конкреций и синтетической двуокиси марганца свидетельствует о том, что сорбционные свойства конкреций определяются марганцевой составляющей (Челищев, Грибанова, 1983). Ni, Cu, возможно, Zn входят в структуру 10 Å минералов Mn, содержание Co и Pb увеличивается в конкрециях, сложенных преимущественно вернадитом (Barnes, 1967; Burns R., Burns V., 1977; Hajbach et al., 1981; и др.). Так, максимальные величины содержания Cu, Ni, Zn встречены в бузеритовых конкрециях радиолариевого пояса Центральной котловины, повышенные для глубоководных котловин величины Co и Pb — в вернадитовых конкрециях Мадагаскарской котловины. Однако в преимущественно бузеритовых конкрециях радиолариевого пояса Центральной, Кокосовой и Западно-Австралийской котловин содержание Ni и Cu варьирует в 3—5 раз. Значительные вариации Co и Pb отмечены в корках и конкрециях, сложенных вернадитом.

В конкрециях глубоководных котловин пелагической области элементы марганцевой группы (Ni, Cu, Mo, Zn) по характеру распределения близки к Mn и к величине отношения Mn/Fe. В распределении элементов группы Fe (Co и Pb) проявляются черты сходства с Fe.

Связь содержания Ni и Cu с Mn/Fe может быть интерпретирована как показатель их диагенетического перераспределения при формировании конкреций (Calvert, Price, 1977; Skorniyakova, 1979). Это находит свое отражение в структуре и силе корреляционных связей малых элементов с Mn и Fe (Скорнякова, Ванштейн, 1983). В конкрециях с максимальными величинами Mn/Fe (радиолариевый пояс Центральной котловины) отмечено четкое разделение элементов марганцевой и железистой групп; установлены высокие положительные значения коэффициентов корреляции Mn с Ni, Cu, Zn (соответственно 0,72; 0,78; 0,92) и малые отрицательные — с Co и Pb (соответственно 0,38; 0,07). По мере уменьшения отношения Mn/Fe в конкрециях уменьшается содержание Ni и Cu и значение коэффициентов корреляции их с Mn. Одновременно происходит уменьшение коэффициентов корреляции Co с Fe, вплоть до его перехода в марганцевую группу. В преимущественно седиментационных конкрециях Мадагаскарской котловины с Mn/Fe = 1 отмечены тенденция корреляции Co с Mn (+0,26) и практически отсутствие его связи с Fe. Существенное влияние на распределение малых элементов в конкрециях и корках оказывает глубина их формирования. Максимальные концентрации Cu, Ni, Zn, Mo приурочены к конкрециям котловины с глубинами, превышающими критическую глубину карбонатакопления. С уменьшением глубины в конкрециях подводных гор увеличивается содержание Co и Pb и резко падает содержание Cu. Максимальные концентрации Co и Pb встречены в конкрециях и корках подводных гор северо-западной части Индийского океана на глубинах 1200—2500 м. Увеличение содержания Co в корках и конкрециях подводных гор идет параллельно с увеличением Mn, с коэффициентом корреляции 0,48 (Скорнякова, Ванштейн, 1983). В мелководных конкрециях сохраняется связь Ni с Mn и особенно с величиной отношения Mn/Fe и вне зависимости от содержания марганца падает содержание меди.

Вертикальная зональность состава океанских железо-марганцевых корок и конкреций связана с биогенной транспортировкой и трансформацией металлов в толще вод и на границе вода—дно, с изменением их концентрации и с временем регенерации (Лисицын, 1983; Klinkhammer, Bender, 1980; Knauer et al., 1982; Bruland, 1980).

В толще вод этот процесс наиболее активно происходит в слое кислородного минимума на глубинах 500—2000 м, где отмечено увеличение Mn и ряда малых элементов, и в частности Co (Martin, Knauer, 1984; Knauer et al., 1982; Bruland, 1980; и др.), ниже концентрация металлов снижается. С восстановлением Mn в зоне кислородного минимума и с его последующим окислением связано, по мнению многих авторов, формирование обогащенных Mn рудных корок подводных гор (Хальбах, Путеанус, 1984; Alpin, Cronan, 1985; и др.). Свежеобразованная гидроокись Mn сорбирует Co, Ni, Pb и некоторые другие элементы. Из-за высокого окислительного потенциала MnO_2 (Burns R., Burns V., 1977) или активной динамики вод в районе подводных гор (Barnes, 1967) Co^{2+} окисляется до Co^{3+} и входит в структуру вернадита (Burns R., Burns V., 1977; Murray, 1975).

Низкие величины концентрации Cu в конкрециях подводных гор и поднятий Д. Кронен и С. Мурби (Cronan, Moogby, 1981) связывают с изменением ее концентрации в толще вод. При существенных колебаниях и повышенных величинах Cu в верхних горизонтах водной толщи на глубинах менее 1000 м ее содержание обычно уменьшается и затем постепенно возрастает с глубиной (Boyle et al., 1977; Danielson, 1980). В отличие от Cu для Ni характерен максимум на глубинах 1000—1400 м, связанный с разложением мягких частей организмов (Sclater et al., 1976). С возрастанием глубин (глубже 3000 м) содержание в конкрециях Cu постепенно возрастает. Повышенные значения в конкрециях Cu, Ni, так же Mo, Zn, приурочены к глубинам вблизи и ниже критической глубины карбонатакопления. Увеличение их содержания с глубиной, по-видимому, связано с биогенной поставкой и с трансформацией металлов (растворение скелетов карбонатных и кремнистых организмов, разложение фекальных комочков) в верхнем деятельном слое осадков. Концентрация металлов в поровых водах и интенсификация их диагенетического перераспределения увеличиваются в районах повышенной биологической продуктивности. Именно с этим связано формирование наиболее богатых Mn, Ni, Zn, Mo диагенетических конкреций радиоляриевых пояса Индийского и Тихого океанов. С биогенной транспортировкой металлов, и в частности с растворением кремнистых организмов (радиолярий), связаны и обогащение конкреций из радиоляриевых илов Cu, и сдвиг отношения Cu/Ni.

4. МИНЕРАЛОГИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

Железо-марганцевые конкреции являются полиминеральными образованиями, рудная составляющая которых сложена относительно слабо окристаллизованными гидроокисными минералами Mn и Fe. В работах большинства ученых, изучавших минералогию конкреций, более детально исследовались рудные минералы, что необходимо не только с точки зрения практики, поскольку они являются носителями промышленно важных элементов (Mn, Cu, Ni, Co), но и для решения вопросов генезиса конкреций.

4.1. МИНЕРАЛОГИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ И МЕТОДИКА ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ

Большинством исследователей для определения минерального состава железо-марганцевых конкреций обычно используется рентгенографический метод. Первые работы по изучению минералов конкреций этим методом были выполнены В. Бюзером и А. Грютером (Buser, Gruter, 1956). Они показали, что основными минералами марганца в изученных ими природных образованиях являются δ - MnO_2 , 7 Å манганит и 10 Å манганит. Эти три минерала отличаются по рентгеновским дифракционным картинам: δ - MnO_2 — 2,4 и 1,4 Å манганит — 7,2; 3,6; 2,4 и 1,4 Å; 10 Å манганит — 9,7; 4,8; 2,43 и 1,42 Å. Позднее было обнаружено сходство рентгенограмм 7 Å манганита с природным минералом — бёрнесситом (Mancheim, 1965), а 10 Å манганита с тодорокитом (Levinson, 1960; Mancheim, 1965).

Низкая степень упорядоченности и тонкодисперсность марганцевых минералов конкреций обуславливают проявление на рентгенограммах только ограниченного количества наиболее интенсивных, часто диффузных рефлексов, многие из которых, как показала впоследствии электронно-микроскопическое исследование, на рентгеновских дифракционных картинах разных минералов имеют близкие значения межплоскостных расстояний (Чухров и др., 1983а, б, 1984). Это достаточно долгое время затрудняло структурные исследования природных гидроксидов марганца с помощью рентгеноструктурного анализа и послужило появлению в литературе путаницы в номенклатуре марганцевых минералов, преодоление которой возможно только после того, как при их изучении стали применять высоколокальные методы, и особенно аналитическую просвечивающую электронную микроскопию (микродифракция электронов и энергодисперсионный анализ).

Долгое время существовало мнение, что δ - MnO_2 является разупорядоченной разновидностью бёрнессита (Manheim, 1965; Sorem, Foster, 1972; Cronan, Tooms, 1969; Crerar, Barnes, 1974; Bricker, 1965; и др.). Однако разное поведение δ - MnO_2 и бёрнессита при гидратации под давлением (Brown et al., 1971; Burnes R., Burnes V., 1977) (первый переходит в 10 \AA манганит, а второй не меняется) противоречит этой точке зрения и свидетельствует в пользу самостоятельности. Проведя детальные электронно-микроскопические исследования, Ф.В. Чухров с соавторами (1978а, б) на кристаллохимическом уровне обосновали существование самостоятельного минерала, являющегося аналогом синтетической δ - MnO_2 , и поддержали предложение П.Ф. Андрущенко (1976) называть природную фазу с двумя рефлексами $2,4$ и $1,4 \text{ \AA}$, встречающуюся в железо-марганцевых конкрециях, не δ - MnO_2 , а вернадитом. Природный вернадит по сравнению с синтетическим аналогом характеризуется более сложным составом (табл. 7) (Чухров и др., 1978а).

Ф.В. Чухров с соавторами (1978б) показали, что вернадит и бёрнессит отличается друг от друга по структуре и параметру c_0 (табл. 7). Микродифракционные картины вернадита обычно содержат два интенсивных базисных рефлекса — с $d \approx 2,4$ ($hkl - 100$) и $d \approx 1,4 \text{ \AA}$ ($hkl - 100$) и иногда слабое отражение с $d \approx 2,2 \text{ \AA}$ ($hkl - 101$). Минимальные параметры гексагональной элементарной ячейки вернадита: $a_0 = 2,83 \text{ \AA}$; $c_0 = 2,35 \text{ \AA}$. В более упорядоченных вернадитах параметр c_0 возрастает до $4,7 \text{ \AA}$. Для вернадита предложена модель псевдослоистой структуры (Чухров и др., 1978б). Атомы кислорода и группы (ОН) создают плотную упаковку, в которой 30% октаэдрических и 70% тетраэдрических позиций примерно наполовину заселено катионами Mn^{4+} . Низкая степень трехмерной упорядоченности структуры вернадита обусловлена главным образом присутствием многочисленных дефектов, которые приводят к неупорядоченному чередованию упаковок, характеризующихся гексагональным и кубическим законами расположения анионов. Кроме того, причиной структурных искажений являются крупные катионы (K^+ ; Ca^{2+} , Mn^{3+}), которые, как правило, в небольшом количестве содержатся в вернадите.

На электронограммах бёрнессита (Чухров и др., 1978б), отвечающих плоскости (001), присутствуют редкие интенсивные отражения ($d_{100} = 2,43 \text{ \AA}$, $d_{110} = 1,42 \text{ \AA}$), располагающиеся по гексагональному закону и характеризующие анионную и катионную упаковки в слоях марганцево-кислородных октаэдров. На микродифракционных картинах, полученных от загибов пластинчатых частиц по методике А.И. Горшкова (1970), регистрируются не только рефлексы $hk0$, но также базальные (001) и пространственные (hkl) отражения. Это позволило Ф.В. Чухрову с соавторами (1978б) определить параметры гексагональной элементарной ячейки бёрнессита: $a_0 = 2,85$ и $c_0 = 7,16 \text{ \AA}$. Расчеты структурных моделей бёрнессита (Чухров и др., 1978б) подтвердили сделанное Р. Джованоли с соавторами (Giovannoli et al., 1970) предположение о подобии структур бёрнессита и халькофанита. В их основе лежат октаэдрические Mn^{4+} -слои. В отличие от халькофанита, в структуре которого существует упорядоченное расположение вакантных октаэдров в

Таблица 7

Характеристика минералов, встречающихся в железо-марганцевых конкрециях

Минерал	Формула	Структурный тип	Сингония	Параметры элементарной ячейки (Å)
Бёрнессит	$R_{2x}^+Mn_{1-x}(O, OH)_2(OH, H_2O)_{6x}$ (R - Mn ³⁺ , Na и др.)	Слоистый	Гексагональная	$a_0 = 2,85; c_0 = 7,16$
Бузерит-I	Бёрнесситоподобная	"	"	$a_0 = 2,83; c_0 = 10$
Бузерит-II	"	"	"	$a_0 = 2,84; c_0 = 9,7$
Асболан-бузерит	—	Слоистый (неупорядоченный смешано-слоистый)	"	Бузеритовые пакеты: $a_0 = 2,83;$ $c_0 \approx 10;$ асболановые пакеты: $a_0 \approx 3,00; c_0 \approx 9,4$
Тодорокит	$R(Mn^{4+}, Mn^{3+})_6 O_{12} \cdot 3H_2O$ (R - K ⁺ , Ba ²⁺ и др.)	Туннельный	Ромбическая	Разновидности: $a_0 = 9,75$
			Моноклинная	$a_0 = 14,65; b = 2,84; c_0 = 9,6$
			"	$a_0 = 19,5$
Вернадит	$MnO_2 \cdot mR_2O \cdot nRO \cdot pR_2O_3 \cdot qH_2O$ (R - одно-, двух-, трехвалентные катионы металлов)	Псевдослоистый	Гексагональная	$a_0 = 2,83; c_0 = 2,35$ (в упорядоченных — 4,7)
Фероксигит	$\delta\text{-FeOOH}$	"	"	$a_0 = 2,93; c_0 = 4,6$
Гётит	$\alpha\text{-FeOOH}$	Ленточный	Ромбический	$a_0 = 4,605; b = 9,997; c_0 = 3,0$

Mn⁴⁺-слоях, в подобных слоях бёрнессита пустые октаэдры распределены статистически. Межслоевые катионы Mn³⁺, Ca, Na, K, имеющие октаэдрическую координацию, располагаются над и под вакантными октаэдрами. Со стороны межслоевого промежутка катионы координируются молекулами H₂O и группами OH⁻. Таким образом, охарактеризованные выше различия в структуре вернадита и бёрнессита служат вполне достаточным основанием считать их разными минеральными видами.

До недавнего времени среди исследователей существовали разногласия по поводу природы 10 Å марганцевой фазы. До сих пор во многих работах (Halbach et al., 1981; Burns et al., 1983; Usui, 1979; и др.) этот минерал называют тодорокитом на основании только сходства их рентгенограмм. Однако 10 Å марганцевая фаза в большинстве конкреций обладает рядом свойств, не характерных для тодорокита: 1) отсутствие термической устойчивости, выражающееся либо в аморфизации при длительном нагревании при 110°C (Halbach et al., 1981), либо в переходе в бёрнессит (Чухров и др., 1984; Успенская и др., 1987; Успенская, Скорнякова, 1987; Halbach et al., 1981); 2) наличие катионно-обменных свойств (Чухров и др., 1983б; Челищев, Грибанова, 1983; Челищев, 1985; Giovanoli, 1980; Giovanoli et al., 1975).

В значительной мере природа 10 Å марганцевой фазы железо-марганцевых конкреций была уточнена в ряде работ Ф.В. Чухрова с соавторами (1983а, б, 1984, 1987). В них показано, что исходной рентгенограммой обладают несколько 10 Å марганцевых фаз близкого химического состава: тодорокит, асболан, асболан-бузерит, бузерит-I и бузерит-II. При помощи комплекса методов, главным образом метода микродифракции электронов в совокупности с микронзондовым энергодисперсионным анализом, а также ИК-спектроскопии, рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии и других, авторами были определены структурные особенности этих минералов и показаны существенные различия структур всех 10 Å марганцевых фаз, встреченных в конкрециях.

10 Å марганцевые минералы разделяются на два структурных типа — слоистый (к нему относятся бузерит-I, бузерит-II, асболан, асболан-бузерит) и туннельный (тодорокит). Структурные особенности, отличающие минералы слоистого типа друг от друга, отражаются на микродифракционных картинах и на поведении минералов при нагреве до 100°C или в вакууме электронного микроскопа. Так, например, бузерит-I и безурит-II различаются между собой характером распределения вакансий в октаэдрических Mn⁴⁺-слоях: у первого они статистически распределены так же, как и у бёрнессита, а во втором соединены в цепочки произвольной длины, вытянутые в соответствии с симметрией слоя по трем эквивалентным направлениям [100], [010] и [110], что обуславливает различное поведение этих минералов при нагреве и в вакууме электронного микроскопа (бузерит-I переходит в бёрнессит в результате удаления межслоевой воды, а в бузерите-II взаимно пересекающиеся цепочки препятствуют сжатию структуры вдоль оси *c*) (Чухров и др., 1984).

Асболан имеет гибридную структуру, которая состоит из несоизмерных в плоскости (001) слоев разного состава и строения, чередующихся в направлении оси *c* (Чухров и др., 1980). Структура асболана может быть охарактеризована двумя вставленными одна в другую подрешетками, которые отличаются базисными параметрами элементарной ячейки при одинаковом значении *c*₀. Это отражается на электронограмме в виде двух стенок базисных рефлексов при одном ряде базальных отражений.

В структуре асболан-бузерита неупорядоченно чередуются асболановые и бузеритоподобные пакеты (Чухров и др., 1983б). В вакууме и при нагреве бузеритоподобные пакеты переходят в бёрнесситовые, в результате чего происходит смещение базального рефлекса 001 в сторону больших углов.

Тодорокит, обладающий туннельной структурой, имеет ряд разновидностей, обусловленных шириной лент в направлении оси *a*, что отражается на значении

параметра a_0 (Чухров и др., 1978в; Turner, Buseck, 1981). Разновидности тодорокита легко диагностируются по электронограммам, отвечающим плоскости (a) минерала, а именно по частоте расположения рефлексов вдоль оси a^* . В железомарганцевых конкрециях наиболее распространены тодорокиты с $a_0 = 9,75 \text{ \AA}$, а также с неупорядоченной смешаноканальной структурой (Чухров и др., 1987б), которая проявляется в удлинении рефлексов на электронограммах и в появлении диффузных линии между ними.

Железистые минералы конкреций изучены гораздо хуже. Это обусловлено крайне низкой степенью окристаллизованности минералов Fe, входящих в состав рудного вещества конкреций. По данным большинства исследователей, железо в океанских железомарганцевых конкрециях находится главным образом в виде аморфного гидратированного оксида (Goodell et al., 1971; Glasby, 1972a, b; Sreger, Barnes, 1974; и др.). При помощи Мёссбауэровской спектроскопии в электронной микроскопии (Von Heimendahl et al., 1976) было определено, что во многих конкрециях доминирует полимер гидратированного оксигидроксида железа. Изучение его синтетического аналога (Feitknecht et al., 1973; Towe, Bradly, 1967; Van der Giesen, 1966) показало, что он состоит из кристалликов размером от 30 до 100 \AA . При старении в различных растворах он раскристаллизовывается в различные Fe(III)-оксигидроксиды (Feitknecht et al., 1973).

Наряду с аморфной железистой фазой различными физическими методами — рентгеновской дифрактометрией (Андрущенко, 1976; Bonatti, Joensuu, 1966; Manheim, 1965), электронной микроскопией (Чухров и др., 1981; Buser, Grutter, 1956), Мёссбауэровской спектроскопией (Johnson, Glasby, 1969) — в железомарганцевых конкрециях был обнаружен гётит.

Ф.В. Чухров с соавторами (1976) впервые в железомарганцевых конкрециях из различных районов Мирового океана открыли новый минерал — фероксигит, являющийся природным аналогом синтетического немагнитного δ' -FeOОН (см. табл. 7). В электронно-микроскопических препаратах выделения фероксигита представлены тонкочешуйчатыми агрегатами, во многом сходными по морфологии с вернадитом. На электронограммах фероксигита содержатся четыре кольцевых отражения с величинами d , равными 2,54 (100), 2, 22 (101), 1,69 (102) и 1,47 \AA (110). Расчет структурных моделей фероксигита (Чухров и др., 1976) показал, что основой его структуры служит двухслойная гексагональная упаковка атомов кислорода, в которой не все атомы Fe находятся в октаэдрах, а лишь 78% их общего количества; 22% атомов Fe — в тетраэдрах.

В некоторых конкрециях также отмечалось присутствие лепидокрокита, гематита и акагениита (Burns R., Burns V., 1977). Однако, судя по результатам исследования Ф.В. Чухрова с соавторами (1981), эти три минерала встречаются в основном не в конкрециях, а в осадках из зон разломов главным образом в составе микроконкреций.

Из краткого обзора минералогических исследований конкреций становится очевидным, что для правильной диагностики минеральных фаз рудного вещества конкреций необходимо использовать комплекс методов, включающий аналитическую просвечивающую электронную микроскопию и рентгеноструктурный анализ исходных и прогретых до 100°C образцов. Из всех пяти известных на данный момент 10 \AA марганцевых фаз только бузерит-I может быть однозначно определен рентгеновским дифрактометрическим анализом с применением методики, предложенной П. Хальбахом с соавторами (Halbach et al., 1981): образец анализируется до и после прогрева до 105°C в течение 2 ч, при этом весь бузерит-I, присутствующий в образце, переходит в бёрнессит. Остальные 10 \AA минералы уверенно диагностируются методом микродифракции электронов.

Рентгенографическое определение вернадита, находящегося в смеси с 10 \AA фазами и бёрнесситом, затруднено, поскольку его основные отражения накладываются на рефлексы с такими же межплоскостными расстояниями этих минералов

(2,4 и 1,4 Å). Диагностика ферроксигита обычно не представляется возможной данным методом из-за слабой интенсивности рефлекса 102 ($d = 1,69 \text{ \AA}$), отличающегося его от вернадита и, как правило, не регистрируемого на рентгенограмме.

По сравнению с рентгенографическим методом высоколокальный микродифракционный анализ позволяет достаточно надежно осуществлять диагностику этих минералов, даже когда они находятся в тонких смесях, а также определять фазы, представленные в образце в небольшом количестве (менее 8—10%) (Чухров и др., 1984). При помощи энергодисперсионного анализа проводится качественное определение химического состава отдельных микрочастиц, по спектрам рентгеновского характеристического излучения можно примерно оценить количественные соотношения элементов. Этот метод помогает охарактеризовать химическую неоднородность образца, а в совокупности с микродифракцией электронов — получать качественный химический состав конкретных минералов.

При исследовании минерального состава конкреций применяют два основных подхода: 1) анализ средних проб конкреций различного химического состава (либо всей рудной оболочки, либо нижней и верхней ее частей отдельно); 2) определение минерального состава микропроб, отобранных из слоев рудной оболочки с разными оптическими свойствами и химическим составом, охарактеризованным при помощи микронзондового анализа (выделяются два типа слоев: низкоотражающие, изотропные, обогащенные и Fe и Mn и содержащие повышенные концентрации Co и Si, и высокоотражающие, анизотропные, сильно обедненные Fe и обогащенные Mn, Ni, Cu и Zn). Первый, наиболее часто используемый подход позволил выявить основные закономерности изменения соотношения трех фаз (10 Å минерала, бёрнессита и вернадита) в зависимости от вариаций химического состава: при увеличении отношения Mn/Fe, сопровождаемом возрастанием содержания Cu, Ni и Zn, происходит уменьшение количества вернадита и увеличение содержания 10 Å марганцевой фазы и бёрнессита (Чудаев, 1986; Glasby, Thijssen, 1982; Piper, Blueford, 1982; Usui, 1979; и др.). Однако этот подход дает лишь общее представление о минеральном составе конкреций и позволяет выявить только основные, преобладающие в рудной оболочке фазы.

Более полное представление о минеральных ассоциациях конкреций дает второй подход. Во-первых, появляется возможность изучить и внутреннее строение конкреций (в полированных шлифах), характер распределения слоев, различающихся по оптическим свойствам и составу. Переслаивание этих слоев имеет иногда сложный характер, и определение минерального состава средней пробы конкреций не может дать адекватную картину распределения различных минералов в рудной оболочке, их приуроченности к тому или иному слою. Во-вторых, путем оценки

Таблица 8

Возможности выбранных методов в диагностике минералов рудного вещества конкреций

Минераграфия	Рентгеноструктурный анализ		Аналитическая просвечивающая электронная микроскопия
	Исходные	Прогретые 100°C/ч	
Агрегаты марганцевых кристаллических фаз	10 Å фаза	Бузерит-I, асболан-бузерит (неоднозначно)	Бузерит-II, асболан-бузерит, разновидности тодорокита
	Бёрнессит	Бёрнессит	Бёрнессит
Агрегаты Mn—Fe слабоокристаллизованных фаз	Вернадит	Вернадит	Fe-вернадит, маложелезистый вернадит, гётит X-фаза

площадей, занимаемых анизотропными и изотропными слоями в полированных шлифах, можно примерно определить соотношение минералов разной степени окристаллизованности. В-третьих, методика послойного изучения позволяет охарактеризовать смену минеральных ассоциаций в процессе роста рудной оболочки. Такая информация, безусловно, очень важна, поскольку вариации минерального состава непосредственно связаны с изменением условий роста конкреций в верхнем полужидком слое осадков. Кроме того, данный подход дает возможность выявить процессы перекристаллизации, являющиеся характерной чертой сильно гидратированного, слабо раскристаллизованного рудного вещества конкреций (Успенская и др., 1987).

Таким образом, для более полного и достоверного анализа минерального состава и изучения внутреннего строения рудной оболочки конкреций необходимо использовать комплекс методов, представленный в табл. 8, где показано, какие минералы могут быть определены тем или иным методом (Успенская и др., 1987).

Охарактеризованная выше методика послойного анализа минерального состава применялась при исследовании конкреций из Индийского океана (из Центральной и Западно-Австралийской котловин и из зоны разлома Дамантина).

4.2. МИНЕРАЛОГИЯ КОНКРЕЦИЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Данные по минеральному составу конкреций Индийского океана приведены в работах ряда авторов (Безруков, Андрущенко, 1973; Cronan, Tooms, 1969; Cronan, 1975; Cronan, Moorby, 1981; Reyess, Laloy, 1981; Frakes, 1982; и др.). Поскольку использованные в этих работах методы определения минерального состава конкреций (рентгеновская дифрактометрия, иногда в совокупности с минераграфией и/или микросондовым анализом) (Cronan, Tooms, 1969; Reyess, Laloy, 1981; Frakes, 1982) не позволяют проводить диагностику 10 \AA марганцевой фазы, отождествляемой почти во всех работах с тодорокитом или 10 \AA манганитом, для данного уровня исследования мы считаем необходимым применять общий термин — 10 \AA фаза.

Данные по минералогии конкреций из различных районов Индийского океана, их среднему химическому составу (отношение Mn/Fe) и приуроченности к определенному литологическому типу осадка обобщены в табл. 9. Наиболее обогащенные марганцем конкреции, встречающиеся главным образом в приэкваториальной области распространения радиоляриевых осадков в котловинах Центральной, Крозе, Кокосовой и Западно-Австралийской, сложены преимущественно 10 \AA фазой (Cronan, Moorby, 1981). Более детальные исследования минерального и химического состава конкреций радиоляриевой зоны Центральной котловины выявили их значительные локальные вариации, связанные с глубиной (Perseil, Jeanno, 1981). В более глубоководных (5360 м), обогащенных марганцем и переходными металлами ($\text{Cu} + \text{Ni}/\text{Mn} \cdot 100 = 14$) конкрециях основным минералом является 10 \AA фаза, а в приуроченных к приподнятым участкам дна (превышение 200 м) более железистых конкрециях с меньшим содержанием Cu и Ni ($\text{Cu} + \text{Ni}/\text{Mn} \cdot 100 = 12$) главной минеральной составляющей является вернадит. Промежуточное положение занимает третья группа конкреций, сложенная 10 \AA фазой и вернадитом, находящимися примерно в равных количествах. Несмотря на обнаруженную закономерность, авторы приходят к выводу, что глубина не является основным фактором, контролирующим вещественный состав конкреций Индийского океана в целом, поскольку конкреции с большим содержанием 10 \AA фазы были найдены и на значительно меньших глубинах (хребет Карлсберг, глубина 4137 м) (Glasby, 1972a). По мнению Г. Глэсби, минеральный состав конкреций в большей степени зависит не от глубины, а от условий осадконакопления. Подтверждением этой точки зрения являются данные по минеральному составу конкреций, приуроченных к пелагическим глинам и карбонатным осадкам Центральной, Крозе, Кокосовой, Южно- и Западно-

Таблица 9

Минеральный состав железо-марганцевых конкреций Индийского океана (по данным рентгеновского дифрактометрического анализа и минераграфии)

Район	Литологическая характеристика осадка	Mn/Fe (среднее значение для конкреций из данного района)	Минеральный состав	Источник
Центральная котловина	Радиоляриевые илы	2,66	3 группы конкреций: I — 10 Å фаза II — 10 Å фаза + вернадит III — вернадит (10 Å фаза)	Cronan, Moorb- by, 1981 Perseil, Jeanno, 1981
	Пелагические глины	1,26	10 Å фаза + вернадит	Cronan, Moorb- by, 1981
Кокосовая и Западно-Австралийская котловина (Вартон)	Карбонатные илы	1,24	Вернадит (10 Å фаза)	То же
	Радиоляриевые илы	1,78	10 Å фаза	"
	Карбонатные илы	1,0	Вернадит (10 Å фаза)	"
Котловина Крозе	Пелагические илы, обогащенные кремнистыми остатками	1,51	Вернадит (10 Å фаза)	"
	Пелагические глины	0,78	Вернадит	"
	Карбонатные илы	0,93	Вернадит (бёрнессит)	"
Мадагаскарская котловина		0,74	Вернадит	Cronan, Moorb- by, 1981 Reyss, Laloy, 1981
		1,13	Вернадит (10 Å фаза)	Cronan, Moorb- by, 1981
Сомалийская котловина		1,13	Вернадит (10 Å фаза)	Cronan, Moorb- by, 1981
Южно-Австралийская котловина	—	—	Вернадит (10 Å фаза)	Frakes, 1982
Хребет Карлсберг	—	—	2 группы конкреций: I — вернадит II — вернадит (10 Å фаза)	Cronan, Moorb- by, 1981 Glasby, 1972 Karisiddaiah, 1985
		0,3—1,9	Рентгеноаморфные Fe-фазы, гётит, вернадит (10 Å фаза)	Cronan, Moorb- by, 1981 То же
		1,5	2 группы конкреций: I — 10 Å фаза (вернадит) II — вернадит (10 Å фаза)	"
Мозамбикский канал	—	0,3—1,9	Рентгеноаморфные Fe-фазы, гётит, вернадит (10 Å фаза)	Cronan, Moorb- by, 1981 То же
Мозамбикский хребет и плато Агульяс	—	1,5	2 группы конкреций: I — 10 Å фаза (вернадит) II — вернадит (10 Å фаза)	"
Срединно-океанический хребет	—	0,67	Вернадит + гётит	"

Австралийской, Мадагаскарской и Сомалийской котловин. Распространенные в этих районах конкреции характеризуются меньшей величиной отношения Mn/Fe и сложены преимущественно вернадитом (Cronan, Moorbby, 1981; Reyess, Laloy, 1981; Frakes, 1982). 10 Å фаза и иногда бёрнессит находятся в подчиненном количестве. Вернадит в ассоциации с рентгеноаморфными железистыми фазами является основным минералом гидрогенных корок и конкреций с подводных гор и хребтов (Cronan, Moorbby, 1981).

Результаты исследования конкреций радиоляриевой зоны Центральной котловины по изложенной выше методике (по материалам 11-го рейса нис "Акаде-

мик Мстислав Келдыш”) еще раз подтвердили выявленную ранее тесную связь между минеральным составом и отношением Mn/Fe и в значительной мере расширили имеющиеся представления о минералогии конкреций Индийского океана (Скорнякова и др., 1989).

Судя по рентгеновскому дифрактометрическому анализу рудного вещества конкреций с наиболее низким отношением Mn/Fe (менее 1,5) (рис. 11, *a*), в его составе преобладает вернадит. В электронно-микроскопических препаратах образцов из внешних зон рудной оболочки обнаружены тонкочешуйчатые частицы Fe-вернадита и ультратонкие сростки вернадита и ферроксигита (табл. I, *a*, *b*), которые были впервые обнаружены в конкрециях седиментационного типа из ряда районов Мирового океана и подробно описаны в работе Т.Ю. Успенской с соавторами (1988). В составе Fe-вернадита содержания Mn и Fe сопоставимы, в небольшом количестве присутствуют Si, Al, Mg, K, Ca, Ti и Ni (табл. I, *a'*). В вернадит-ферроксигитовых сростках отношение Mn/Fe всегда меньше 1. Наличие ферроксигита определяется по присутствию на электронограмме рефлекса 102 с $d = 1,69 \text{ \AA}$ (табл. I, *b''*). Встречаются также тонкодисперсные агрегаты гётита и редкие частицы X-фазы (рис. 12). X-фаза является характерным аксессуарным минералом рудного вещества, обогащенного железом конкреций (Успенская и др., 1988), и имеет следующий набор кольцевых отражений в \AA на микродифракционных картинах (см. рис. 12, *b''*) (в скобках дана величина интенсивности рефлексов): 4,50(10), 3,67(100), 2,50(30), 2,36(20), 1,90(60), 1,50(50), 1,40(15), 1,20(25). По представлениям Ф.В. Чухрова с соавторами (1987а), X-фаза является сростком ультратонких структурных фрагментов лепидокрокита и гематита с неупорядоченной общей структурой.

Анализ приадресных зон наиболее обогащенных железом конкреций показал, что количество вернадит-ферроксигитовых сростков существенно повышается. При этом рефлекс с $d = 1,69 \text{ \AA}$ появляется даже в частицах, в которых концентрация марганца превышает содержание железа. Тенденция увеличения количества ферроксигита в приадресных зонах рудной оболочки ранее уже отмечалась в конкрециях подобного состава (Успенская и др., 1988). Было дано следующее объяснение наблюдаемой закономерности. Fe-вернадит, являющийся основной фазой внешних зон конкреций, по-видимому, представляет собой ультратонкое срастание вернадита и самостоятельной очень плохо окристаллизованной железистой фазы — протоферроксигита. В результате старения рудного вещества протоферроксигит раскристаллизовывается и упорядочивается.

По мере увеличения величины отношения Mn/Fe (до 2,5) на рентгеновских дифрактограммах образцов рудного вещества конкреций появляются слабые базальные отражения 10 \AA фазы ($d = 9,9$ и $4,86 \text{ \AA}$, см. рис. 11, *b*), которые после прогрева до 100°C в течение часа либо исчезают, либо сильно снижаются по интенсивности и становятся очень диффузными (см. рис. 11, *b'*). В электронно-микроскопических препаратах данных образцов преобладают тонкочешуйчатые агрегаты Fe-вернадита. Более редко встречаются частицы неупорядоченного смешанослойного асболан-бузерита. На его микродифракционных картинах зарегистрированы базисные рефлексы с величинами d , равными 2,44, 1,52 (слабый) и $1,42 \text{ \AA}$, и нецелочисленная серия базальных отражений: $d = 8,9$ — $9,3$ и $4,7 \text{ \AA}$. От частицы к частице величина смещения малоуглового рефлекса варьирует, что, по-видимому, затрудняет обнаружение этого сдвига по дифрактограммам прогретых образцов. В составе асболан-бузерита (табл. I, *b'*) отмечаются примеси Mg, K, Ca и Ni. Концентрация Ni более высокая, чем в Fe-вернадите.

В наиболее обогащенных марганцем конкрециях ($\text{Mn/Fe} > 2,5$) рудная оболочка представляет собой чередование МД- и ТСД-слоев разного химического состава (см. гл. IV наст. монографии). Рентгеноструктурный анализ проб, отобранных из ТСД-слоев внешних зон рудной оболочки, которые характеризуются более низким отношением Mn/Fe (примерно до 4) по сравнению с МД-слоями, показал, что в его

Рис. 11. Дифрактограммы образцов из внешних зон рудной оболочки конкреций, различающихся по величине отношения Mn/Fe

a — меньше 1,5 (непрогретый); *б* и *б'* — 1,5—2,5 (до и после прогрева соответственно); *в* и *в'* — 2,5—7 (до и после прогрева соответственно); *г* и *г'* — больше 7 (до и после прогрева соответственно)

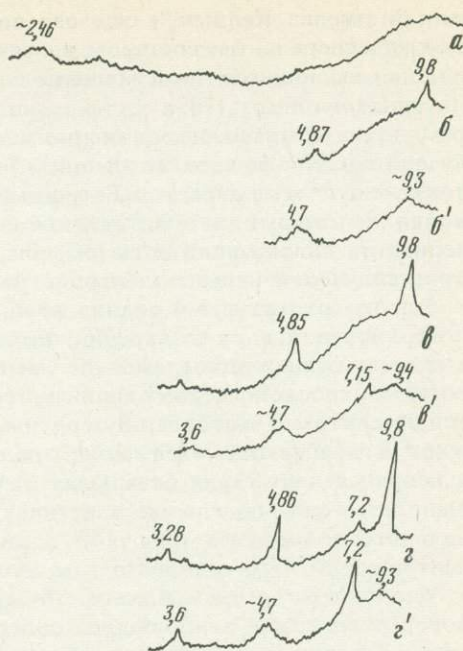
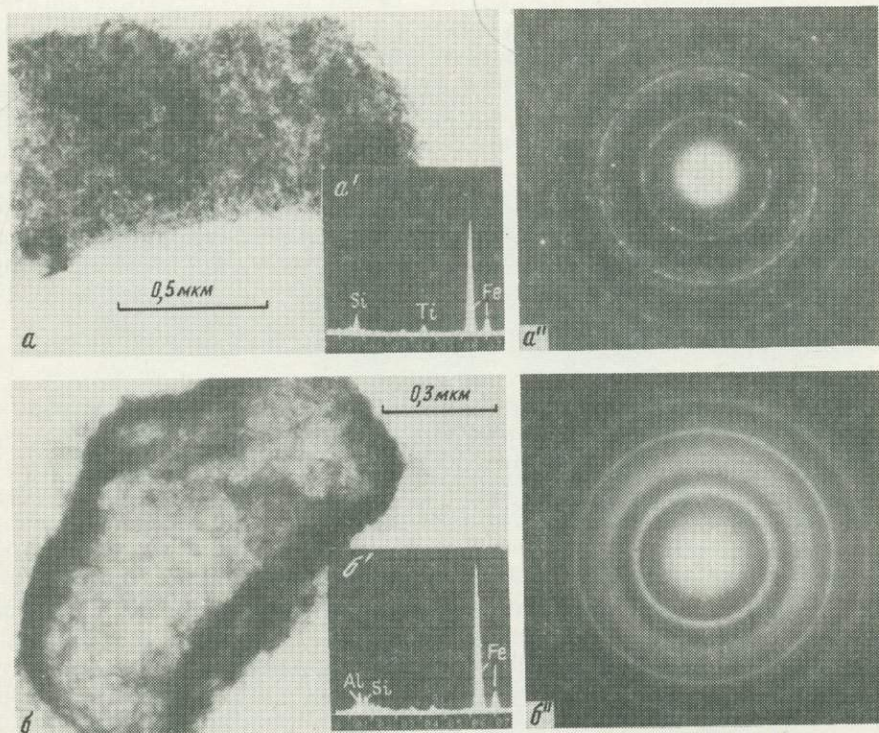


Рис. 12. Электронно-микроскопические изображения, энергодисперсионные спектры и электронограммы гетита (*a*, *a'*, *a''*) и X-фазы (*б*, *б'*, *б''*)



состав входит слабо окристаллизованная 10 Å фаза (на рентгенограммах прогретых образцов ее базальные рефлексы с $d = 9,3-9,4$ и $4,7$ становятся обычно довольно широкими, иногда наблюдается небольшой сдвиг первого рефлекса в малоугловую область) и в подчиненном количестве бузерит-I (см. рис. 11, в). По результатам микродифракционного анализа 10 Å фаза представлена асболан-бузеритом. Кроме того, во внешнем ТСД-слое в заметных количествах отмечаются тонкочешуйчатые агрегаты Fe-вернадита. В МД-слоях внешней зоны рудной оболочки основными фазами являются бузерит-и асболан-бузерит, количество Fe-вернадита сильно снижается (см. рис. 11, г). Асболан-бузерит более хорошо раскристаллизован, и на его электронограммах рефлексы менее диффузны (табл. II, а'').

Рентгеноструктурный анализ проб, отобранных по профилю, проходящему от поверхности к ядру конкреции, показал увеличение бёрнессита и устойчивость к нагреву фазы и одновременное уменьшение бузерита-I (рис. 13). Согласно электронно-микроскопическому анализу, термически устойчивый 10 Å минерал представлен бузеритом-II и асболан-бузеритом. На электронограммах бузерита-II присутствуют базисные $hk0$ отражения, аналогичные таковым бёрнессита и вернадита, и целочисленная серия базальных отражений с $d_{00l} = 9,7/1$ Å (табл. II, б). Также были отмечены отдельные пластинчатые частицы неупорядоченного смешаноканального тодорокита (рис. 14), в составе которого отсутствуют заметные концентрации Ni. Это говорит о том, что обогащение конкреций никелем связано не с тодорокитом, а прежде всего с бузеритом-I, бузеритом-II и асболан-бузеритом, которые содержат наибольшие концентрации Ni. В вакууме электронного микроскопа бузерит-I переходит в бёрнессит, частицы которого часто встречаются в электронно-микроскопических препаратах. Бёрнессит легко диагностируется по электронограммам, полученным от загибов пластинчатых частиц (Горшков, 1970), на которых регистрируется серия базальных рефлексов с величинами $d = 7,1/l$ Å, характеризующих расстояние между октаэдрическими Mn^{4+} -слоями (табл. II, в''). Обнаруженная в рассматриваемых конкрециях тенденция увеличения по направлению к ядру количества бёрнессита и бузерита-II при одновременном уменьшении содержания бузерита-I, впервые была выявлена в высокомарганцевых конкрециях из зоны разломов Кларин—Клиппертон (Успенская и др., 1987), и было высказано предположение, что такое закономерное изменение минеральных ассоциаций является следствием старения рудного вещества, в результате которого происходят твердофазовые преобразования бузерита-I в бёрнессит при потере межслоевой воды и бузерита-I в бузерит-II путем упорядочивания статистически расположенных вакансий в октаэдрических Mn^{4+} -слоях и соединения их в цепочки.

В связи с тем что некоторые важные элементы не могут быть определены энергодисперсионным анализом из-за влияния на спектр медных материалов электронного микроскопа (держателя образца и сеточки, на которую нанесена суспензия) и низкой чувствительности метода, был проведен микрозондовый анализ отдельных участков полированных шлифов ТСД-зоны и получены концентрационные профили, пересекающие высокоотражающие анизотропные и низкоотражающие изотропные слои (рис. 15). Полученные данные свидетельствуют о том, что сильно обогащенные марганцем анизотропные слои, сложенные бузеритом-I и асболан-бузеритом, содержат повышенную концентрацию Cu (до 1,2%). А в изотропных Mn—Fe-слоях, состоящих из Fe-вернадита, ее содержание падает, но возрастают концентрации Co и Si. Таким образом, Cu наряду с Ni является характерной примесью асболан-бузерита и бузерита-I, а Co и Si—Fe-вернадита. На энергодисперсионных спектрах Fe-вернадита действительно почти всегда отмечается слабое обогащение Si, обусловленное, по-видимому, примесью аморфного кремнезема.

Для сравнения были изучены конкреции с относительно низкой величиной отношения Mn/Fe из Западно-Австралийской котловины, приуроченные к другим типам осадков: ст. 2039-2 ($26^{\circ} 26' 2''$ ю.ш., $104^{\circ} 35' 4''$ в.д., глубина 5085 м) — к красным

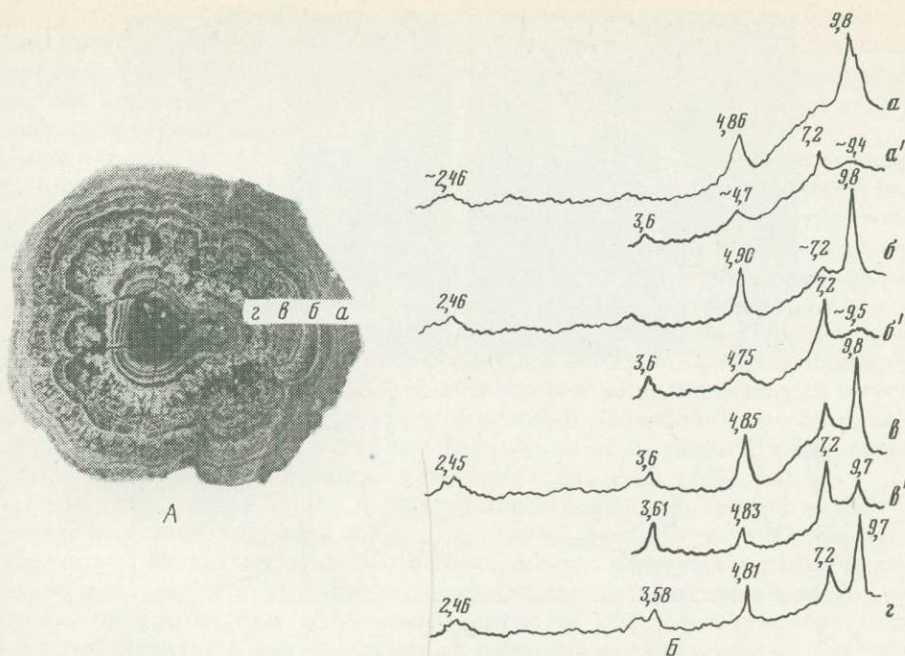


Рис. 13. Внутреннее строение конкреций и дифрактограммы проб из различных слоев зон

А — внутреннее строение высокомарганцевой конкреции с указанием проанализированных слоев; Б — дифрактограммы проб из различных слоев: ТСД-слой внешней зоны до (а) и после прогрева (а'); МД-слой внешней зоны до (б) и после прогрева (б'); МД-слой средней зоны до (в) и после прогрева (в'); МД-слой приростной зоны до и после прогрева (з)

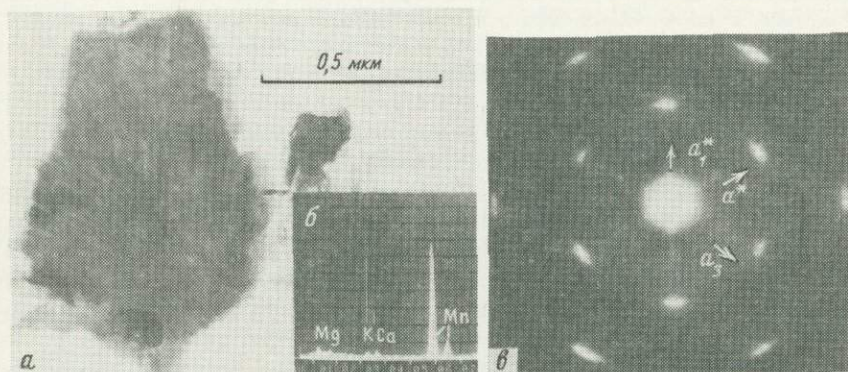


Рис. 14. Электронно-микроскопическое изображение (а), энергодисперсионный спектр (б) и электронограмма (в) тодорокита

глинам; ст. 2086-1 (32° 49' 2" ю.ш., 98° 19' 6" в.д., глубина 5040 м) — к слабоизвестковатым глинистым илам (Левитан, Гордеев, 1981). Результаты исследования показали, что минеральный состав конкреций из данного района близок к такому наиболее обогащенным железом конкреций из радиояриевой зоны Центральной котловины, а также других районов Мирового океана (Успенская и др., 1988) и представлен ультратонкими сростаниями вернадита с ферроксигитом или протоферроксигитом в ассоциации с тонкодисперсным гётитом и небольшим

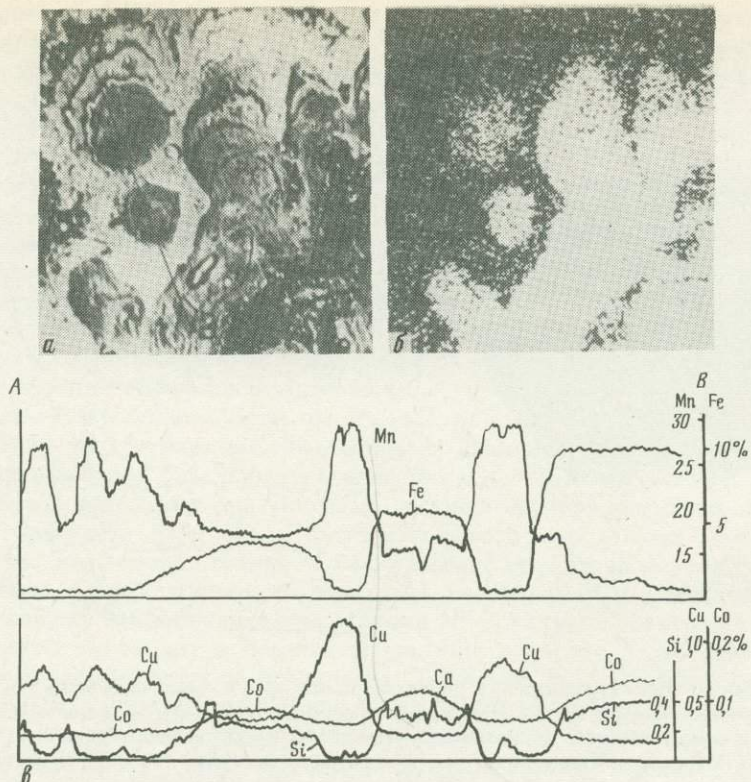


Рис. 15. Распределение элементов в слоях с разными оптическими свойствами

a — картина в поглощенных электронах исследуемого участка конкреции (белое — анизотропный слой, серое — изотропный слой); *б* — рентгеновское изображение в лучах Fe; *в* — концентрационные кривые по линии сканирования микрозондом

количеством крайне неупорядоченного асболан-бузерита. Точно такой же состав имеет крупная шаровидная конкреция из зоны разлома Диамантина.

Из послыйного анализа минеральных ассоциаций рудного вещества конкреций следует, что различающиеся по оптическим свойствам и химизму слои характеризуются разным минеральным составом. При этом вариации величины отношения Mn/Fe закономерно связаны с изменением соотношения в рудной оболочке конкреций двух основных выделенных типов слоев. Рудная оболочка конкреций с отношением Mn/Fe, не превышающим 1,5, полностью сложена изотропным веществом, состоящим из Fe-вернадита, ультратонких вернадит-фероксигитовых сростков, небольшого количества тонкодисперсного гётита и редких частиц X-фазы.

По мере увеличения величины отношения Mn/Fe в изотропном веществе конкреций появляются тонкие высокоотражающие слабо анизотропные марганцевые прослои, обогащенные Ni и Cu. Судя по составу обнаруженных в подобных конкрециях минералов, изотропное вещество сложено Fe-вернадитом, а анизотропные прослои — слабо упорядоченным асболан-бузеритом. Иногда в составе последних встречается маложелезистый вернадит, характеризующийся низким содержанием Fe (первые проценты), относительно повышенной концентрацией Ni и более четкой по сравнению с Fe-вернадитом микродифракционной картиной (Успенская и др., 1988).

При дальнейшем возрастании отношения Mn/Fe (более 2,5) увеличивается частота встречаемости анизотропных марганцевых слоев, мощность изотропных руд-

ных выделений уменьшается, а анизотропных — увеличивается. Это сопровождается снижением концентрации Fe-вернадита и ростом содержания марганцевых минералов, главным образом асболан-бузерита и бузерита-I. С возрастанием мощности анизотропных слоев меняется и их минеральный состав: бузерит-I становится преобладающим.

Таким образом, при увеличении отношения Mn/Fe в рудном веществе исследованных конкреций происходит следующая смена минеральных ассоциаций (в скобках указаны примесные минералы): Fe-вернадит + ферроксигит (гётит, асболан-бузерит) — Fe-вернадит (ферроксигит, асболан-бузерит) — Fe-вернадит (маложелезистый вернадит) — маложелезистый вернадит + Fe-вернадит (асболан-бузерит) — асболан-бузерит + Fe-вернадит — асболан-бузерит + Fe-вернадит (бузерит-I) — асболан-бузерит + бузерит-I (Fe-вернадит) — бузерит-I + асболан-бузерит — бузерит-I (асболан-бузерит), т.е. происходит исчезновение самостоятельных железистых фаз (ферроксигита и гётита) и возрастание роли марганцевых минералов (главным образом асболан-бузерита и бузерита-I). Подобная закономерная связь минерального и химического состава была также обнаружена и в конкрециях из Тихого и Атлантического океанов (Успенская и др., 1987, 1988).

Наличие двух типов слоев в железо-марганцевых конкрециях может быть обусловлено разной природой их формирования. Тесные сростания марганцевых и железистых минералов в наиболее обогащенных железистых конкрециях и их довольно однородное внутреннее строение свидетельствуют, по-видимому, о гидрорегенном происхождении изотропного вещества, т.е. основным поставщиком рудных компонентов в виде коллоидных частиц и, вполне вероятно, уже сформировавшихся мельчайших агрегатов Mn- и Fe-фаз является придонная вода. Образование анизотропных слоев является чисто диагенетическим процессом, протекающим в результате фракционирования Mn и Fe в поверхностном полужидком слое осадков, которое может происходить при понижении окислительно-восстановительного потенциала вследствие разложения детритного органического вещества. При этом более подвижный марганец переходит в раствор иловой воды и диффундирует к поверхности конкреции, где происходит его окисление и осаждение, а Fe, соединения которого характеризуются более низкой растворимостью по сравнению с гидроксидами Mn, остается в составе осадка. В зависимости от интенсивности протекания этого процесса меняется частота встречаемости и мощность анизотропных марганцевых слоев, а также их минеральный состав. Преобладание в составе наиболее мощных марганцевых слоев бузерита-I объясняется, по-видимому, тем, что реакция окисления Mn^{2+} ведет к слабому понижению pH среды, что, вероятно, затрудняет формирование асболан-бузерита, в структуре которого присутствуют гидроксидные слои в составе асболановых пакетов.

Глава III

ДОННЫЕ ОСАДКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ

Центральная котловина — один из уникальных районов Мирового океана, в котором можно выявить пределы влияния терригенного материала на пелагическое осадконакопление, т.е. проследить завершённый процесс механической дифференциации вещества. Осаждение колоссальных терригенных выносов Ганга на севере котловины сочетается с биогенным карбонато- и кремненакоплением. Заметно влияние вулканокластического материала Зондских островов. Южнее 5° ю.ш. гемипелагическая седиментация сменяется пелагической, для которой характерно образование железо-марганцевых конкреций, других комплексов аутигенных минералов. Основными факторами, контролирующими состав и распрост-

ранение осадков в Центральной котловине (как и во многих районах океана), являются рельеф и структура дна, циркуляция вод, геологическое строение водосборной площади, продуктивность планктона, интенсивность поступления аэрозолей и речных выносов.

1. СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ

Дно Центральной котловины находится на глубинах 4—5 км. Открываясь на севере в Бенгальский залив, котловина ограничена субмеридиональными подводными хребтами — Мальдивским, Центрально-Индийским и Восточно-Индийским, а на крайнем юге — Австрало-Антарктическим поднятием (Геолого-геофизический атлас..., 1975; Канаев, 1979). Протяженность котловины с севера на юг по изобате 4 км превышает 4 тыс. км, а с учетом Бенгальского залива выносы Ганга имеют возможность почти беспрепятственно переноситься в меридиональном направлении на расстояние около 7 тыс. км от устья. На востоке котловины расположены поднятия Ланка и Афанасия Никитина. В осевой части Центральной котловины прослеживаются протяженные субмеридиональные трюги — разломы (Kahle et al., 1986). Участок одного из них (разлом Индрани) подробно описан Ю.Д. Евсюковым (см. ниже). На севере котловины выявлена зона складчатых деформаций осадочной толщи (Левченко и др., 1985; Сычев и др., 1987). Из Бенгальского залива взвешенный материал поступает в Центральную котловину в основном по многочисленным подводным долинам и каньонам (Heezen, Tapr, 1964; Currau, Moore, 1971).

Водосборная площадь с разветвленной речной сетью расположена к северу от котловины — в пределах Южной Азии. Распространенные здесь докембрийские гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, кислые и основные интрузии, верхнепалеозойские—кайнозойские осадочные образования (Кришнан, 1954) размываются реками Ганг, Брахмапутра, Маханади, Годавари, Кришна, Кавери и др. Годовой твердый сток только Ганга и Брахмапутры составляет 2177,2 млн т (Лисицын, 1974; Holeman, 1968).

Основным агентом разноса осадочного материала по площади акватории служат поверхностные и глубинные океанские течения. Биологическую продуктивность океана контролирует вертикальная циркуляция вод. В Центральной котловине взаимодействуют следующие основные элементы циркуляционной системы Индийского океана (Нейман, 1970): Муссонного, Экваториального, Пассатного и Южно-Индоканского течений, субэкваториальной дивергенции (примерно 5° ю.ш.) и тропической конвергенции (около 20° ю.ш.). Глубинная циркуляция в Центральной котловине изучена пока недостаточно. Известно о существовании восточной системы придонных течений холодных антарктических вод. Полагают (Kolla et al., 1976), что эти воды проникают в котловину через проход между Западно-Австралийским хребтом и Австрало-Антарктическим поднятием. Не исключено также проникновение антарктических вод в Центральную котловину из Западно-Австралийской котловины — через проходы в Восточно-Индийском хребте (Sclater, Fischer, 1974; Warren, 1977). Современная скорость придонного течения, распространяющегося на север вдоль восточного склона Восточно-Индийского хребта, составляет 6 см/с, перенос воды — $4 \cdot 10^6$ м³/с (Warren, 1977).

На большей части Центральной котловины первичная продукция фитопланктона составляет менее 100 С мг/м² в день (Кобленц-Мишке и др., 1971). Несколькими повышенными величинами первичной продукции (100—150 С мг/м² в день) характерны для широтной полосы (10—15° ю.ш.), смещенной к югу относительно зоны субэкваториальной дивергенции. Большие значения первичной продукции (150—500 С мг/м² в день) выявлены на меридиональном разрезе от Индостана до 5—7° ю.ш.

Одним из индикаторов условий седиментации является трофическая структу-

ра макробентоса. На севере Центральной котловины выделяется (Соколова, 1986) Приконтинентальная (слитая с Экваториальной) эвтрофная область. Южнее 5—7° ю.ш. прослеживается Океаническая эвтрофная область, в которой заключена Южная олиготрофная область, занимающая широтную полосу между 15 и 30° ю.ш. Приконтинентальная эвтрофная область характеризуется более благоприятными условиями для развития макробентоса, чем Океаническая и Экваториальная области.

В Центральной котловине содержание взвеси (Гордеев, 1964, 1970; Лисицын, 1974) в поверхностных водах колеблется от 0,25 до 1 мг/л. Повышенная концентрация взвеси (0,5—1 мг/л) характерна для северной части котловины, южнее 8° ю.ш. преобладают величины 0,25—0,5 мг/л. Распределение взвеси в толще вод очень неравномерное. Для большей части котловины характерны значения 0,5—1 мг/л. Минимальная концентрация взвеси (менее 0,5 мг/л) приурочена к верхнему слою воды (до 25—50 м). Глубже (до 200—300 м) картина распределения ее довольно пестрая. Устойчивое облако взвеси (содержание 1—2,5 мг/л) отмечается в Бенгальском заливе, отражая выносы Ганга, мутные воды которого в поверхностном слое океана распространяются на значительные расстояния, а на глубинных горизонтах прослеживаются на 1000 миль. Общая тенденция в распределении взвеси заключается в уменьшении количества ее по направлению от берегов в пелагические области. В зонах поднятия вод картина осложняется за счет интенсивного развития планктона. По мере удаления от источника влияние поверхностных течений на распределение взвеси ослабевает, а роль глубинной циркуляции вод, подчиненной крупным формам рельефа, возрастает.

Формирование известковых биогенных осадков в океане контролируется положением критической глубины карбонатакопления (Безруков, 1962), фораминиферового лизоклина (Berger, 1968) и карбонатного лизоклина (Kolla et al., 1976). В зависимости от гидрологических и гидрохимических особенностей района, а также от широты места, глубины названных уровней карбонатакопления изменяются в значительных пределах, однако всегда фораминиферовый лизоклин располагается выше карбонатного; самое низкое положение занимает уровень критической глубины карбонатакопления. Перепад глубин, разделяющий фораминиферовый и карбонатный лизоклины в Индийском океане, составляет от 0—200 до 1000 м, а диапазон глубины между карбонатным лизоклином и критической глубиной карбонатакопления изменяется от 300 до 1100 м (Беляева, Бурмистрова, 1984). В Центральной котловине современная критическая глубина карбонатакопления варьирует в пределах 4500—5100 м (Kolla et al., 1976), достигая максимума (5000—5100 м) на 5—20° ю.ш. Севернее (до 10° с.ш.) этот уровень постепенно поднимается на глубину 4500 м, а южнее (до 40° ю.ш.) находится на глубине 4600—4800 м.

2. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ПОЛИГОНЕ 1352

Из ряда картографических построений и обобщающих работ (Геолого-геофизический атлас..., 1975; Индийский океан..., 1977; Канаев, 1979) известны общие черты строения рельефа дна Индийского океана. В Центральной котловине в последние годы проводятся интенсивные комплексные геолого-геофизические исследования, выполняемые методами регионального профилирования (Непрочнов, 1985; Евсюков, 1987) и полигонных съемок (Евсюков, 1986).

Осевая часть Центральной котловины характеризуется протяженными, субмеридионально ориентированными трогами-разломами (Kahle et al., 1986), первоначально выявленными по магнитометрическим измерениям (Roeser, 1982). Один из них — разлом Индрани имеет протяженность около 2500 км, прослеживается от экватора до Центрально-Индийского хребта. Северный отрезок этого трога-

разлома погребен под осадками Бенгальского конуса выноса. Южнее 5-го градуса южной широты он морфологически отчетливо выражен в рельефе дна: сначала в виде цепочки впадин, а южнее 12-го градуса — в виде трога (шириной до 40 км).

Помимо магнитометрических, в настоящее время имеется также несколько сейсмических пересечений (МОВ) трога-разлома Индрани. В районе 13-го градуса в 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш (Евсюков, 1987) в пределах западного борта трога выполнены детальные геоморфологические исследования на полигоне 1352 (Кара, Евсюков, 1987). По общим морфологическим данным, полигонная съемка проведена в зоне, где морфоструктуры северо-западного простиранья сменяются на субмеридиональные. На полигоне размером 18×22 км узколучевым эхолотом ЕЛАК-НБС изучение рельефа дна осуществлено по густой сетке взаимно перпендикулярных галсов, привязанных к гидрографическому опорному бую, положение которого контролировалось спутниковыми определениями.

Обработка, интерпретация и анализ полученных первичных материалов эхолотного промера включали составление батиметрической и геоморфологической схем, обзорных профилей рельефа дна, построение машинного аналога батиметрической картины (МАБК) и его количественный морфологический анализ на ЭВМ ЕС-1035, морфологический анализ западного борта трога Индрани, выполненный по методике В. Кале (Kale, 1982).

Представление о морфологии исследованного полигона дают геоморфологическая схема (рис. 16) и обзорные профили дна (рис. 17). Данные этих построений позволили выполнить морфологическое районирование, выделить и изучить следующие формы рельефа полигона: грядовое поднятие; холмисто-грядовую равнину; волнистую равнину; участок западного борта трога; часть днища трога Индрани.

Грядовое поднятие располагается в центре полигона и занимает наиболее высокое гипсометрическое положение. Поднятие является типичной мезоформой западной части Центральной котловины Индийского океана. Бровка вершинной поверхности этого субмеридионально ориентированного поднятия располагается на глубине 4900—4950 м на востоке и 4970—4990 м на западе (см. рис. 17, профили 9, 13, 17, 19). Это дает основание предполагать, что вершинная поверхность грядового поднятия имеет генеральный наклон на северо-запад.

Величина вертикальной расчлененности вершинной поверхности грядового поднятия в среднем составляет примерно 20 м. При этом расчлененность дна увеличивается в северном и северо-западном направлениях по мере погружения вершинной поверхности, но не превышает 30 м.

На востоке бровка трога Индрани одновременно является и бровкой вершинного участка грядового поднятия. С запада и севера поднятие окаймлено склонами, высота которых изменяется от 50 до 150 м. Максимальную высоту имеет западный участок склона, обращенный к субширотно ориентированным локальным впадинам холмисто-грядовой равнины, минимальную — северо-западный и северный участки. В такой же последовательности изменяется тип поперечного профиля склона: на западе склон выпуклый, ступенчатый, на северо-западе — прямой, на севере — вогнутый. Уменьшение величины заложения склона и выполаживание его по мере погружения вершинной поверхности позволяют предполагать, что грядовое поднятие имеет тектоническую природу и представляет собой один из блоков океанического фундамента, вовлеченный в деформации, происходившие в зоне разлома Индрани.

Холмисто-грядовая равнина, морфологически разнородная, находится к северу и западу от грядового поднятия (см. рис. 17, профили 22, 30, 34). Южная ее часть характеризуется крупногрядовым рельефом и в сравнении с северной располагается гипсометрически выше примерно на 30 м. Основными мезоформами рельефа южного сектора равнины являются своеобразные тропы субширотного простиранья. Они разделены широтными грядами, гребневые участки которых

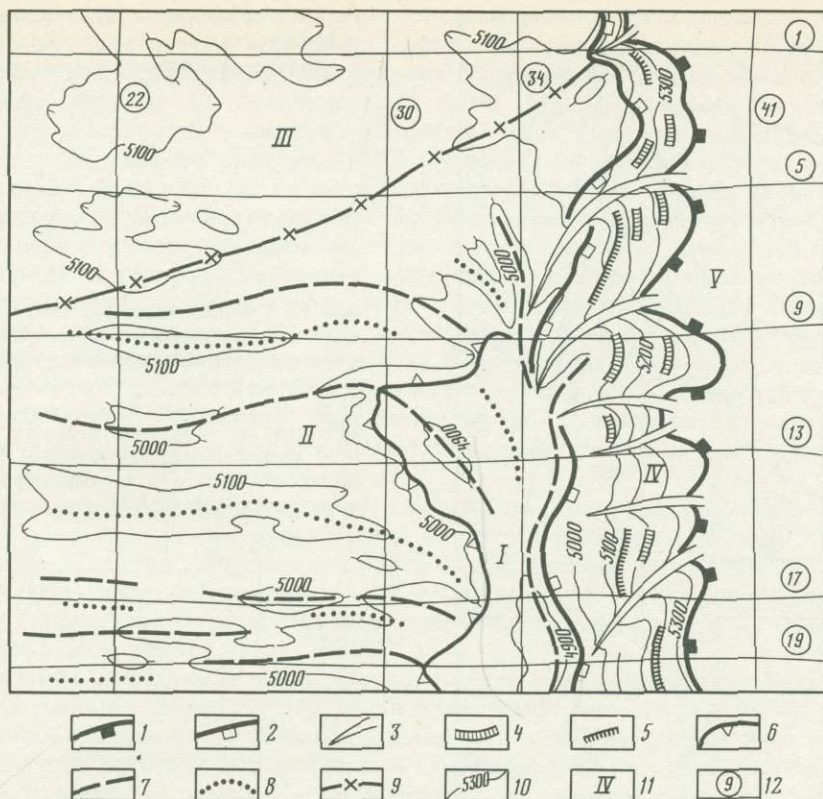


Рис. 16. Геоморфологическая схема полигона 1352

1 — подножие западного борта трога; 2 — бровка борта; 3 — долины; 4 — ступени на склоне; 5 — перегибы склона, резко изменяющие его крутизну; 6 — бровка вершинной поверхности грядового поднятия; 7 — оси крупных поднятия; 8 — оси крупных ложбин; 9 — граница раздела между холмисто-грядовой и волнистой равнинами; 10 — изобаты; 11 — номера геоморфологических зон; 12 — положение иллюстрируемых эхолотных профилей и их номера; I — грядовое поднятие; II — холмисто-грядовая часть равнины; III — волнистая равнина; IV — западный борт трога; V — днище трога Индраны

находятся на уровне вершинной поверхности грядового поднятия. Особенностью этих гряд и трогов является то, что они имеют одинаковые размеры. Субширотные трогов имеют V-образный, асимметричный поперечный профиль. Южные их склоны выпуклые и ступенчатые, а северные — прямые, обрывистые. Углубление трогов уменьшается в северном направлении. В этом же направлении уменьшается абсолютная глубина днщ трогов, т.е. с юга на север происходит постепенное уменьшение величины вертикального расчленения поверхности рельефа от 30—40 до 8—12 м.

Вся система субширотных трогов и сопряженных с ними гряд торцово сочленяется с западным склоном грядового поднятия. При этом наиболее углубленные трогов как бы вклиниваются в пределы поднятия, а северные (менее углубленные) расщепляют северо-западный склон поднятия. Учитывая также, что части гряд, разделяющие трогов, располагаются примерно на том же гипсометрическом уровне, что и вершинная поверхность грядового поднятия, и то, что поверхность южной части равнины, так же как и вершинная поверхность грядового поднятия, погружается в северо-северо-западном направлении, можно предположить, что система субширотных трогов расчленяет единую региональную поверхность, ко-

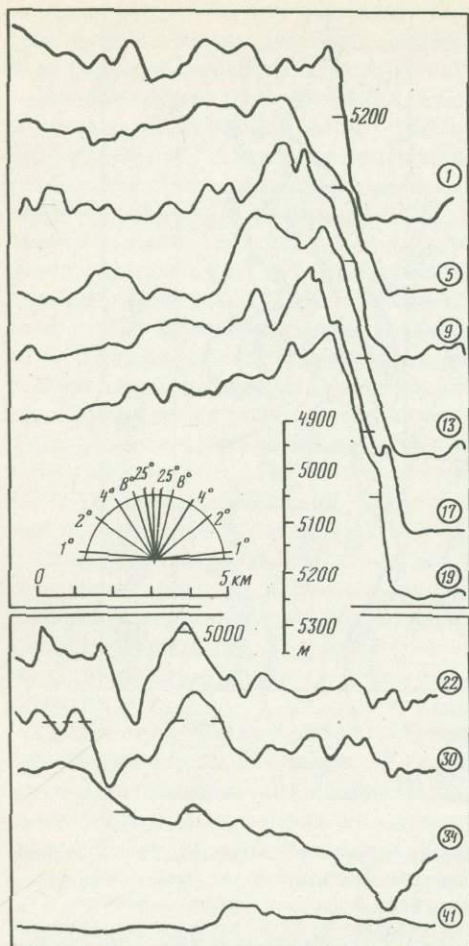
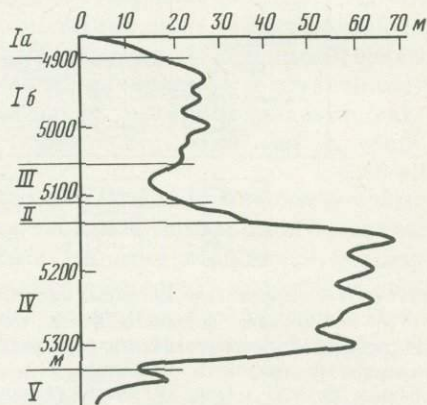


Рис. 17. Профили рельефа дна, построенные по цифровым значениям эхолотной съемки
Положение профилей см. на рис. 16

Рис. 18. Кривая, характеризующая изменение величины вертикального расчленения по мере понижения гипсометрического уровня поверхности дна в пределах полигона 1352

Ia — вершинная поверхность грядового поднятия; Ib — склоны грядового поднятия; II — холмисто-грядовая равнина; III — волнистая равнина; IV — борт трого; V — днище трого Индрани



торая имеет генеральный наклон порядка 5° на северо-северо-запад. Грядовое поднятие представляет собой микрогорст, а зона разлома Индрани блокирует распространение на восток субширотных дислокаций.

Северо-западная граница холмисто-грядовой равнины проходит примерно по 13° ю.ш. и совпадает с северным окончанием грядового поднятия, где происходит резкое изменение поперечного профиля западного борта трого Индрани. По всей вероятности, это свидетельствует о том, что на уровне $13^\circ 03'$ ю.ш. проходит субширотный разлом, являющийся границей относительно крупных блоков океанического фундамента. Этот разлом, по-видимому, является сбросом.

Волнистая равнина. Северо-западный участок полигона представлен погруженным и менее расчлененным дном. Это волнистая равнина, в пределах которой выровненная и практически плоская поверхность дна (величина вертикального расчленения до 10 м) осложнена своеобразными западинами (см. рис. 16, 17). Равнина здесь имеет слабо выраженный региональный наклон на северо-запад. Отличительной особенностью этой части полигона является то, что отдельные локальные впадины имеют здесь в 3 раза меньше удлинения, чем линеаменты холмисто-грядовой зоны. Это свидетельствует о том, что северная ("волнистая") часть котловины заложена на океанском фундаменте с практически нерасчлененной поверхностью.

Западный борт трога Индрани на полигоне занимает особое место. Изученный участок располагается в пределах южного звена трога, западный борт которого имеет субмеридиональное простирание. В южной части высота склона равна 480 м (см. рис. 16, 17, профили 1, 5, 9, 13, 17, 19), у северного окончания вершинной поверхности грядового поднятия — 350 м, а ширина в плане 2,5—1,5 км. Севернее субширотного разлома $13^{\circ}03'$ — высота склона 200—250 м, а ширина в плане уменьшается от 1,2 до 0,6 км. Изменение высоты склона происходит за счет погружения бровки склона, вначале плавного, а затем ступенчатого. Глубина подножия склона практически остается постоянной — 5350—5370 м. Положение бровки склона подчеркивает наличие регионального наклона грядового поднятия. Бровка погружается под тем же углом, что и вершинная поверхность. Это свидетельствует о том, что либо западный борт трога Индрани был наложен на первично пологонаклонную поверхность, либо региональный подъем западного борта трога обусловлен деформациями вдоль зоны разлома Индрани. В последнем случае мощность осадков, выполняющих трог, должна постепенно увеличиваться в северном направлении, поскольку подножие склона залегает субгоризонтально.

Поверхность борта осложнена многочисленными наклонными ступенями шириной до 1 км и долинами (глубина вреза 40—60 м) протяженностью от 1 до 4 км (см. рис. 16). Средние углы наклона борта 8—10°. Верхние его участки пологие — 4—6°, нижние более крутые — 11—14°. Наибольшую крутизну имеет северный участок склона, где средние значения составляют 32—34°, а в интервале глубин 5150—5330 м наклон достигает 45°.

Увеличение крутизны склона происходит по мере уменьшения его высоты. Крутизна склона особенно резко увеличивается севернее субширотного разлома $13^{\circ}03'$ ю.ш. Влияние этого разлома сказывается и на типе поперечного профиля склона. Так, по методике В. Кале (Kale, 1982) выполнен анализ тальвегов склоновых долин и гребней "водоразделов". Определено, что южнее разлома продольные профили долинных тальвегов прямые, а "водоразделов" — слабовыпуклые. Севернее разлома продольные профили как долин, так и "водоразделов" выпуклые. Это указывает на перекося склона, который мог произойти при его скручивании в процессе развития трога Индрани.

Днище трога залегает субгоризонтально и располагается в интервале глубин 5345—5390 м. На большей площади дно трога холмистое (высота холмов 10—15 м, реже 25—30 м). Примерно в средней по простиранию части трога располагается субширотно ориентированный уступ высотой около 50 м (см. рис. 17, профиль 41), крутой своей частью обращенный к югу. По-видимому, он обусловлен выступом фундамента, разделяющим осевую часть трога Индрани на две полузамкнутые впадины. Возможно, что этот выступ сокращает также мощность осадков, выполняющих днище трога.

Выполненный морфологический анализ рельефа дна был дополнен изучением характера зависимости величины вертикального расчленения от глубины дна. Полученная на ЭВМ при помощи программы РРР кривая (рис. 18) позволила выявить, что в пределах вершинной поверхности грядового поднятия вертикальная расчлененность не превышает 10—15 м. В верхней части склона, окаймляющего поднятие, величина расчлененности увеличивается в 2 раза, затем к подножию постепенно уменьшается и достигает 15 м в пределах волнистой равнины. В южной части холмисто-грядовой равнины расчлененность резко возрастает до 40 м. На западном борту трога Индрани расчлененность достигает в среднем 60 м. К подножию склона она резко уменьшается и составляет минимум в пределах днища трога — 2,5 м.

Анализ полученной кривой (см. рис. 18) с учетом районирования полигона по гипсометрическим уровням показывает, что выделенные мезоформы рельефа дна резко отличаются одна от другой как своим гипсометрическим положением,

так и величиной расчленения поверхности дна. При этом следует учесть, что значение величины вертикального расчленения рассчитывалось методом скользящего окна, а единичная площадь, для которой определялось значение величины расчленения, составляла $0,03 \text{ км}^2$, т.е. полученные значения расчлененности характеризуют формы рельефа, имеющие линейные размеры порядка 600 м.

Мощность осадков на западном борту трога Индрани и в пределах прилегающей равнины, по имеющимся данным, не превышает 10 м. Исключение составляет осевая часть трога Индрани, которую выполняют отложения мощностью до 300 м. Таким образом, можно утверждать, что морфологические особенности выделенных мезоформ рельефа дна, как и сами эти формы, отражают особенности рельефа поверхности океанского фундамента.

Выполненный морфологический анализ рельефа дна полигона позволяет сделать следующие выводы.

1. Распределение мезоформ рельефа дна, их размеры и соподчиненность обусловлены характером разломно-блоковых деформаций фундамента.

2. Рельеф поверхности дна, и в первую очередь величина и характер его расчлененности, обусловлен рельефом поверхности фундамента.

3. Склоны, окаймляющие возвышенность, расчленены примерно в 2 раза более интенсивно, чем субгоризонтальные поверхности дна (вершинная поверхность грядового поднятия и грядово-холмистая равнина). При этом относительная расчлененность собственно склоновых поверхностей невелика и сопоставима по значениям.

4. Резкое увеличение крутизны борта трога Индрани, погружение его бровки и существенные морфологические отличия между северной и южной частями холмисто-грядовой равнины свидетельствуют о важной роли разрывных деформаций субширотного простиранья в формировании мезоформ дна. По-видимому, разломы субширотного простиранья представляют собой систему сбросов, обуславливающих ступенчатое погружение поверхности дна к северо-северо-западу.

5. Трог Индрани маркирует положение глубинного разлома субмеридионального простиранья и, вероятно, является более древним и длительно живущим, чем остальные системы деформаций в исследованном районе.

3. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ ОСАДКОВ

Планомерное изучение осадков Центральной котловины началось в 1947 г. шведской экспедицией на судне "Альбатрос", однако наиболее существенные результаты были получены в 1959—1965 гг. при выполнении программы Международной Индоокеанской экспедиции и позднее. Представительные коллекции осадков собраны в котловине исследователями США, Японии и Франции (Геолого-геофизический атлас..., 1975). Особенно значительным представляется вклад отечественного научного флота, включая д/э "Обь", нис "Витязь", "Дмитрий Менделеев", академик Мстислав Келдыш" (рис. 19) и некоторые другие. Принципиально важные материалы получены при бурении скважин судном "Гломар Челленджер" [Initial Reports..., 1974, vol. 22, 26]. Ниже обобщены результаты исследования осадков, собранных в советских экспедициях на 130 станциях и четырех полигонах дночерпателями и прямоточными трубками, частично опубликованные (Безруков, 1964; Лисицын, 1974; Демиденко, Попов, 1977; Свальнов, 1983; Хворова и др., 1983; и др.). Длина изученных колонок не превышает 12 м, возраст осадков варьирует от среднеэоценового до современного.

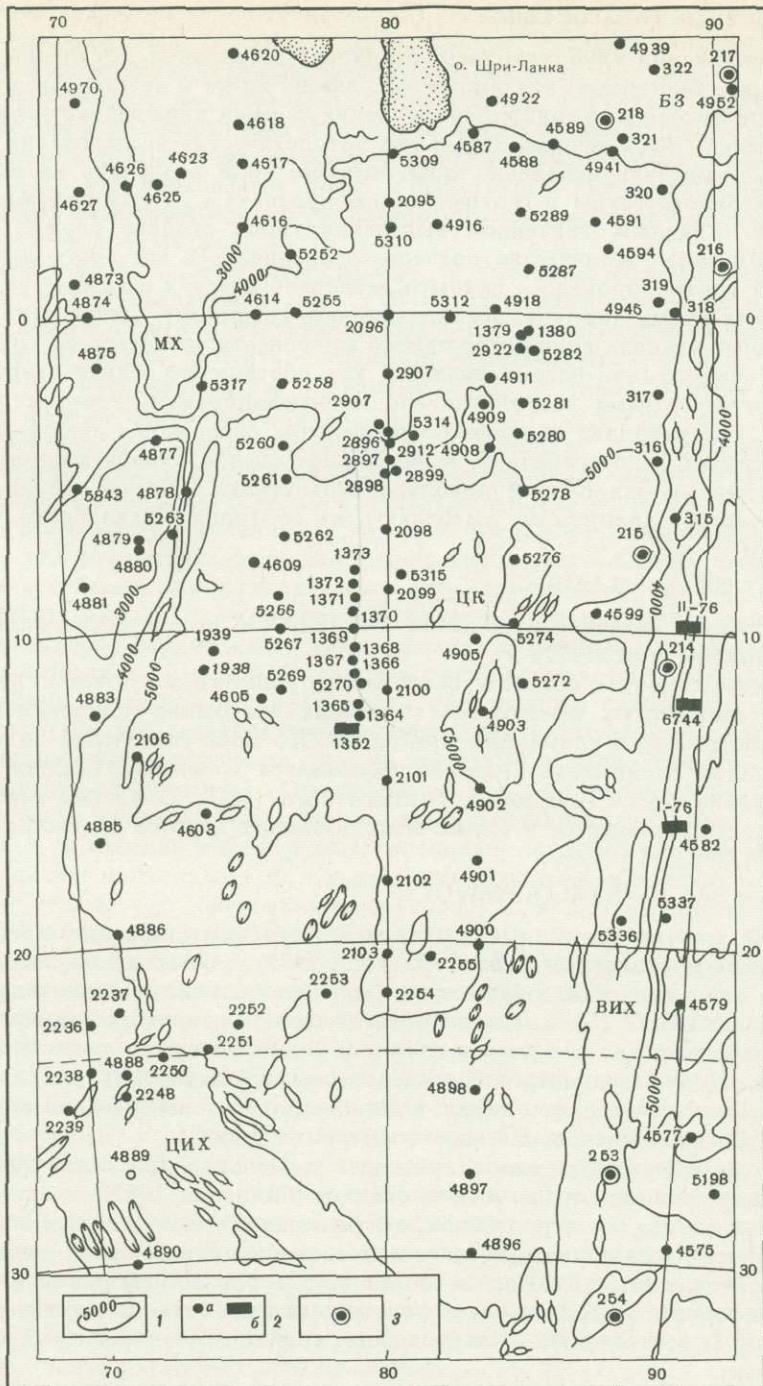


Рис. 19. Местоположение изученных проб осадков

1 — изобаты, м; 2а — станции д/э "Обь", нис "Витязь", "Дмитрий Менделеев", "Академик Мстислав Келдыш"; 2б — то же, геологические полигоны; 3 — глубоководные скважины б/с "Гломар Челленджер"

3.1. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОСАДКОВ

В формировании глубоководных осадков Центральной котловины участвуют терригенные, биогенные, вулканогенные, эдафогенные и аутигенные компоненты, соотношения которых в конкретных условиях седиментации варьируют в значительных пределах. Выполненные детальные литологические исследования позволяют не только выделить основные типы осадков, но и разделить их по структурным, минералогическим и геохимическим признакам на ряд подтипов и разновидностей. Главным критерием выделения типов осадков служил преобладающий компонент. Количество последнего оценивалось визуально в поле зрения шлифов и контролировалось данными минералогических и химических анализов. В основных типах осадков преобладающий компонент составляет более 70%, в смешанных осадках количество одного компонента достигает 30—70%. Примесь от 10 до 30% обычно рассматривалась как обогащение осадка второстепенным компонентом. Весьма затруднительно идентифицировать кремнисто-глинистые илы, так как методика надежного определения содержания аморфного кремнезема в осадках не разработана, а визуальная оценка вклада ажурных фрагментов диатомей и радиолярий довольно субъективна. Обычно долю аморфного ("избыточного") кремнезема вычисляют из соотношения валового содержания SiO_2 и Al_2O_3 :

$$\text{SiO}_{2\text{изб}} = \text{SiO}_{2\text{вал}} - 3,3\text{Al}_2\text{O}_3,$$

где 3,3 среднее значение отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в пелагических глинах Тихого океана (Bischoff et al., 1979).

Полученные таким образом величины хорошо согласуются с результатами подсчета кремнистых фрагментов в шлифах диатомово-радиоляриевых илов с малым содержанием глинистых минералов. По мере увеличения доли глинистого материала сходимость значений ухудшается — систематически занижается (относительно подсчетов) вклад "избыточного" SiO_2 . Обратная картина (вклад завышается) наблюдается в случае использования другого соотношения (Leinen, 1977):

$$\text{SiO}_{2\text{изб}} = \text{SiO}_{2\text{вал}} - 2,3\text{Al}_2\text{O}_3 + (\text{MgO})^2.$$

В данной работе расчет $\text{SiO}_{2\text{изб}}$ проведен по соотношению, предложенному Д. Бишофом с соавторами (Bischoff et al., 1979), однако в зависимости от типа осадка и его химических параметров были приняты следующие величины отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$: 3,2 — в эвпелагических глинах и цеолитово-глинистых осадках; 3,1 — в радиоляриево-глинистых, глинисто-радиоляриевых и радиоляриево-диатомовых илах; 3,0 — в плиоцен-плейстоценовых миопелагических глинах; 2,9 — в миоценовых миопелагических глинах и плиоцен-плейстоценовых гемипелагических глинах; 2,8 — в миоценовых гемипелагических глинах.

С учетом отмеченных выше критериев в Центральной котловине выделены следующие основные группы и типы осадков (Свальнов, 1983).

- I. Обломочные осадки: терригенные, вулканокластические и эдафогенные.
- II. Глинистые осадки: гемипелагические, миопелагические и эвпелагические.
- III. Известковые осадки: 1) планктоногенные — фораминиферовые, кокколитофо-фораминиферовые, кокколитовые, фораминиферово-кокколитовые и глинисто-известковые; 2) бентогенные — ракушечные, кораллово-водорослевые и смешанно-детритовые.
- IV. Глинисто-кремнистые планктоногенные осадки: радиоляриевые, глинисто-радиоляриевые, этмодискусовые (диатомовые), глинисто-этимодискусовые, этмодискусово-радиоляриевые и радиоляриево-этимодискусовые.
- V. Известковисто-глинистые осадки.
- VI. Кремнисто-глинистые осадки: радиоляриево-глинистые, этмодискусово-глинистые.

VII. Хемогенно-диагенетические образования.

Помимо перечисленных основных типов осадков, выявлено множество переходных разновидностей, кратко охарактеризованных ниже.

Обломочные осадки представлены терригенными и вулканокластическими отложениями песчано-алевритовой структуры, образованными продуктами разрушения суши или кластическим материалом, поступающим в океан при извержениях наземных вулканов. Кроме того, в эту группу включены эдафогенные образования (от глыбовых осыпей до алевритов), сформированные продуктами разрушения пород дна (Петелин, 1971).

Терригенные обломочные осадки слагают маломощные слои (первые сантиметры) турбидитов (Свальнов и др., 1978) и генетически связаны с выносами Ганга. Они имеют серый и зеленовато-серый цвет и в основном состоят из полевых шпатов, кварца, биотита, гидрослюда, нередко встречаются моноклинные пироксены, мусковит, циркон, гранаты и др. В таких осадках нередко пирит и наземные растительные остатки.

Вулканокластические осадки встречаются в колонках в широтной полосе между 5° с.ш. и 18° ю.ш., образуя слои тефры мощностью 0,1—10 см и туффитовых осадков мощностью до 50 см (Свальнов, 1981; Свальнов и др., 1976). По преобладающему размеру частиц вулканокластические осадки разделены на алевриты и пески; для них характерна белая и светло-серая окраска. Основу тефры (70—90%) составляет бесцветное вулканическое стекло угловатой формы, вместе с которым присутствуют вулканогенные плагиоклазы и моноклинные пироксены, слагающие иногда до 20% осадка, а также примесь биогенных остатков (до 10%). В туффитовых осадках (10—70% вулканокластики) количество последних колеблется в широких пределах, что приводит к образованию слабоизвестковистых разновидностей (10—30% остатков фораминифер и кокколитофорид) и туффитовых осадков, обогащенных диатомеями (этмодискуссами) или радиоляриями (10—30% соответствующего компонента). Основным источником вулканокластического материала служат вулканы Зондских островов, поставляющие пепел и пемзу.

Эдафогенные отложения в Центральной котловине тяготеют к зонам разломов и крутым склонам подводных гор, где наиболее вероятны обнажения коренных пород дна и существуют благоприятные условия для их разрушения. Грубо-обломочные эдафогенные образования подняты с поверхности дна дночерпателями, тралами и драгами; они хорошо видны и на подводных фотографиях. Эдафогенные пески и алевриты нередко приурочены к эвпелагическим глинам, образуя маломощные слои и линзочки (Свальнов, 1983). Глыбы и щебень сложены базальтами, долеритами, габбро, пироксенитами и другими основными и ультраосновными породами (Кашинцев, 1973). В составе песчано-алевритового материала преобладают измененные обломки тех же пород, плагиоклазы, моноклинные пироксены, магнетит и др., присутствует глинисто-биогенная примесь. Местами эдафогенные компоненты составляют менее 70% объема осадков. Такой материал встречается в основании слоев биогенных турбидитов и служит надежным признаком при их выявлении. В колонках осадков можно наблюдать как рассеянные, так и сконцентрированные дресвяно-щебнистые эдафогенные обломки. Минералогические исследования на полигонах показали (Свальнов, 1983), что основная часть эдафогенного материала оседает вблизи выходов коренных пород, однако деятельность придонных течений и суспензионных потоков существенно расширяет ареалы разноса.

Глинистые осадки по гранулометрическому составу относятся к пелитовым и алевритово-пелатовым илам. Они встречаются на любых глубинах, однако с удалением от берега их состав заметно изменяется. По литолого-фациальным признакам выделяются следующие типы глин (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Скорнякова и др., 1971; Мурдмаа, 1987): гемипелагические, миопелагические, эвпелагические.

Гемипелагические глины широко распространены в Бенгальском заливе и в прилегающей к нему северной части Центральной котловины. Они представлены зеленовато-серыми и серыми терригенными илами. В пределах верхнего слоя мощностью до 10—15 см глины окрашены в бурые тона. Нередко горизонты окисленных бурых глин встречаются и ниже по разрезу. Пелитовая основа гемипелагических глин состоит из терригенных гидрослюд, биотита, мусковита, хлорита, монтмориллонита и тонкообломочных минералов (табл. III, а, б). В алевритовой фракции встречаются кварц, полевые шпаты, вулканическое стекло, растительные остатки, пирит. В зонах фациальных переходов встречаются гемипелагические глины туффитовые, слабоизвестковистые, обогащенные радиоляриями и диатомеями. Характерным подтипом гемипелагических глин являются алевритово-глинистые илы, содержащие значительную примесь терригенного обломочного материала.

Миопелагические глины соответствуют фациальному переходу от существенно аутигенных эвпелагических глин к биогенным пелагическим илам и терригенным гемипелагическим глинам. Обычно они встречаются на глубинах более 5000 м в зонах пониженной биологической продуктивности. По гранулометрическому составу миопелагические глины относятся к пелитовым илам, имеют коричневый, светло-коричневый, реже желтовато-серый и желто-зеленовато-серый цвет, после высыхания иногда крошатся. Для них весьма характерно пятнистое распределение окраски. Пелитовая часть глины (более 70% осадка) сложена терригенными гидрослюдами, хлоритом, тонкообломочным материалом, а также частично аутигенным монтмориллонитом (табл. III, в—з—VI). Алевритовая примесь состоит из полевых шпатов, кварца, нередко цеолиты, хлоритизированные обломки эффузивных пород и глинистые комочки, встречаются бесцветное стекло, палагонит, костный детрит, аутигенные железо-марганцевые микроконкреции, целестобарит, коллоидные сгустки гидроокислов железа и марганца. Цеолиты, как правило, корродированы и замещены смектитом. Подтипами миопелагической глины являются глины слабоизвестковистые, туффитовые, обогащенные радиоляриями, этмодискусами, а также филлипситом (миоценовые глины). Миопелагические миоценовые глины отличаются от плиоцен-плейстоценовых не только положением в разрезе, но и повышенным содержанием аутигенных минералов (смектиты, микроконкреции, целестобарит), из которых целестобарит встречен только в древних глинах.

Эвпелагические глины характерны для областей с крайне низкими темпами седиментации и в разрезах почти всегда перекрыты миопелагическими глинами. Гранулометрический состав эвпелагических глин отвечает пелиту, алевритистому пелиту и алеврито-пелиту. Обычно это темно-коричневые и желтовато-коричневые плотные вязкие илы, нередко комковатые, лишенные определенных кремнистых биогенных остатков. Пелитовая часть осадка в основном состоит из аутигенных смектитов, встречаются терригенные гидрослюды, хлорит, монтмориллонит. Алевритовая составляющая представлена многочисленными кристаллами и сферолитами цеолитов, железо-марганцевыми микроконкрециями, костным детритом, палагонитом, моноклинными пироксенами, измененными обломками базальтов, бесцветным стеклом (табл. VII, VIII). Количество цеолитов, которые часто замещены смектитом, колеблется в пределах 5—30%; при содержании цеолитов 30—50% осадок назван цеолитово-глинистым. Сферолиты цеолитов, как правило, встречаются в ассоциации с вулканогенным материалом и нередко имеют железо-марганцевую оторочку.

Известковые осадки формируются выше критической глубины карбонатонакопления. Среди них в Центральной котловине выделяются планктоногенные и бентогенные (ракушечные, кораллово-водорослевые, смешанно-детритовые) осадки. В гранулометрическом спектре известковых отложений различаются все переходы от пелитов до грубообломочных накоплений.

Фораминиферовые осадки имеют белую, светло-серую и желтовато-серую окраску, после высыхания обычно рассыпаются. В их составе резко преобладают (более 70%) раковины планктонных фораминифер, содержание кокколитов достигает 10—30%; примесь обломочных компонентов незначительна и представлена плагиоклазами, кислым вулканическим стеклом, рудными и глинистыми минералами. В гемипелагической области фораминиферовые осадки содержат до 5% пирита, выполняющего раковины. Когда количество раковин фораминифер падает до 50—70%, а содержание кокколитов достигает 30—50%, осадок называется кокколито-фораминиферовым. Выделяются кокколито-фораминиферовые осадки, обогащенные этмодискусами, радиоляриями, и туфтитовые.

Кокколитовые илы окрашены в светло-коричневый, светло-желтый и белый цвет, после высыхания сохраняют монолитное строение. Обычно они состоят из фрагментов кокколитофорид (более 70%) и планктонных фораминифер (10—30%), местами обогащены радиоляриями; примесь аллохтонных минералов не превышает 10%. При содержании 50—70% кокколитов и 30—50% фораминифер илы отнесены к фораминиферо-кокколитовым.

Глинисто-известковые илы имеют светло-серый и коричневатый-серый цвет. Основной объем в них занимают кокколиты и раковины планктонных фораминифер (в сумме 50—70%); содержание аллохтонных минералов достигает 30—50%. Обломочные минералы представлены плагиоклазами, реже кварцем, вулканическим стеклом и пироксенами. Местами глинисто-известковые илы обогащены радиоляриями.

Бентогенные известковые отложения характеризуются светлой окраской (белая, желтоватая), большим разнообразием типов и мелководностью распространения. В основном они формируются вокруг Мальдивских островов. Здесь широко развиты ракушечники, кораллово-водорослевые рифовые известняки, а также биогенно-обломочные осадки (смешанно-детритовые), сложенные продуктами разрушения как известняков, так и скелетов известковых организмов, обитающих на рифах и вокруг них. По направлению к пелагической области смешанно-детритовые осадки постепенно сменяются кокколитовыми и фораминиферовыми.

Глинисто-кремнистые планктоногенные осадки формируются главным образом из скелетов радиолярий. Среди диатомовых водорослей осадкообразующими являются только этмодискусы. По соотношению кремневых скелетов выделены следующие основные типы глинисто-кремнистых илов: радиоляриевые, глинисто-радиоляриевые, этмодискусовые (диатомовые), глинисто-этмодискусовые, этмодискусово-радиоляриевые и радиоляриево-этмодискусовые. По гранулометрическому составу осадки соответствуют алевритистому пелиту.

Радиоляриевые илы в Центральной котловине встречаются крайне редко и обычно переотложены. Это мягкие пятнистые осадки светло-желтого и желтовато-коричневого цвета, с высокой пористостью. В их составе преобладают скелеты радиолярий (более 70%); содержание диатомей, глинистых и обломочных минералов (плагиоклазы, кислое стекло, пироксены) достигает 10—30%. Гораздо шире распространены глинисто-радиоляриевые илы, местами слабоизвестковистые. Количество радиолярий в них уменьшается до 50—70%, а тонкообломочный и глинистый материал составляет 30—50%; преобладает желтовато-коричневая окраска.

Этмодискусовые и глинисто-этмодискусовые илы окрашены в светло-коричневый, желтовато-серый и серый цвет. Они отличаются высокой пористостью, "творожистой" консистенцией, после высушивания превращаются в очень легкий, слабо связанный порошок. Этмодискусовые илы содержат более 70% фрагментов створок *Ethmodiscus rex* (Wall.) Hendeу, нередко присутствуют створки более мелких диатомей, скелеты радиолярий, кокколиты, фораминиферы, глинистые минералы, плагиоклазы, бесцветное вулканическое стекло, иногда — продукты размыва древних осадков и основных эффузивных пород (Свальнов, 1974). Разли-

чаются этмодискусовые илы слабоизвестковистые и туффитовые. В глинисто-этымодискусовых илах содержание тонкообломочного и глинистого материала достигает 30—50%, а количество этмодискусов убывает до 50—70%. Иногда такие илы обогащены радиоляриями (10—20%).

Этымодискусово-радиоляриевые и радиоляриево-этымодискусовые илы характеризуются примерно одинаковым соотношением фрагментов радиолярий и диатомей (этымодискусов), в сумме составляющих более 70%. В этмодискусово-радиоляриевых илах больше скелетов радиолярий (40—50%), а в радиоляриево-этымодискусовых илах преобладают створки диатомей. Кроме кремнистых биогенных остатков, названные илы обогащены тонкообломочным и глинистым материалом (10—30%), содержат незначительную примесь аллохтонных и эдафогенных минералов алевритового размера.

Известковисто-глинистые осадки соответствуют по гранулометрическому составу пелиту и алевритистому пелиту. Они окрашены в серовато-коричневый, светло-коричневый и светло-серый цвет. В основном эти осадки состоят из тонкообломочного и глинистого материала (50—70%). Количество фрагментов раковин планктонных фораминифер и кокколитов достигает 30—50%. Как правило, наблюдается примесь радиолярий, диатомей, обломочных минералов алевритового размера (плагиоклазы, слюды и др.). Местами известковисто-глинистые осадки обогащены радиоляриями.

Кремнисто-глинистые осадки содержат до 50% кремневых скелетных остатков и подразделяются на радиоляриево-глинистые и этмодискусово-глинистые. По гранулометрическому составу они отвечают пелиту и алевритистому пелиту. Радиоляриево-глинистые илы имеют коричневую и светло-коричневую окраску. В их составе преобладают глинистые и тонкообломочные минералы (50—70%), а также скелеты радиолярий (30—50%). Незначительный объем осадка занимают плагиоклазы, бесцветное стекло, этмодискусы, мелкие диатомеи. Встречаются слабоизвестковистые радиоляриево-глинистые илы.

Этымодискусово-глинистые илы окрашены в серовато-коричневые и желтовато-коричневые цвета. Содержание глинистых и тонкообломочных минералов в них достигает 50—70%, а створок этмодискусов — 30—50%; обычно присутствует примесь радиолярий, мелких диатомей и аллохтонных минералов алевритового размера. Этымодискусово-глинистые илы могут быть туффитовыми, слабоизвестковистыми и обогащенными радиоляриями.

Хемогенно-диагенетические образования Центральной котловины представлены пиритом, целестобаритом, цеолитами, смектитом, опалом С-Т, железо-марганцевыми гидроокислами (корки, конкреции, микроконкреции) и глинистыми (смектитовыми) стяжениями. Эти образования интересны в качестве индикаторов условий седиментации, а часть из них — как важные осадкообразующие компоненты. Выше отмечалось, что характерным минералом гемипелагических осадков является аутигенный пирит. Хотя низкие содержания не позволяют отнести его к осадкообразующим компонентам, однако присутствие пирита однозначно свидетельствует о восстановительной обстановке седиментации.

Отличительная черта окисленных миопелагических глин — ассоциация аутигенных цеолитов, смектита, опала С-Т, железо-марганцевых микроконкреций и целестобарита (доплиоценовые глины). Суммарное количество перечисленных компонентов достигает 30—50%, что указывает на существенную роль аутигенного минералообразования в формировании миопелагических глин. Преимущественно аутигенными являются только эпипелагические окисленные глины и цеолитово-глинистые осадки, в которых сумма цеолитов, смектита и микроконкреций нередко превышает 70%.

Железо-марганцевые конкреции и корки широко распространены в Центральной котловине примерно южнее 8° ю.ш. (Геолого-геофизический атлас..., 1975). Основная часть конкреций залегает на поверхности пелагических осадков,

в меньшем количестве встречаются они в осадочной толще. Рудные корки развиты на поверхности коренных пород дна, а иногда фиксируют перерывы в осадко-накоплении. Подробная характеристика железо-марганцевых корок и конкреций приведена ниже (см. разделы Н.С. Скорняковой с соавторами в главе IV).

На ст. 1371 (см. рис. 21) среди миоценовых миопелагических глин обнаружены эллипсоидные концентрически-слоистые глинистые стяжения размером от 1×2 до $2 \times 3,5$ см, покрытые пленкой вмещающего осадка желтовато-серого цвета. Почти у всех стяжений внешняя зона массивная, желтовато-зеленая, средняя — кавернозная, зеленовато-желтая, внутренняя часть — массивная, темно-зеленая, однако все переходы постепенные, иногда наблюдается многократное чередование названных зон.

Изучение образцов показало, что слой вмещающего осадка представлен древней миопелагической глиной смектитового состава (табл. IX), которая включает измененные и свежие кремневые фрагменты радиолярий, диатомей и спикул; встречаются кристаллы целестобарита. Внешняя зона стяжений (табл. X) по микроструктуре и составу сходна с вмещающим осадком, однако все биогенные кремнистые остатки в какой-то мере замещены смектитом. Последний образует иногда сфероидальные скопления, развивается по цеолитам.

Средняя (кавернозная) зона стяжений (табл. XI) также сложена в основном аутигенным смектитом. Биогенные кремнистые остатки несут следы растворения и замещения смектитом. Центральная зона стяжений (табл. XII) представлена смектитом, вмещающим обломки неопределимых измененных биогенных остатков и минералов. К биогенным остаткам отнесены зеленые цилиндрические тела диаметром 3—7 мм и видимой длиной до 6 см. Внутренняя полость их выполнена светло-зеленовато-желтым смектитом. Сами цилиндрические тела имеют волокнистое строение, сложены смектитом и обломочными минералами.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют об интенсивных локальных процессах диагенетического перераспределения вещества в миоценовых миопелагических глинах. Такие процессы приводят к растворению кремнистых биогенных остатков и формированию аутигенных смектитов. При этом смектиты не только замещают цеолиты, кремнистые остатки и основную массу осадка, но и образуют стяжения вокруг подходящих затравок. В нашем случае таковыми в основном оказались остатки организмов, напоминающих полихеты или очень крупные бентосные фораминиферы.

3.2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СООТНОШЕНИЕ ОСАДКОВ

Верхняя часть монолитов осадков, собранных в Центральной котловине и на обрамляющих ее хребтах, представлена гемипелагическими глинами, местами слабоизвестковистыми, миопелагическими глинами, глинисто-кремнистыми и кремнисто-глинистыми илами, бентогенными и планктоногенными карбонатными осадками, известковисто-глинистыми илами (рис. 20). Современные фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые осадки распространены на глубинах менее 4200 м в пределах Мальдивского, Центрально-Индийского и Восточно-Индийского хребтов. По мере приближения к Мальдивским островам такие илы постепенно сменяются бентогенными смешанно-детритовыми, кораллово-водорослевыми и ракушечными отложениями. На склонах хребтов и вершинах локальных поднятий (глубины до 4500 м) залегают глинисто-известковые илы, а на больших глубинах (до 4800 м) — известковисто-глинистые илы. В соответствии с положением уровня карбонатной компенсации слабоизвестковистые разновидности осадков встречаются на глубинах до 5100 м (на рис. 20 показаны частично).

Гемипелагические глины (включая и слабоизвестковистые) распространены только на севере Центральной котловины, а миопелагические глины — только

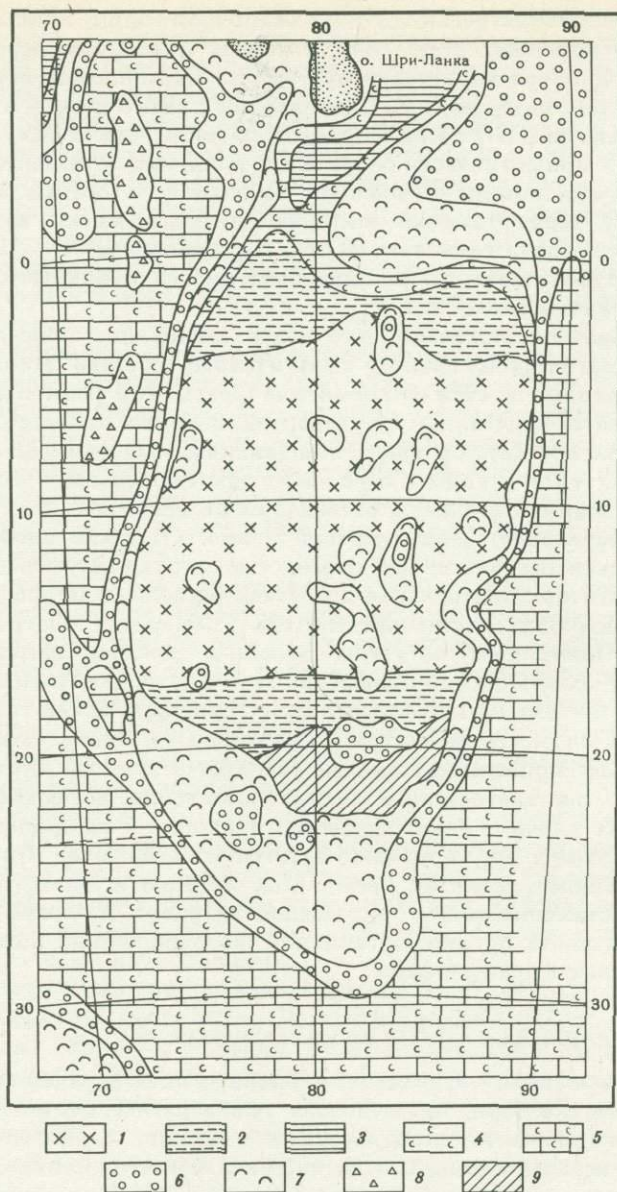


Рис. 20. Карта осадков поверхностного слоя Центральной котловины

1 — глинисто-радиоляриевые илы; 2 — радиоляриево-глинистые илы; 3 — гемипелагические глины; 4 — то же, слабоизвестковистые; 5 — кокколито-фораминиферовые и фораминиферовые осадки; 6 — глинисто-известковые илы; 7 — известкисто-глинистые илы; 8 — коралловодорослевые, ракушечные и смешанно-детритовые осадки; 9 — миопелагические глины

на юге. Основная площадь котловины (примерно от экватора до 20° ю.ш.) покрыта радиоляриево-глинистыми и глинисто-радиоляриевыми илами, формирующими современный приэкваториальный пояс биогенного кремнеакпления (Свальнов, Демиденко, 1982) ниже уровня карбонатной компенсации.

Выявленные соотношения осадков в поверхностном слое не оставались неизменными в геологическом прошлом. Довольно полное представление о строении

неоген-четвертичной толщи, вскрытой прямооточными трубками, дают меридиональные профили станций, характеризующие восточную (рис. 21), западную (рис. 22) и северную (рис. 23) части Центральной котловины (положение станций см. на рис. 19).

На севере котловины (между 6° с.ш. и 5° ю.ш.) разрез в основном сложен восстановленными гемипелагическими глинами с маломощными слоями терригенных турбидитов (Свальнов, 1983) и кислого стекла (тефры). Местами глины обогащены радиоляриями (вблизи пояса кремненакопления), встречаются слабоизвестковистые и туффовые их разновидности. Отличительными чертами разреза являются восстановительный тип диагенеза, многочисленные слои терригенных турбидитов и погребенных горизонтов окисленных осадков (Свальнов, 1981). В недалеком геологическом прошлом гемипелагические глины отлагались на более обширной площади, чем современная: южная граница их распространения находилась примерно на 5° ю.ш., а временами выносы пелитового материала Ганга достигали 9° ю.ш. (см. рис. 19, 21, ст. 1371, 4609).

В пределах приэкваториального пояса биогенного кремненакопления наблюдается довольно сложное строение осадочной толщи. Верхняя часть разреза обычно представлена глинисто-радиоляриевыми илами. Ниже, как правило, залегают радиоляриево-глинистые илы, перекрывающие миопелагические глины. Основание вскрытого разреза слагают относительно древние эвпелагические и миопелагические глины. Местами глинисто-радиоляриевые илы переслаиваются с радиоляриево-этомодискусовыми осадками, включают слои тефры. Нередко в разрезе встречаются биогенные и эдафогенные турбидиты. Севернее и южнее широтной полосы 7—10° ю.ш. мощность глинисто-радиоляриевых и радиоляриево-глинистых илов постепенно уменьшается, свидетельствуя о расширении пояса кремненакопления во времени (Свальнов, Демиденко, 1982). Южнее 20° ю.ш. в разрезе уже преобладают пелагические глины. По мере приближения к обрамляющим котловину хребтам осадки постепенно становятся все более карбонатными (Свальнов, 1983).

Характерными чертами описанной толщи пелагических отложений являются субокислительный и окислительный типы диагенеза, пестроцветность осадков, многочисленные горизонты погребенных конкреций (табл. XIII), перерывы седимен-

Рис. 21. Строение осадочной толщи в восточной части Центральной котловины

1—13 — плиоцен-голоценовые осадки: 1 — глинисто-радиоляриевые илы, местами обогащенные диатомеями, 2 — то же, слабоизвестковистые, 3 — радиоляриево-диатомовые илы, 4 — радиоляриево-глинистые илы, 5 — гемипелагические глины, 6 — миопелагические глины, 7 — то же, обогащенные радиоляриями, 8 — фораминиферо-кокколитовые илы, 9 — глинисто-известковые илы, 10 — то же, обогащенные радиоляриями, 11 — известковисто-глинистые илы, 12 — то же, обогащенные радиоляриями, 13 — тефра; 14—19 — преимущественно доплиоценовые осадки: 14 — гемипелагические глины, 15 — миопелагические глины, иногда обогащенные цеолитами, 16 — то же, обогащенные радиоляриями, 17 — эвпелагические глины, 18 — цеолитово-глинистые отложения, 19 — кокколитовые уплотненные илы; 20 — железо-марганцевые конкреции; 21, 22 — границы раздела: 21 — постепенные, 22 — резкие; 23, 24 — зоны полярности: 23 — прямая, 24 — обратная. Палеомагнитные события: J — Харамильо, O — Олдувай, R — Реюньон, K — Каена, M — Маммот, C — Кочити, N — Нунивак, S — Сидуфьял, T — Твера. Зоны по диатомеям: P.d. — *Pseudoeunotia doliolus*, N.f. — *Nitzschia fossilis*, R.p. — *Rhizosolenia praebergonii*, N.j. — *Nitzschia jouseae*, T.c. — *Thalassiosira convexa*. Радиоляриевые зоны: B.i. — *Buccinosphaera invaginata*, C.t. — *Colosphaera tuberosa*, A.y. — *Anaphirrhopalum ypsilon*, A.a. — *Anthocyrtidium angulare*, P.p. — *Pterocanium prismatium*, S.p. — *Spongaster pentas*, St.p. — *Stichocorys peregrina*. Линии между колонками — изохронные уровни

Рис. 22. Строение осадочной толщи в западной части Центральной котловины

На врезке — принципиальная схема соотношения неоген-четвертичных осадков в Центральной котловине. Условные обозначения см. на рис. 21

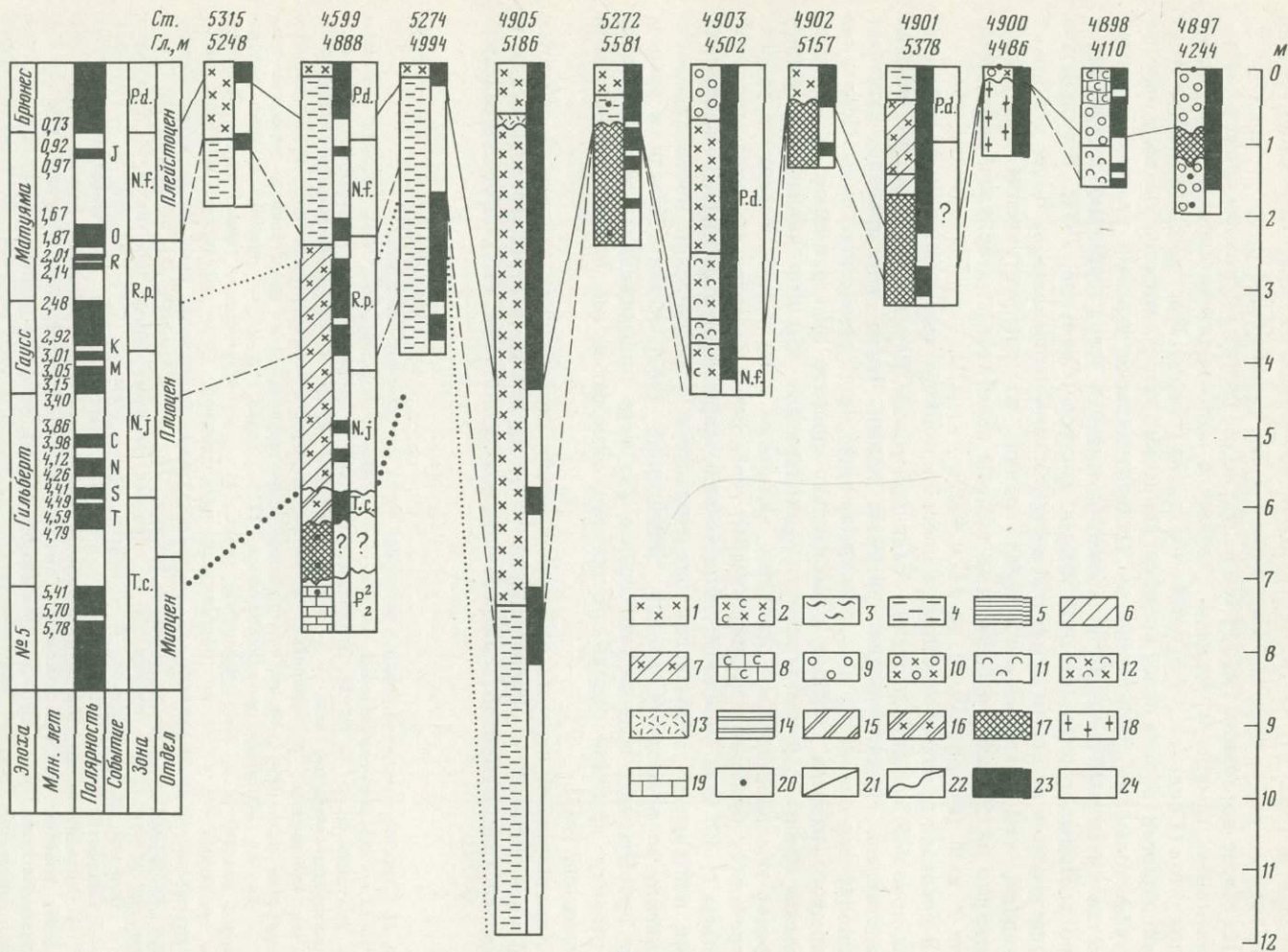


Рис. 21

тации, довольно интенсивная биотурбация, гравитационное перераспределение вещества. Погребенные конкреции обнаружены практически во всех типах изученных осадков, однако в основном они тяготеют к медленно накапливающимся пелагическим глинам (см. рис. 21, 22). Возрастная приуроченность горизонтов конкреций рассмотрена автором ранее (Свальнов, 1981).

Пестроцветность пелагических отложений объясняется не только окраской исходных компонентов, но и спецификой диагенетических процессов физико-химической природы. При общем дефиците реакционноспособного органического вещества (0,2—0,5% $C_{орг}$ в поверхностном слое осадков) перераспределение элементов часто происходит локально и носит случайный характер, так как благоприятные восстановительные микроусловия создаются вблизи следов жизнедеятельности бентосных организмов. В результате длительной биотурбации часть следов уничтожается, среда гомогенизируется, а вокруг оставшихся следов осадок в различной степени обесцвечивается в основном за счет выноса марганца.

Одной из специфических черт субокислительного диагенеза можно считать, по-видимому, образование в пелагических глинах стяжений близкого с ними состава. Как отмечалось выше, такие стяжения встречены на разных горизонтах в миоценовых миопелагических глинах желтовато-серого цвета (табл. XIV). Глины довольно плотные, "нежирные", обогащены радиоляриями. Они были подняты на ст. 1371, расположенной у подножия подводной горы на глубине 5422 м (см. рис. 19).

Основными литологическими критериями перерывов седиментации служат резкие границы раздела, незакономерные смены типов осадков в разрезе, горизонты погребенных конкреций. По этим признакам достаточно длительные перерывы предполагаются на станциях 1352—59, 1365, 1369—1373, 4599, 4900, 4902, 5272 и др. (см. рис. 21, 22), а кратковременные и скрытые перерывы распространены, вероятно, гораздо шире.

Гравитационные перераспределение осадочного материала в пелагических областях осуществляется посредством оползней, обрушений, суспензионных потоков и придонных течений. В результате перераспределения в Центральной котловине сформировались биогенные, эдафогенные и вулканокластические турбидиты, скопления грубообломочного эдафогенного материала (осыпи), тяготеющие к подножиям хребтов и участкам расчлененного рельефа дна (Свальнов, 1983). В зоне фациального перехода к гемипелагической области встречаются терригенные глинистые турбидиты. На крутых склонах возможно оползание пелагических глин вместе с погребенными в них конкрециями, как это проявилось на ст. 1373 (см. рис. 22). Не исключено, что именно вследствие оползневых процессов иногда в колонках наблюдаются беспорядочно сгруженные конкреции.

Совокупность гравитационных процессов, воздействия на осадки придонных течений и бентосных организмов, а также физико-химического перераспределения вещества приводит в условиях пелагиали к формированию мелколинзовидных толщ пестроокрашенных отложений. Детали строения верхней части разреза таких осадков получены при полигонных геологических исследованиях и обсуждаются ниже.

3.3. ЛОКАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОСАДКОВ НА ПОЛИГОНЕ 1352

В 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" был детально исследован участок дна размером 10×12 миль, расположенный в осевой части Центральной котловины примерно на 13° ю.ш. Глубины на полигоне варьируют в пределах 4887—5390 м (рис. 24). Формы рельефа подробно охарактеризованы Ю.Д. Евсюковым (см. главу). Сбор осадков производился дночерпателем "Океан-50" (59 монолитов) и прямоточной трубкой УТ-73 (5 колонок длиной до 402 см). Выбор полигона был продиктован необходимостью изучения различными методами за-

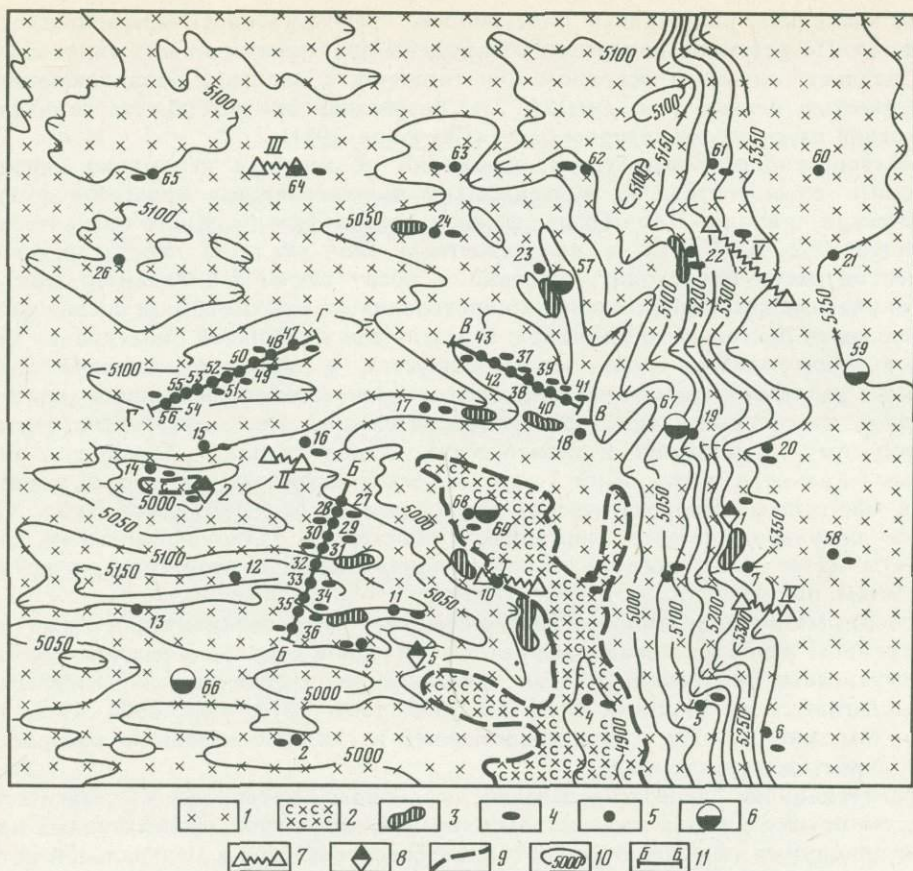


Рис. 24. Карта осадков слоя I (батиметрическая основа составлена Ю.Д. Евсюковым)

1 — глинисто-радиоляриевые илы; 2 — то же, слабозвестковистые; 3 — доплищенновые аргиллиты и глины; 4 — железо-марганцевые конкреции; 5—8 — орудия сбора информации: 5 — дночерпатель "Океан-50", 6 — прямоточная трубка УТ-73, 7 — фотоустановка СПФ-69, 8 — то же, ГФУ-6-8; 9 — границы разных типов осадков; 10 — изобаты, м; 11 — линии геологических разрезов

кономерностей распределения железо-марганцевых конкреций. Основное внимание уделялось литологическому расчленению дночерпательных монолитов. Конструкция дночерпателя "Океан-50" не гарантирует, к сожалению, сохранность поверхностной пленки осадков в каждой пробе, однако позволяет реально оценить строение осадочной толщи на глубину до 25 см.

По физическим параметрам (цвет, влажность, пористость, объемный вес), степени переработки бентосными организмами, а также по интенсивности диагенетических процессов практически все дночерпательные монолиты удается расчленить на три слоя (табл. XV; см. табл. XIII). Самый верхний слой (I) обычно имеет однородную коричневую окраску и представлен гомогенными полужидкими илами. Ниже залегают (слой II) более плотные осадки, фоновая окраска которых осложнена довольно редкими коричневыми и темно-коричневыми округлыми пятнами — ходами илоседов, заполненными, по-видимому, вышележащим осадком. В основании вскрытого дночерпателями разреза обычно залегают мраморовидные осадки (слой III), характеризующиеся наибольшими цветовыми контрастами. Фоновая окраска нередко затусована многочисленными желтова-

то-коричневыми, серыми, коричневыми, желтовато-серыми линзами, неотчетливыми пятнами, округлыми и удлинёнными ходами илоедов. Центральная часть заполняющего ходы осадка обычно коричневая, внешний ободок осветлен до коричневатого-желтого цвета. Вмещающий осадок, как правило, более темноокрашенный. Все это свидетельствует об интенсивном диагенетическом перераспределении элементов в микроусловиях восстановительной среды, когда миграция прежде всего марганца к периферии следов жизнедеятельности бентосных организмов приводит к локальному обесцвечиванию осадков.

Кроме суждения о процессах раннего диагенеза, выделенные слои несут стратиграфическую нагрузку. Изучая осадки, полученные коробчатыми дночерпателями (высота 40 см) в экваториальной части Тихого океана, В. Бергер (Berger, 1982) предложил генерализованную стратиграфию по илоедам, основанную на большом разнообразии обильных зарывающихся организмов и на окраске. Наши наблюдения подтверждают правомерность такого расчленения. Вслед за В. Бергом мы считаем, что возраст слоев I и II (без разделения) голоценовый (около 10 тыс. лет), а формирование слоя III происходило 10—16 тыс. лет назад.

Слой I. В пределах исследованного полигона слой I (гомогенный) в основном представлен коричневыми полужидкими глинисто-радиоляриевыми илами (см. рис. 24), в составе которых преобладают скелеты радиолярий (до 60%) и глинистые минералы (30—40%), небольшая примесь (5—7%) составляют панцири диатомей, встречаются фрагменты раковин планктонных фораминифер (местами до 7—9%), единичные спикулы, кокколиты, костный детрит, наземные растительные остатки, стяжения и микроконкреции гидроокислов железа и марганца, кислое вулканическое стекло, глобулы основного стекла, терригенные обломочные минералы. Осадки характеризуются следующими физическими свойствами (здесь и ниже данные Е.Ю. Шишковой): плотность 1,15 г/см³, пористость 94,6%, влажность 82,3%.

На глубинах 4900—4950 м распространены коричневые слабоизвестковистые глинисто-радиоляриевые илы (10—15% фораминифер и кокколитофорид). Терригенные обломочные минералы крупноалевритовой фракции осадков представлены глинистыми агрегатами, кварцем, плагиоклазами, биотитом, мусковитом, роговой обманкой, эпидотом, хлоритом. Присутствуют также микроконкреции, костный детрит, глобулы основного стекла. Плотность этих илов составляет 1,15 г/см³, пористость — 93,4%, влажность — 81,5%.

Практически повсеместно (около 80% станций) на поверхности гомогенного слоя встречаются железо-марганцевые конкреции различных морфогенетических типов, свидетельствующие о сильно изменчивых условиях формирования осадков близкого состава. На это же указывают обнажения на поверхности дна древних глин и аргиллитов (см. рис. 24, табл. XIV). Так, на станциях 17 и 24 подняты перекрытые эфемерным слоем глинисто-радиоляриевых илов коричневые и вишнево-коричневые древние пелагические глины, в составе которых преобладают глинистые минералы, заметна примесь цеолитов (10—35%), встречаются редкие фрагменты радиолярий, единичные кристаллы целестобарита, обломки костей. Верхняя часть этих глин (3—4 мм) заметно уплотнена, наиболее обогащена цеолитами (до 35%), имеет коричневатую-желтую окраску, характерную кавернозную поверхность с многочисленными тонкими ходами илоедов, часть из которых заполнена вышележащим осадком. Местами поверхность покрыта пленкой (до 2 мм) гидроокислов железа и марганца. Формирование такого слоя обусловлено, по видимому, достаточно длительной экспозицией глин на поверхности дна после размыва перекрывающих осадков придонными течениями. На ст. 23 древние отложения представлены алевритистыми аргиллитами, в которых существенную примесь составляют бурые, желтовато- и зеленовато-бурые обломки, вероятно, палагонитизированных гиалокластитов. Поверхность аргиллитов покрыта рудной коркой мощностью до 7 мм.

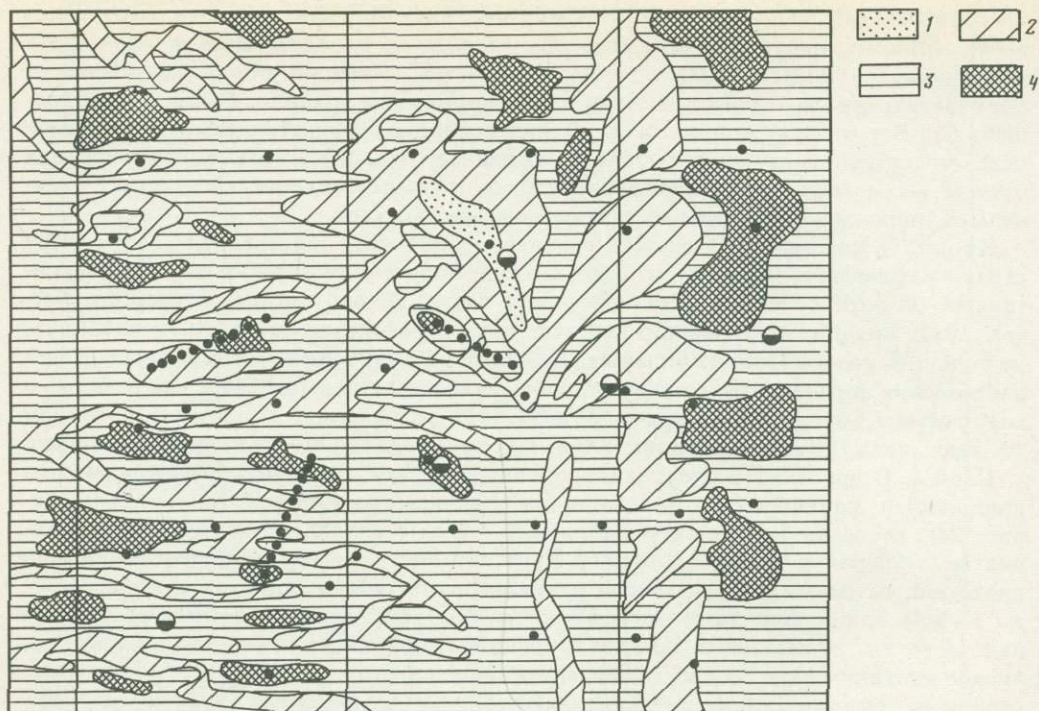


Рис. 25. Схема мощностей (в см) осадков слоя I

1 — менее 1; 2 — 1—3; 3 — 3—5; 4 — 5—11. Остальные условные обозначения см. на рис. 24.

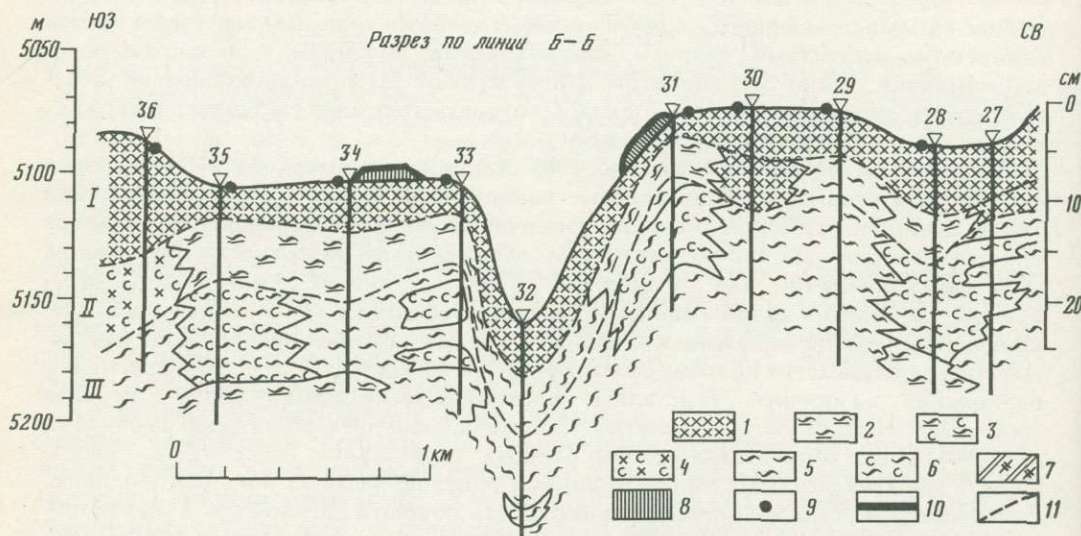


Рис. 26. Строение разреза по дочерпательным монолитам мощностью до 25 см

1—6 — плейстоценовые и голоценовые илы: 1 — глинисто-радиоляриевые, 2 — то же, обогащенные этмодискусами, 3 — то же, слабоизвестковистые, 4 — глинисто-радиоляриевые слабоизвестковистые, 5 — этмодискусово-радиоляриевые и радиоляриево-этимодискусовые, 6 — то же, слабоизвестковистые; 7 — миоценовые миопелагические глины, обогащенные радиоляриями; 8 — обломки доплиоценовых аргиллитов; 9 — железо-марганцевые конкреции; 10 — то же, корки; 11 — изохроны; I—III — слои: I — однородный, II — слабо биотурбированный, III — сильно биотурбированный

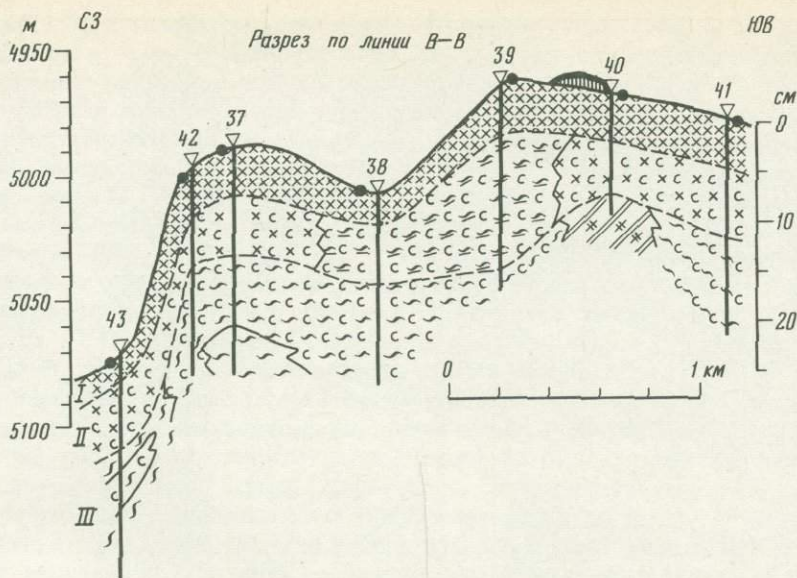


Рис. 27. Строение разреза по дочерпательным монолитам мощностью до 25 см
Условные обозначения см. на рис. 26

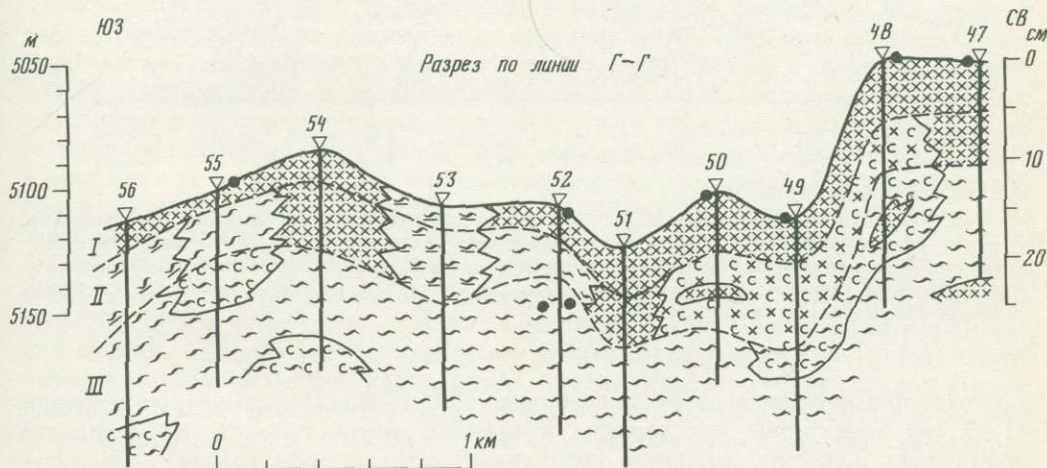


Рис. 28. Строение разреза по дочерпательным монолитам мощностью до 25 см
Условные обозначения см. на рис. 26

Из приведенных примеров становится очевидным, что мощность гомогенного слоя заметно варьирует в зависимости от форм рельефа и скорости придонных течений. К сожалению, мы не располагаем никакими характеристиками придонных течений, поэтому все дальнейшие литодинамические рассуждения базируются только на литологических наблюдениях и фотографиях современного дна. Что касается соотношения морфометрии рельефа и мощности гомогенного слоя, то здесь намечаются вполне закономерные связи.

Мощность слоя I в пределах полигона изменяется от почти нулевой до 11 см (рис. 25). Повышенные значения (5—11 см) приурочены к подножиям склонов и днищам депрессий, а также к плоским вершинным поверхностям отдельных

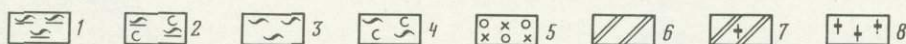
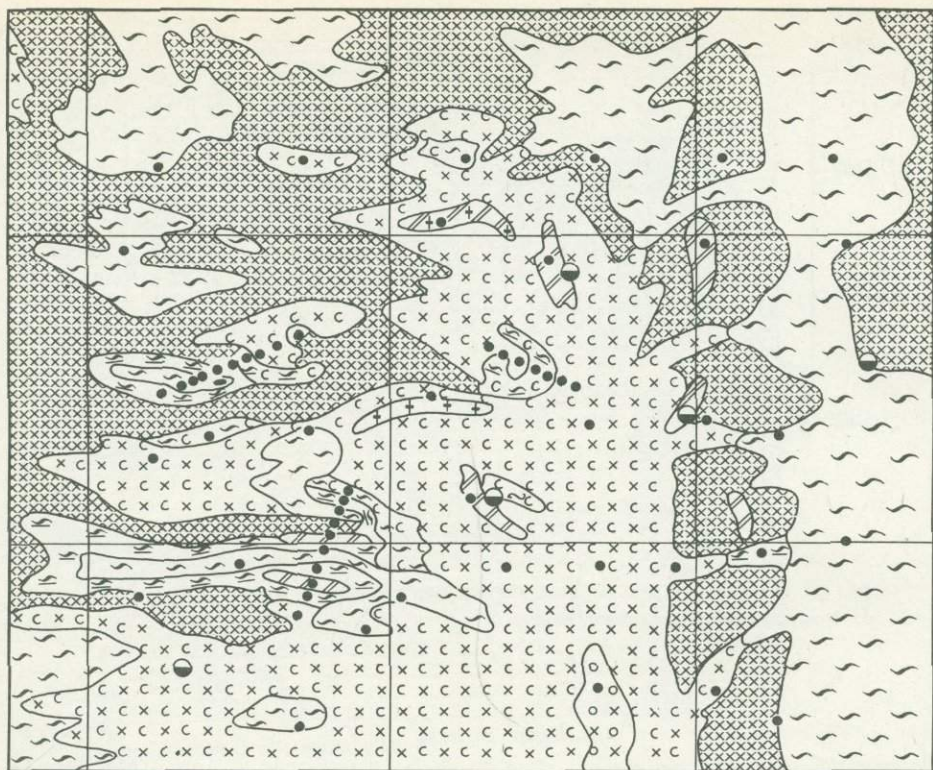


Рис. 29. Схема осадков слоя II

1—5 — плейстоцен-голоценовые илы: 1 — глинисто-радиоляриевые, обогащенные этмодискусами, 2 — то же, слабоизвестковистые, 3 — этмодискусово-радиоляриевые, 4 — то же, слабоизвестковистые, 5 — кокколито-фораминиферово-радиоляриевые; 6—8 — доплиочные осадки: 6 — миопелагические глины, 7 — то же, обогащенные цеолитами, 8 — цеолитово-глинистые. Остальные условные обозначения см. на рис. 24

положительных форм рельефа на глубинах 4900—5100 м. Минимальные величины (1—3 см) характерны для верхних и средних частей склонов. На остальной территории полигона мощность гомогенного слоя промежуточная — 3—5 см. Детали строения слоя I приведены на геологических разрезах (рис. 26—28; положение разрезов см. на рис. 24), выполненных на основе изучения дночерпательных монолитов. В целом разрезы демонстрируют слабую литологическую изменчивость гомогенного слоя, вариации же мощности этого наиболее мобильного пограничного слоя на разделе вода—осадок обусловлены, по-видимому, эродирующей и перераспределяющей деятельностью придонных течений, гравитационными склоновыми процессами. Полуциркулярные глинисто-кремнистые или постепенно перемещаются со склонов на конечные для каждого участка глубины, наращивая в понижениях дна мощность слоя I. Важная особенность гомогенного слоя — формирование в нем микроконкреций. Интересным представляется также наличие сферолитов основного стекла в осадках склонов локальных холмов, свидетельствующие о близости обнажений базальтов. Переход от гомогенных осадков к подстилающему слою всегда постепенный, с уменьшением влажности.

Слой II. Относительно слабо биотурбированные отложения слоя II по срав-

нению с гомогенными осадками характеризуются существенным литологическим разнообразием, а в их распределении на площади полигона отчетливо проявилось влияние гидродинамического фактора (рис. 29; см. рис. 26—28). На этом уровне разреза заметно увеличилась (относительно слоя I) осадкообразующая роль крупных диатомей (этмодискусов), фораминифер и кокколитофорид. В отдельных местах распространены погребенные железо-марганцевые конкреции (см. рис. 24, ст. 52). На самых приподнятых участках (современные глубины менее 4900 м) выявлены светло-коричневые известковисто-кремнистые (кокколито-фораминиферово-радиоляриевые) илы с редкими коричневыми пятнами неясных очертаний. В их составе преобладают радиолярии (около 45%) и фораминиферы (20—22%), примесь кокколитов достигает 15%, глинистых минералов — 15%, диатомей — 3%, встречены единичные спикулы, зубы, растительные остатки, зерна кислого вулканического стекла.

Гипсометрически ниже (современные глубины 4900—5050 м) распространены слабоизвестковистые глинисто-радиоляриевые илы, сходные с описанными илами такого же типа в гомогенном слое, однако преобладающая фоновая окраска их светло-коричневая, весьма характерны пятна коричневого и желтовато-коричневого цвета, карбонатность возрастает местами до 15—20%, появляются единичные этмодискусы, заметно расширился ареал распространения. Среди обломочных минералов отмечены кислое стекло, кварц, плагиоклазы, биотит, присутствуют также глинистые агрегаты, зубы, растительные остатки, микроконкреции. На восточном склоне грядового поднятия такие илы, по-видимому, заполняют верхние части узких подводных долин.

Бескарбонатные (5—7% фораминифер и кокколитов) глинисто-радиоляриевые илы распространены на современных глубинах 5050—5350 м в пределах относительно крутых участков западного борта трога Индрани, а также на склонах пологих поднятий в северной и северо-западной частях полигона. Окраска их коричневая и светло-коричневая, на фоне которой выделяются темно-коричневые округло-удлиненные ходы илоедов, выполненные осадком. Содержание диатомей в этих илах не превышает 8%, обломочные минералы редки (кварц, плагиоклазы, биотит, кислое стекло), встречены также глинистые агрегаты, микроконкреции, зубы, растительные остатки.

Небольшие участки на склонах широтных депрессий (современные глубины 5100—5350 м) сложены глинисто-радиоляриевыми илами, обогащенными диатомеями (10—15% этмодискусов и мелких диатомей). По цветовым характеристикам они сходны с глинисто-радиоляриевыми илами, близки к ним по составу обломочных минералов (кварц, плагиоклазы, биотит, хлорит, кислое стекло), вместе с которыми встречаются микроконкреции, костный детрит, глинистые агрегаты.

На современных глубинах 5000—5100 м выявлены небольшие участки распространения глинисто-радиоляриевых илов, обогащенных диатомеями, слабоизвестковистых (10—15% фораминифер и кокколитов, 10—25% диатомей). Это светло-коричневые и желтовато-коричневые илы с коричневыми ходами илоедов и линзочками. Обычно они фациально сменяют вниз по склону слабоизвестковистые глинисто-радиоляриевые илы. Среди обломочных минералов встречены кварц, плагиоклазы, кислое стекло, выявлены также микроконкреции, зубы, глинистые агрегаты.

В понижениях рельефа на современных глубинах 5050—5387 м слой II представлен этмодискусово-радиоляриевыми илами светло-коричневого и желтовато-коричневого цвета, с коричневыми ходами илоедов и серовато-коричневыми, желтовато-серыми линзочками радиоляриево-этмодискусовых илов, буровато-серыми скоплениями гидроокислов марганца. Состав осадков: 25—40% этмодискусов и мелких диатомей, 35—55% радиолярий, 15—20% глинистых минералов, 3% фораминифер и кокколитов, редкие микроконкреции, единичные зубы, растительные остатки. Обломочные минералы представлены биотитом, кварцем, кислым

стеклом, плагиоклазами. На ряде станций обнаружены подводно-вулканогенное основное стекло, хлорит, пироксены, роговая обманка.

Небольшие понижения в рельефе на современных глубинах 5000—5100 м выполнены слабоизвестковистыми этмодискусово-радиоляриевыми илами светло-коричневого и коричневатого-желтого цвета с желтыми линзочками и коричневыми ходами илоедов). Состав осадков: 45% радиолярий, 25% этмодискусов и мелких диатомей, 11—15% фораминифер и кокколитов, 20—25% глинистых минералов. Среди обломочных минералов выявлены кварц, плагиоклазы, кислое стекло, также присутствуют микроконкреции, зубы, глинистые агрегаты.

На крутых участках склонов с современными глубинами до 5250 м нередки выходы древних миопелагических глин и цеолитово-глинистых осадков. Описание их состава приведено выше.

Мощность слоя II изменяется от нулевых значений до 13 см (рис. 30; см. рис. 26-28). Максимальная мощность (5-13 см) характеризует пониженные участки дна и выровненные поверхности локальных поднятий, нулевая и низкая (2—3 см) — крутые участки склонов, промежуточные значения (3—5 см) выявлены на пологих склонах. Таким образом, здесь проявлены те же закономерности, что и в распределении мощностей слоя I, однако площадь с повышенной мощностью заметно расширилась.

Суммарная мощность слоев I и II (рис. 31) варьирует от почти нулевых величин до 19 см. На большей части полигона мощность составляет 5—10 см, максимум (10—19 см) отчетливо приурочен к днищам депрессий, небольшие участки минимальных значений (менее 3 см) тяготеют к крутым склонам. В целом суммарная мощность слабее отражает динамику придонного слоя, чем мощность слоя I. И это естественно, так как формирование слоя I еще не завершилось, а в его распределении запечатлелось современное состояние осадков на разделе вода—дно.

Слой III. Сильно биотурбированный слой III (рис. 32; см. рис. 26—28) в литологическом отношении сходен со слоем II, но его текстурные признаки (широко развитая мелкая линзовидность, резкие цветовые контрасты, "проявленные" процессами раннего диагенеза очертания многочисленных ходов илоедов) позволяют довольно легко распознавать слой III в разрезах. Основная черта осадков слоя III — их относительно повышенные карбонатность и кремнистость (за счет этмодискусов), не свойственные гомогенным осадкам слоя I на тех же глубинах, но в затухеванном виде отраженные в слое II. По сравнению с последним слой III характеризуется более значительной прерывистостью, обусловленной выходами древних пелагических глин (см. описание выше).

На современных глубинах 4900—5000 м довольно широко распространены слабоизвестковистые глинисто-радиоляриевые илы (45—50% радиолярий, 5% диатомей, 10—12% фораминифер, 5—15% кокколитов, 25—30% глинистых минералов). Осадки светло-коричневые, желтовато-коричневые, светло-желтые, голубовато-серые, часто образуют линзочки, внутри которых наблюдаются коричневые ходы илоедов. Физические свойства илов: плотность 1,23 г/см³, влажность 74%, пористость 91%. В крупноалевритовой фракции осадков встречаются кварц, плагиоклазы, кислое стекло, микроконкреции, биотит, зубы, растительные остатки, основное стекло (редко).

Бескарбонатные (до 7% фораминифер) глинисто-радиоляриевые илы слагают небольшие участки на современных глубинах 5000—5350 м. Это желтовато-коричневые осадки со светло-коричневыми округлыми ходами илоедов и неправильной формы пятнами. Плотность их составляет 1,2 г/см³, влажность — 77,5%, пористость — 92%. Обломочные минералы представлены кварцем, плагиоклазом, биотитом, есть микроконкреции, зубы, растительный детрит. Местами глинисто-радиоляриевые илы обогащены диатомеями (10—12%). На коричневом фоне осадка выделяются отчетливые эллипсоидальные ходы илоедов темно-коричневого цвета, желтовато-коричневые и серовато-коричневые пятна размазанных очертаний.

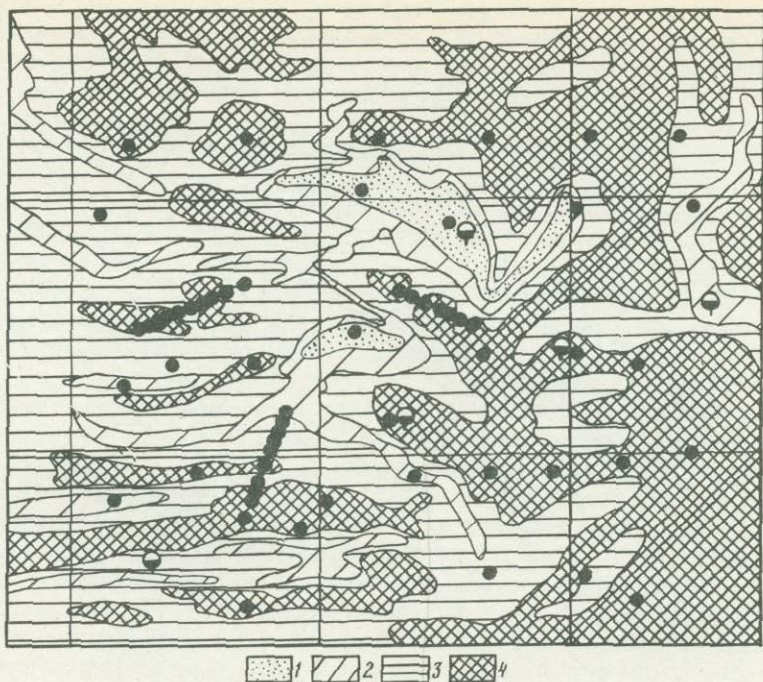


Рис. 30. Схема мощности (в см) осадков слоя II

1 — менее 2; 2 — 2—3; 3 — 3—5; 4 — 5—13. Остальные условные обозначения см. на рис. 24

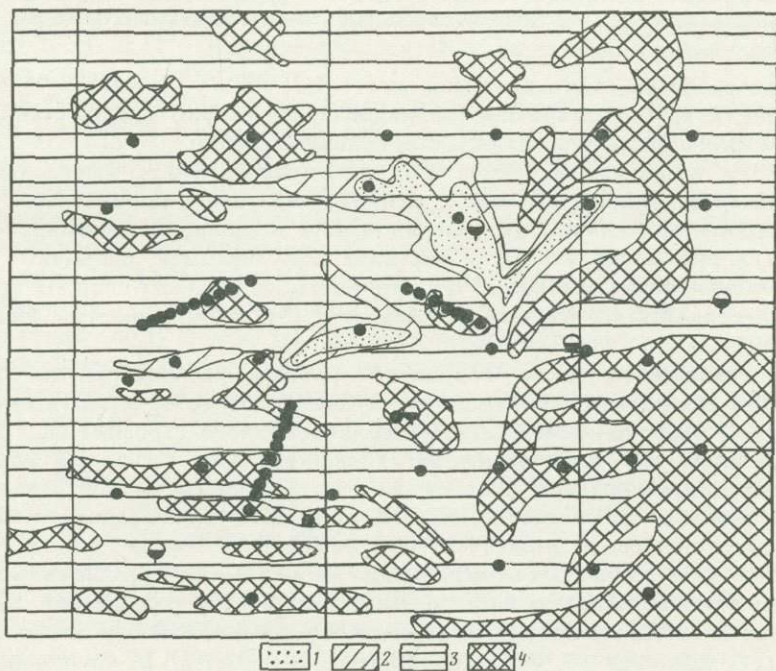


Рис. 31. Схема суммарной мощности (в см) осадков слоев I и II

1 — менее 3; 2 — 3—5; 3 — 5—10; 4 — 10—19. Остальные условные обозначения см. на рис. 24

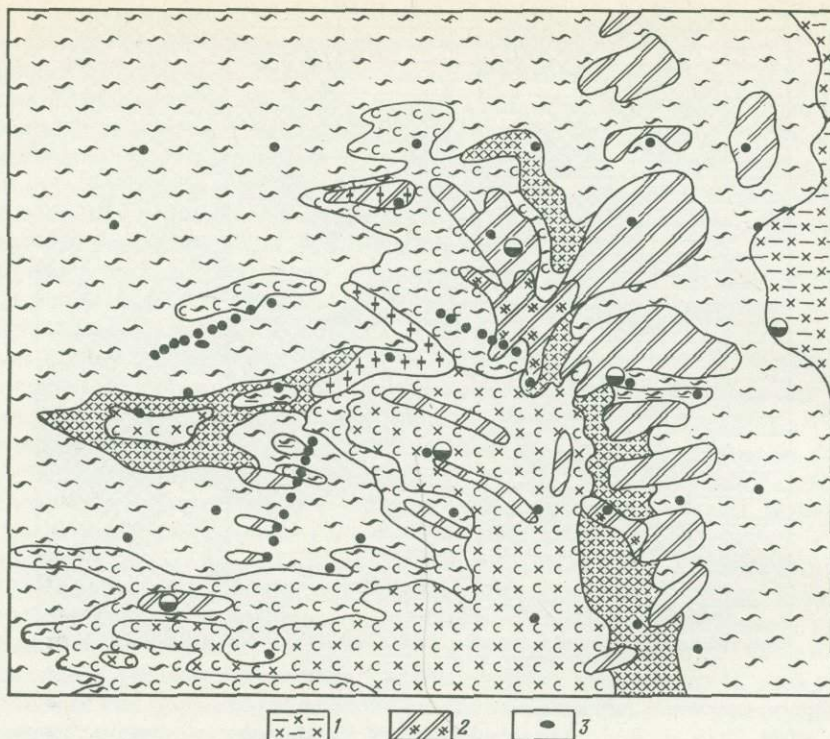


Рис. 32. Схема осадков слоя III

1 — плейстоценовые радиоляриево-глинистые илы; 2 — доплиоценовые миопелагические глины, обогащенные радиоляриями; 3 — конкреции. Остальные условные обозначения см. на рис. 24 и 29

Физические свойства таких илов: плотность $1,21 \text{ г/см}^3$, влажность $78,2\%$, пористость $94,8\%$. В крупноалевритовой фракции присутствуют кислое стекло, микроконкреции, зубы, растительные остатки, основное стекло.

На востоке полигона на уровне слоя III (глубина 5340 м) выявлены коричневые радиоляриево-глинистые илы с редкими желтовато-коричневыми пятнами. Состав осадков: 50% глинистых минералов, 42% радиолярий, 5% микроконкреций, стяжений гидроокислов железа и марганца, 2% диатомей, единичные спикулы, цеолиты, обломочные минералы. Изохронность их осадкам слоя III представляется сомнительной. Плотность илов составляет $1,15 \text{ г/см}^3$, влажность — $79,6\%$, пористость — $91,9\%$.

Во всех депрессиях, и на "волнистой" равнине распространены этмодискусово-радиоляриево-иловые (современные глубины $5050\text{—}5387 \text{ м}$). Эти илы отличаются пестрой окраской вследствие мелколинзовидного строения слоя III и процессов диагенеза по многочисленным ходам илоедов. Основной фон осадков коричневатожелтый, на нем прослеживаются коричневые и желтовато-коричневые ходы илоедов, серые, светло-желтые, желтовато-серые, серовато-коричневые линзочки радиоляриево-этомодискусовых илов ($40\text{—}45\%$ этмодискусов, $35\text{—}40\%$ радиолярий, $15\text{—}20\%$ глинистых минералов, до 4% фораминифер, единичные кокколиты). Состав этмодискусово-радиоляриево-илов: $40\text{—}55\%$ радиолярий, $25\text{—}35\%$ этмодискусов, $20\text{—}25\%$ глинистых минералов. Средняя плотность осадка достигает $1,17 \text{ г/см}^3$, влажность — $79,2\%$, пористость — $92,7\%$. В крупноалевритовой фракции выявлены кварц, плагиоклазы, кислое и основное стекло, глинистые агрегаты, микроконкреции, биотит, зубы, растительные остатки, редко встречаются хлорит, эпидот, пироксены.

Слабоизвестковистые этмодискусово-радиоляриевые илы занимают относительно пологие участки склонов на современных глубинах 5000—5050 м. Они имеют желтовато-коричневую, светло-коричневую, светло-желтую и коричневатую-серую фоновую окраску, включают многочисленные ходы илоедов светло- и темно-коричневого цвета, желтовато-коричневые, серовато-коричневые, светло-желтые, голубовато-серые и серовато-желтые линзочки глинисто-кремнистых и известковисто-кремнистых илов. Переотложенные линзочки, как правило, наиболее обогащены этмодискусами или кокколитами по сравнению с фоновым осадком, усредненный состав которого следующий: 30—45% радиолярий, 25—35% этмодискусов, 15—20% глинистых минералов, 7—15% фораминифер, 1—12% кокколитов. Физические свойства осадка: плотность 1,17 г/см³, влажность 78,6%, пористость 91,7%. В крупноалевритовой фракции встречены кварц и плагиоклазы, кислое стекло, глинистые агрегаты, микроконкреции, биотит, зубы, растительные остатки.

Сопоставление состава и ареалов распространения осадков трех рассмотренных слоев показало следующие тенденции в развитии осадочного процесса за последние примерно 15 тыс. лет. Начало этого этапа (слой III) характеризовалось накоплением слабоизвестковистых глинисто-кремнистых илов на относительно приподнятых участках дна, а в депрессиях формировались бескарбонатные этмодискусово-радиоляриевые илы. Перемыв этих осадков в основном и обусловил тонколинзовидное строение слоя в целом.

Позднее (слой II) область влияния карбонатного материала увеличилась, а известковистость осадков уменьшилась. Этмодискусово-радиоляриевые илы продолжали накапливаться в наиболее глубоких депрессиях. В условиях пониженной продуктивности диатомей вынос этмодискусов и карбонатного материала в понижения дна при перемысле осадков заметно усилил вклад радиолярий в седиментацию, поэтому площадь распространения глинисто-радиоляриевых илов расширилась. Деятельность придонных течений обусловила мелколинзовидное строение слоя II, которое (как и в слое III) усложнилось в результате переработки осадков зарывающимися организмами. В ходе перераспределения осадочного материала и накопления слоя II были частично перекрыты обнажения древних пелагических глин.

За время формирования гомогенного слоя (I) прекратилось накопление этмодискусов и связанных с ними этмодискусово-радиоляриевых илов, сильно деградировал карбонатный материал, в основном завершилось перекрытие выходов древних пелагических глин. Подчиненная осадкообразующая роль кокколитов и фораминифер сохранилась только на глубинах менее 5000 м, решающее значение для седиментогенеза приобрели радиолярии и глинистые минералы.

Описанная выше трехслойная пачка составляет лишь небольшую часть разреза, вскрытого на полигоне трубками. На ст. 69 (глубина 4911 м; см. рис. 24) непосредственно под слоем III (глинисто-радиоляриевые илы, обогащенные диатомеями) залегает пачка глинисто-радиоляриевых илов мощностью 58 см. Это мягкие коричневые илы с редкими коричневатожелтыми ходами илоедов, линзочками и пятнами неотчетливых очертаний. Усредненный состав осадка: 45—50% радиолярий, 40—45% глинистых минералов, 3—7% диатомей, 4% микроконкреций и стяжений гидроокислов, единичные спиккулы, фораминиферы, кислое стекло, цеолиты, терригенные обломочные минералы. Физические свойства осадка: плотность 1,15 г/см³, влажность 79,9%, пористость 91,9%.

Вниз по разрезу глинисто-радиоляриевые илы постепенно сменяются радиоляриево-глинистыми илами мощностью 108 см, вмещающими горизонт конкреций и линзы этмодискусово-радиоляриевых илов, вероятно, переотложенных. Радиоляриево-глинистый ил мягкий, коричневый, с редкими коричневатожелтыми линзами, пятнами, ходами илоедов. Состав осадка: 45—60% глинистых минералов, 35—40% радиолярий, 2—5% диатомей, 2—7% микроконкреций и стяжений гидроокислов, единичные спиккулы, фораминиферы, кокколиты, кислое стекло, цеолиты,

терригенные обломочные минералы. Плотность осадка достигает $1,19 \text{ г/см}^3$, влажность — 77%, пористость — 92%.

В основании разреза залегают коричневые миопелагические глины, обогащенные радиоляриями (мощность 72 см). Глины включают горизонт конкреций. По физическим параметрам и составу они близки к радиоляриево-глинистым илам, однако отличаются более однородной окраской, меньшим содержанием радиолярий и диатомей (в сумме около 30%).

Более полный разрез миопелагических глин вскрыт на ст. 59 (глубина 5338 м). Верхняя часть колонки (гор. 8—135 см) сложена коричневыми мягкими вязкими радиоляриево-глинистыми илами, сходными с описанными выше (ст. 69). Физические параметры осадка: плотность $1,17 \text{ г/см}^3$, влажность 78,5%, пористость 92,3%.

С постепенным переходом ниже (гор. 135—402 см) залегают миопелагические глины, обогащенные радиоляриями, коричневые до темно-коричневых, вязкие, слабо уплотняющиеся вниз по разрезу. Наблюдаются редкие желтовато-коричневые пятна и точечные скопления гидроокислов марганца. Микроскопический состав глин: 65—76% глинистых минералов, 15—25% радиолярий, 7—15% микроконкреций и стяжений гидроокислов, единичные спикулы, диатомеи, кости, 1—2% цеолитов, около 1% обломочных минералов. Плотность глины колеблется в пределах $1,17—1,24 \text{ г/см}^3$, влажность — 74,9—80,3%, пористость — 90,9—95,8%.

Фрагментарность сведений, полученных на других станциях (57, 60, 66), не позволяет уверенно восстановить последовательность напластования осадков, подстилающих миопелагические глины на полигоне 1352. Можно только предполагать, что в основании разреза залегают пелагические глины, сходные с описанными выше доплиоценовыми миопелагическими и эвпелагическими (см. рис. 22). Отметим, что устойчивая аккумуляция происходила только в депрессиях. При этом вверх по разрезу, отвечающему, вероятно, плиоцен-плейстоценовому времени, наблюдается постепенная смена миопелагических глин радиоляриево-глинистыми, а затем и глинисто-радиоляриевыми илами, т.е. намечается увеличение доли биогенного кремнезема в осадках как за счет радиолярий, так и за счет диатомей. Вклад последних (особенно этмодискусов) — был наиболее существенным 10—20 тыс. лет назад.

4. СТРАТИГРАФИЯ

Расчленение вскрытой прямоточными трубками осадочной толщи проводилось комплексом методов — литологическим, палеомагнитным и микропалеонтологическими (изучены радиолярии, диатомеи, кокколитофориды). Полученные результаты обсуждаются ниже.

4.1. ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ

Литологическое расчленение исследованных монолитов базировалось на изменениях в составе, окраске и плотности осадков, а также на характере границ раздела, текстурных и структурных особенностях, выявленных ранее закономерностях строения неоген-четвертичных осадочных толщ (Свальнов, 1983, 1986а), подтвержденных данными магнитостратиграфии и биостратиграфии.

Как было отмечено выше, в основании вскрытого разреза в пелагической области Центральной котловины залегают окисленные "немые" эвпелагические глины (см. врезку на рис. 22), основу которых составляют аутигенные смектиты, цеолиты и микроконкреции. Южнее примерно 5° ю.ш. кровля этих глин постепенно приближается к поверхности дна, но не достигает ее.

Выше по разрезу эвпелагические глины постепенно или с заметным перерывом перекрываются также окисленными миопелагическими глинами. Наиболее древние разновидности таких глин существенно обогащены аутигенными образова-

ниями — цеолитами, смектитами, целестобаритом, микроконкрециями, однако содержат определяемые остатки планктонных организмов с опаловым скелетом. Южнее 3—5° ю.ш. возраст миопелагических глин постепенно уменьшается, а местами они лежат на поверхности дна. Основу относительно молодых глин составляют терригенные минералы, заметна в них примесь радиолярий и диатомей, возможны остатки фораминифер и кокколитофорид; аутигенные минералы (цеолиты, смектиты, железомарганцевые микроконкреции) только изредка становятся осадкообразующими.

Миопелагические глины вверх по разрезу постепенно сменяются радиоляриево-глинистыми илами. Как правило, вскрытый пелагический разрез завершают глинисто-радиоляриевые илы. Выше уровня критической глубины карбонатакопления верхи разреза слагают кокколито-фораминиферовые осадки.

Севернее 3—5° ю.ш. прослеживается постепенный фациальный переход пелагических отложений в гемипелагические. В основном разрез представлен гемипелагическими восстановленными глинами терригенного происхождения, однако их приповерхностный слой мощностью 1—50 см обычно в разной степени окислен. Находки гемипелагических глин среди пелагических осадков не только подтверждают постепенность фациальных переходов, но и свидетельствуют об эпизодическом формировании в пелагиали терригенных турбидитов сверхдальнего разноса (Свальнов, 1983).

Геологические исследования на полигоне 1352 позволили детализировать литостратиграфию самой верхней части осадочной толщи (см. рис. 26—28), опираясь на степень биотурбации отложений, а также на их физические параметры и уровень диагенетических преобразований. Картирование трех выделенных слоев (гомогенного, слабо биотурбированного и сильно биотурбированного) на больших площадях дает возможность оценить гидродинамическую обстановку, интенсивность диагенетических процессов и другие особенности седиментации в позднем плейстоцене — голоцене, а также на современном разделе вода—дно.

4.2. МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ

Палеомагнитные исследования осадков Центральной котловины проведены Е.Л. Демиденко (Демиденко, Попов, 1977; Фаустов и др., 1986; Демиденко и др., 1988) по стандартной методике (Фаустов и др., 1986). Для интерпретации полученных данных использован современный вариант шкалы геомагнитной полярности (см. рис. 21, 22), где возраст палеомагнитных границ дается с учетом новых стандартизованных констант распада изотопа ^{40}K (Харленд, Кокс и др., 1985).

Осадки верхних частей исследованных колонок относятся к зоне прямой полярности, соответствующей эпохе Брюнес (0—0,73 млн лет). Мощность отложений этой зоны варьирует в широких пределах — от 10 до 445 см, что отражает, по-видимому, разнообразие условий седиментации, включая перемыв и эрозию осадочного материала. Наиболее вероятны перерывы аккумуляции в эпоху Брюнес на станциях 5315, 5274, 4902, 4900, 4897, 4609, 1373, 5267, 1365 и 1352/59.

На большинстве станций вскрыты полностью или частично отложения обратной полярности эпохи Матуяма (0,73—2,48 млн лет), с двумя либо одним маломощными горизонтами прямой полярности, сопоставляемыми с событиями Харамильо (0,92—0,97 млн лет) и Олдувай (1,67—1,87 млн лет). Мощность осадков эпохи Матуяма колеблется от нулевых величин до 800 см, что обусловлено как литологическими изменениями, так и перерывами в накоплении осадков. Перерывы подтверждает отсутствие в ряде колонок тех или иных палеомагнитных горизонтов. Так, на станциях 5315, 4599, 4902 и 5267 не обнаружены осадки события Харамильо, на станциях 5274 и 5272 нет следов событий Олдувай и Харамильо, а на ст. 4900 не выявлены осадки всей эпохи Матуяма.

Довольно редкими колонками (станции 5274, 5272, 5267, 4599, 4609, 1365 и

1352/59) представлены осадки эпохи Гаусс (2,48—3,40 млн лет) и части эпохи Гильберт (3,40—5,41 млн лет). Более древние отложения (палеомагнитная эпоха N 5) вскрыты на станциях 4599 и 4609. В колонке ст. 1373 выявлена многократная смена знака намагниченности пелагических глин, свидетельствующая о длительном и прерывистом их накоплении, но не позволяющая однозначно расчленить палеомагнитный разрез.

Таким образом, палеомагнитные исследования указывают на сложные условия неоген-четвертичной седиментации в Центральной котловине, что хорошо согласуется с литологическими данными. Отражением неустойчивого накопления осадков являются многочисленные перерывы различной длительности.

4.3. ВЛИЯНИЕ РАСТВОРЕНИЯ НА КОККОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ОСЕВОЙ ЗОНЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ

Были исследованы осадки, полученные дночерпателями и прямооточными трубками на полигоне 1352 и на субмеридиональном профиле в осевой части Центральной котловины (см. рис. 19, 24). Известковый нанопланктон обнаружен в большинстве проб, но не на всех уровнях разрезов (рис. 33). Присутствие его отмечается в разных, сильно изменчивых количествах. Лишь отдельные пробы содержат многочисленные кокколиты (станции 1380, 1352-4, 1379), в ряде случаев почти не затронутые растворением (станции 1379, 1380), в основном же кокколиты немногочисленны. Наиболее насыщенные кокколитами осадки расположены на глубинах менее 4800 м (станция 1379, 1380, 1352-4). Поверхностные пробы, в которых кокколиты отсутствуют, располагаются главным образом на глубинах, близких к 5000 м. Однако многие поверхностные пробы, находящиеся ниже этой глубины, как правило, содержат 1—2, реже 3 вида, в то время как в пробах из осадков, поднятых с меньших глубин, число видов составляет 3 и более.

В большинстве случаев число видов увеличивается по разрезу вниз, что хорошо отражает увеличение карбонатности в этом же направлении (рис. 34). Прямая зависимость между указанными параметрами, особенно четкая при карбонатности более 10%, свойственна литологическим слоям II и III, выделенным В.Н. Свальновым (см. наст. главу). Это свидетельствует в пользу того, что основу карбонатной составляющей в изученных осадках представляет известковый нанопланктон.

Внутри каждого слоя прослеживается корреляция между карбонатностью и видовым разнообразием кокколитов. Кроме того, там, где карбонатность увеличивается от литологического слоя I к слою III, происходит увеличение и видового разнообразия, и общих количеств кокколитов.

Число видов, представляющих комплекс, находится в прямой зависимости от общих количеств кокколитов (см. рис. 33), а состав комплекса определяется устойчивостью видов к растворению. Самым устойчивым видом в исследованном районе является *Ceratolithus cristatus*, далее следуют *Cyclococcolithus leptoporus*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Umbilicosphaera mirabilis*.

График изменения видового разнообразия с глубиной показывает прямую зависимость числа видов комплекса от глубины расположения осадков (рис. 35). Видовое разнообразие меняется в пределах 2—8 видов на глубинах, близких к 5000 м, а на меньших — увеличивается. На глубинах более 5200—5300 м кокколиты практически отсутствуют.

Все вышесказанное позволяет сделать следующие выводы.

1. Глубина 4900 м для данного района является уровнем кокколитового лизоклина, на котором начинается быстрое и интенсивное растворение ряда видов известкового нанопланктона и резкое снижение видового разнообразия. Близкая глубина карбонатной компенсации отмечена ранее для экваториальных

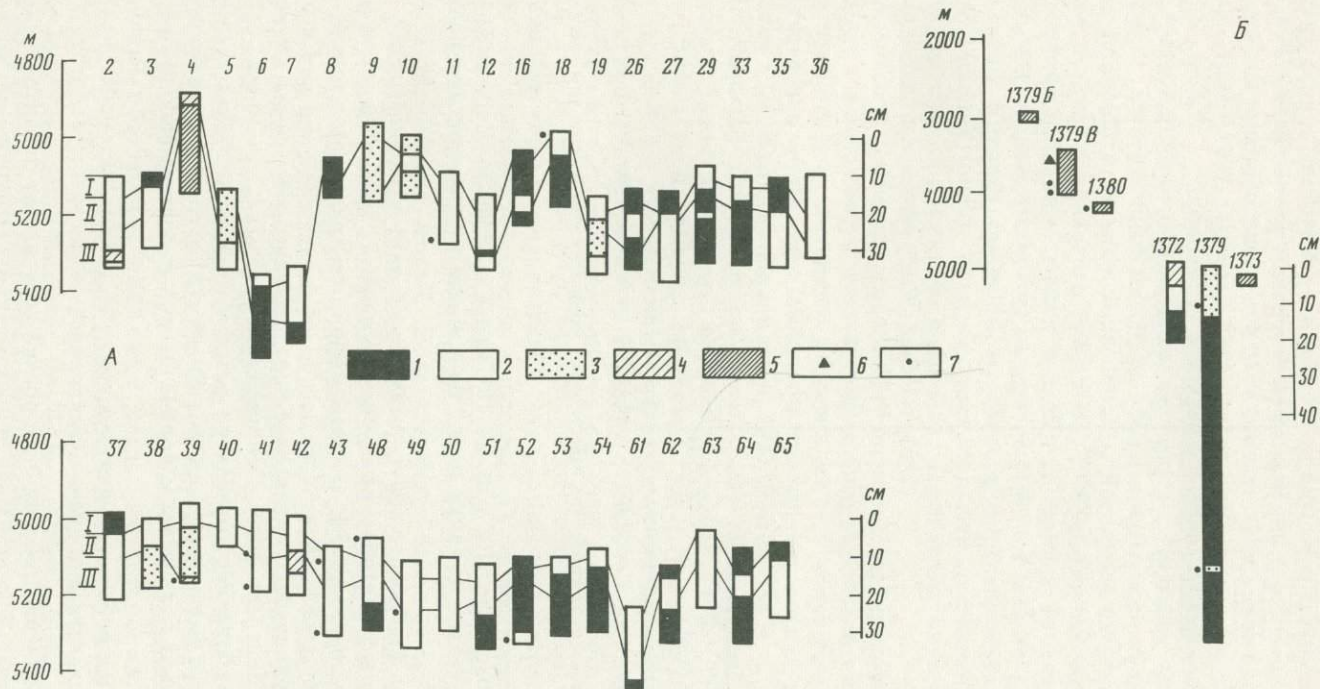


Рис. 33. Изменение общих количеств кокколлитов по разрезам осадков на полигоне 1352 (А) и на меридиональном профиле в осевой части Центральной котловины (Б)

1 — кокколлиты отсутствуют; 2—5 — кокколлиты присутствуют: 2 — единично, 3 — редко, 4 — обычно, 5 — много; 6 — осадки зоны *Emiliana huxleyi* Acme — 0—0,07 млн лет; 7 — уровни присутствия позднеплиоценовых переотложений дискоастров; I—III — литологические слои: I — гомогенный, II — слабо биотурбированный, III — сильно биотурбированный

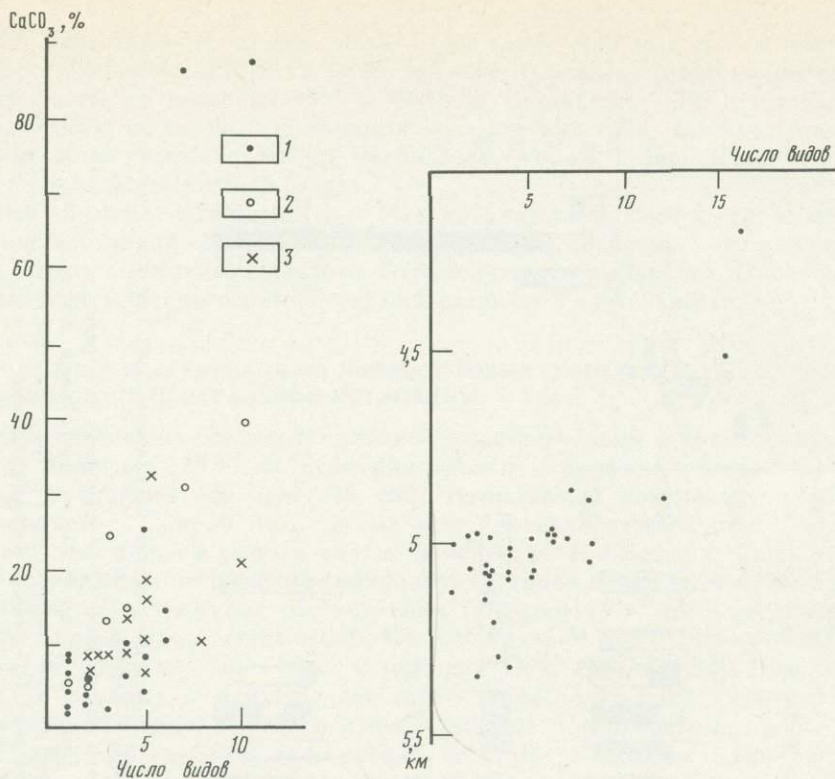


Рис. 34. Связь видового разнообразия кокколитов и карбонатности осадков
1—3 — литологические слои: 1 — слой I, 2 — слой II, 3 — слой III (см. рис. 33)

Рис. 35. Зависимость видового разнообразия известкового нанопланктона от глубины расположения осадков

районов Индийского океана (10° с.ш. — 10° ю.ш.) — 5000 м (Kolla et al., 1976). Кокколиты не встречены в осадках на глубине более 5100 м при карбонатности 3—4%.

2. Комплекс зоны *Emiliania huxleyi*, выявленный в изученных осадках, в различной степени затронут растворением, усиливающимся с глубиной расположения станций. Возможно, растворение явилось одной из причин отсутствия самой молодой зоны — *Emiliania huxleyi* Асме.

3. Наиболее устойчивыми к растворению показали себя виды *Ceratolithus cristatus*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Gephyroicapsa oceanica*.

4. Уменьшение карбонатности вверх по разрезу от литологического слоя III к слою I сопровождается уменьшением общих количеств кокколитов, что может быть связано с постепенным повышением уровня океана в постгляциальную стадию.

4.4. СТРАТИФИКАЦИЯ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ПО ДИАТОМЕЯМ

Панцири ископаемых диатомовых водорослей составляют значительную часть биогенного компонента биоген-четвертичных осадков Центральной котловины. Вскрытые здесь серией колонок кремнисто-глинистые отложения, содержащие диатомеи, характеризуются различным возрастным объемом непрерывных частей разреза и стратиграфической фрагментарностью его остальных интервалов.

Вариации возраста подошвы кремнистых осадков и их стратиграфического объема в значительной мере зависят от географического положения разреза, что вполне закономерно отражает постепенное расширение экваториального пояса кремне-накопления в Индийском океане и историю формирования тропической индо-океанской флоры диатомей — основного продуцента кремнезема в этих широтах.

Стратификация неоген-четвертичных отложений тропической области Мирового океана по диатомеям осуществляется в соответствии с зональной схемой Л. Баркла (Burckle, 1972, 1977; Barron, 1985). По этой схеме в конце верхнего миоцена и начала плиоцена выделена зона *Thalassiosira convexa*, оставшаяся часть плиоцена поделена на две зоны — *Nitzschia jouseae* и *Rhizosolenia praebergonii*; четвертичный интервал схемы представлен также двумя зонами — *Nitzschia reinholdii* и *Pseudoeunotia doliolus*. Детальное изучение диатомей в серии разрезов осадков Индийского (Казарина, 1978) и Тихого (Крашенинников и др., 1983) океанов позволило внести в схему Л. Баркла изменение, в соответствии с которым в эоплейстоценовом интервале (1,8—0,7 млн лет) тропической шкалы вместо зоны *Nitzschia reinholdii* выделена в определенной мере эквивалентная ей зона *Nitzschia fossilis*, отличающаяся большей латеральной протяженностью и более четким положением в разрезе. Преимущества зоны *Nitzschia fossilis* оценены рядом исследователей (Sancetta, 1982).

Выявленные в последние годы многочисленные датировочные уровни заметно увеличивают возможности стратиграфического использования диатомей, прежде всего в четвертичном интервале разрезов, хотя и являются менее надежными и пространственно более ограниченными критериями оценки возраста отложений (Казарина, 1978; Крашенинников и др., 1983; Barron, 1985).

В Центральной котловине (см. рис. 21, 23—26) наиболее древние отложения, датируемые диатомеями как верхнемиоценовые (зона *Thalassiosira convexa*, с присутствием вида *Nitzschia miocenica*), вскрыты двумя близко расположенными разрезами (ст. 4599 и скв. 215 DSDP) в ее северо-западной части, между хребтами Восточно-Индийским и Ланка. Несмотря на существенную разницу в мощностях вскрытых отложений (на ст. 4599 — 6 м, выход керна в скв. 215 DSDP — 74 м), разрезы представляются идентичными. Соотношение вертикального распределения в этих разрезах таких стратиграфически ценных видов, как *Nitzschia miocenica*, *Thalassiosira miocenica*, *Th. praeconvexa*, *Nitzschia jouseae*, свидетельствует о наличии в верхнемиоценовом и, возможно, нижнеплиоценовом интервалах скрытых перерывов осадконакопления или незначительного размыва осадков. Плиоценовые осадки, соответствующие зонам *Nitzschia jouseae* и *Rhizosolenia praebergonii*, накапливались в этом районе последовательно без каких-либо перерывов. Также в полном объеме представлена здесь эоплейстоценовая зона *Nitzschia fossilis*, завершающая разрез, вскрытый скв. 215 DSDP. В колонке ст. 4599 четко прослеживается более молодая плейстоценовая зона *Pseudoeunotia doliolus*, а в кровле разреза выявлены отложения, соответствующие слою с *Coccinodiscus nodulifer* (моложе 0,08 млн лет).

Сходный разрез, представленный также полным набором зон — от верхнемиоценовой части зоны *Thalassiosira convexa* до плейстоценовой *Pseudoeunotia doliolus*, вскрыт на ст. 1370. Однако здесь осадки зоны *Nitzschia jouseae* отличаются сильно сокращенным объемом (около 20 см), с перерывом залегают на верхнемиоценовой толще (зона *Thalassiosira convexa*, с присутствием вида *N. miocenica*) и также с перерывом подстилают отложения верхнеплиоценовой зоны *Rhizosolenia praebergonii*. Эоплейстоценовая зона *Nitzschia fossilis* и плейстоценовая зона *Pseudoeunotia doliolus* выделены в этом разрезе в полном объеме.

Верхнемиоценовые отложения, залегающие на небольшой глубине от поверхности дна, вскрыты также на ст. 1372. Зона *Thalassiosira convexa* выявлена в этом разрезе в интервале 12—35 см на основании присутствия в осадках среди редких диатомей вида-индекса и морфологически сходных с ним форм. Выше 12 см с

перерывом длительностью по крайней мере в 4 млн лет лежат осадки плейстоценовой зоны *Pseudoeunotia doliolus*. Результаты изучения диатомей в колонке ст. 1372 позволяют предположить неотложение осадков в этом районе в течение длительного периода времени либо их размыв в самом конце эоплейстоцена — начале плейстоцена.

Дважды разрезами на станциях 1359 и 5267 вскрыты отложения меньшего стратиграфического объема: в их основании залегают осадки нижнеплиоценовой (при двучленном делении плиоцена) зоны *Nitzschia jouseae*. Если на ст. 5267 это стратиграфическое подразделение представлено лишь небольшим маломощным (20—25 см) фрагментом, отвечающим самым верхам зоны, то на ст. 1359 зона *Nitzschia jouseae* вскрыта полностью. Выше в этих двух колонках выделены значительные по мощности (более 100 см) последовательно накопившиеся отложения позднемиоценового возраста. Идентифицирующая их зона *Rhizosolenia graebergonii* в колонке ст. 5267 представлена в полном объеме, на ст. 1359 осадки, отвечающие самой верхней части этой зоны, по-видимому, размывы, и выше с небольшим перерывом залегают слой (10 см) нерасчлененных четвертичных отложений.

Распределение диатомей в небольших по мощности кремнистых слоях верхних частей колонок станций 1373 и 1365 сходно. В этих колонках на небольшой от поверхности дна глубине (менее 50 см) вскрыты фрагменты верхнеплиоценовой зоны *Rhizosolenia graebergonii*, на которых с перерывом продолжительностью не менее 1,5 млн лет залегают маломощные (10 см) осадки плейстоценовой зоны *Pseudoeunotia doliolus* (моложе 400 тыс. лет).

Серией колонок на станциях 4903, 1369, 1368, 4603 вскрыты однотипные разрезы, в основании которых осадки отвечают эоплейстоценовой зоне *Nitzschia fossilis*. В этих разрезах стратиграфический объем зоны *N. fossilis* выдержан: как правило, распределение диатомей позволяет идентифицировать здесь верхнюю часть зоны, для которой характерно присутствие силикофлагеллят *Mesocena elliptica*. Выше в этих колонках в полном объеме представлены осадки плейстоценовой зоны *Pseudoeunotia doliolus*.

На станциях 4609, 4901, 1371 диатомей присутствуют только в самых верхних частях колонок. На основании состава флоры установлен позднеплейстоценовый возраст содержащих диатомей отложений.

Таким образом, в Центральной котловине наиболее полные разрезы неоген-четвертичных кремнистых отложений, представленные закономерно сменяющимися друг друга зональными подразделениями, вскрыты только на ст. 4599 и в скв. 215 DSDP.

На основании изучения вертикального распределения диатомей в исследованной серии колонок выявлены только верхние горизонты миоценовых отложений (не древнее 6 млн лет). Как правило, кровля верхнемиоценовых отложений размыва и плиоценовые осадки залегают на них с небольшим перерывом. Наблюдаются также незначительные по продолжительности и часто скрытые перерывы внутри верхнемиоценовой толщи осадков.

В колонках станций 1370, 5267, 1359 выявлены лишь верхние, различные по стратиграфическому объему части непрерывного плиоценового разреза. Наиболее устойчиво, начиная с 4 млн лет назад, плиоценовые осадки отлагались в районе станций 5267 и 1359, где вскрыты практически в полном объеме зоны *N. jouseae* и *Rh. graebergonii*. Четвертичные отложения в максимальном стратиграфическом объеме представлены в колонках станций 1370, 1369, 5267, 1368.

Самый продолжительный стратиграфический перерыв, по данным диатомового анализа, отмечен в колонке ст. 1372 (более 4 млн лет), где на отложениях верхнего миоцена залегают осадки верхней части плейстоценовой зоны *Pseudoeunotia doliolus* (моложе 0,4 млн лет), т.е. полностью отсутствуют отложения плиоцена, эоплейстоцена и большей части плейстоцена. Продолжительный перерыв

(не менее 1,5 млн лет) отмечен и в плиоцене на ст. 1370: здесь на отложениях верхнего миоцена залегают осадки верхней части нижнеплиоценовой зоны *Nitzschia jouseae*. Такие же значительные перерывы обнаружены в четвертичном интервале разрезов на станциях 1373 и 1365, где осадки верхнеплиоценовой зоны *Rhizosolenia graebergonii* перекрыты мало мощными верхнеплейстоценовыми отложениями.

4.5. РАДИОЛЯРИИ В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ

Радиолярии изучались в 36 пробах из поверхностного слоя и разрезов осадков, поднятых в Центральной котловине в 31-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" и в 11-м рейсе нис "Академик Курчатов" (см. рис. 19, 22—24). Для поверхностного слоя осадков характерны типично тропические виды радиолярий, широко распространенные и в других тропических районах Мирового океана (Петрушевская, 1967, 1972, 1973; Nigrini, 1967; Левыкина, 1969; Lozano, Hays, 1976; Renz, 1976; Dow, 1976; Johnson, Nigrini, 1980; Левыкина, 1986). Наиболее близка к Центральной котловине в отношении радиолярий акватория западной части Индийского океана вплоть до 70° в.д. (Johnson, Nigrini, 1980). Д. Джонсоном также были исследованы радиолярии из Центральной котловины — в кернах скважин 213—218 DSDP (Johnson, 1974).

Вскрытые в Центральной котловине отложения (профили станций 2896—2922, 1352—1373) стратифицированы в соответствии со схемами неогена (Riedel, Sanfilippo, 1970, 1978) и плейстоцена (Nigrini, 1971) тропической области (см. рис. 22—24). На основании этих и других схем, а также на основании имеющихся у нас сведений о вертикальном распространении отдельных видов и комплексов радиолярий возрастной интервал отложений колеблется от самого позднего (переходного к плиоцену) миоцена до голоцена (зоны *Stichocory peregrina* — *Buccinosphaera invaginata*).

Наиболее полный разрез неоген-четвертичных отложений вскрыт на станциях 1370, 1352-59 и 2896, но ни одна из исследованных колонок не представлена четвертичными отложениями в полном объеме. Практически во всех колонках интервалу отложений от верхов плиоцена до верхов зоны *Amphirrhopalum upsilon* — основания зоны *Collosphaera tuberosa* — соответствует резко выраженный перерыв (верхняя граница около 400 тыс. лет). Следовательно, во всех исследованных колонках отложения нижнего плейстоцена и достоверного среднего плейстоцена (зоны *Anthocyrtidium angulare* и *Amphirrhopalum upsilon*) в большей их части не обнаружены.

Мощность вскрытых четвертичных отложений следующая: порядка 50—80 см на профиле станций 2898—2922 и 10—20 см на профиле станции 1352-59—1373 (за исключением ст. 1370, где мощность четвертичных осадков около 2 м).

Отложения верхнего плиоцена (зона *Pterocanium prismatium*) достоверно вскрыты лишь на станциях 1370, 1365 и 1352-59 (возраст 1,73—2,5 млн лет); мощность их около 1,5 м.

Отложения нижнего плиоцена (зона *Spongaster pentas*) достоверно подстилают осадки вышележащей зоны *Pterocanium prismatium* на станциях 1370, 1365 и 1352-59, причем только на станции 1352-59 по всему разрезу наблюдается богатый по численности и разнообразию комплекс радиолярий. Мощность осадков зоны *S. pentas* от 0,3—0,8 до 2,5 м (возможно, что на станции 1352-59 отложения этой зоны вскрыты частично).

В остальных колонках (к северу от названных станций, см. рис. 21) зона *S. pentas* отделена от четвертичных отложений интервалом осадков, возраст которых можно оценить лишь условлено как плиоцен-четвертичный: как правило, встречаются немногочисленные остатки радиолярий широкого вертикального диапазо-

на при отсутствии видов-индексов. Нередко создается впечатление отсортированности комплекса, иногда с признаками растворения, преимущественным накоплением отдельных видов — *Zigocircus productus*, *Zigocircus capulosus*, *Dimelissa apis*, *D. thogacites* и др. и значительным количеством раздробленных скелетов. Это позволяет предположить, что названный плиоцен-четвертичный интервал отложений накапливался очень медленно или находился во вторичном залегании, тем более что нередко в этом интервале разреза выявлены турбидиты.

В других случаях (станции 2897, 1372) на отложениях зоны *S. pentas* несогласно лежат вышеописанные четвертичные осадки, которые могут быть оценены как поздний плейстоцен (зона *Collosphaera tuberosa* — поздняя часть зоны *Amphighoralum ursilon*). Во всех колонках, где отложения плиоцена достоверно не вскрыты (станции 2922, 2907, 2898, 1373), осадки названных четвертичных зон подстилаются отложениями, содержащими незначительное число остатков радиолярий (или они отсутствуют), возраст которых может быть условно определен лишь как неоген-четвертичный или четвертичный. Причем между достоверно датированными отложениями позднечетвертичного возраста и подстилающими их плиоцен-четвертичными во всех случаях имеется резкая литологическая или фаунистическая граница.

Наиболее древние отложения (верхний миоцен, зона *Stichocorys peregrina*) вскрыты на станциях 2896, 2899, 1370, 1372. На трех последних это самый молодой, переходный к зоне *Spongaster pentas* комплекс. Однако численность и разнообразие миоценовой фауны сравнительно малы (за исключением отдельных интервалов). Иногда она представляется переотложенной (ст. 2899).

В пределах миоцен-среднеплейстоценового интервала разреза можно отметить ряд существенных рубежей, связанных с изменениями в Центральной котловине условий осадконакопления вообще и с особенностями биогенного кремненакопления в частности. Так, в миоценовой части колонок станций 1365, 1372, и 1373 чередуются осадки, где радиолярии отсутствуют или единичны, и осадки (соответственно гор. 144, 100, 7 см), в которых выявлен комплекс радиолярий зоны *Stichocorys peregrina*. В пределах осадков этой зоны также выделяются слои, где численность радиолярий мала, сохранность их плохая (много раздробленных форм); обеднен видовой набор с преимущественным накоплением отдельных видов, что при нормальных условиях осадкообразования не характерно для тропических районов океана. Такие интервалы отмечены на станциях 2896 и 2899 (гор. 296—336 и 350—405 см). Интервалы, обедненные скелетами радиолярий, встречены и в пределах зоны *Spongaster pentas* раннего плиоцена (ст. 2896, гор. 62—158 см; ст. 2899, гор. 130—175 см; ст. 1365, гор. 144—120 см; ст. 1370, гор. 357—344 см; ст. 1372, гор. 35—15 см). Отсутствие или низкая численность радиолярий во всех описанных случаях объясняется, по-видимому, изменением циркуляции вод и положения продуктивной зоны. Возможны вариации темпов поступления терригенного материала.

Выше по разрезу во всех колонках отмечены уровни, где отсутствуют осадки верхнего плиоцена — верхнего — среднего плейстоцена. На основании данных по радиоляриям трудно объяснить природу этого регионального перерыва. Однако можно утверждать, что циркуляция, существующая ныне в Центральной котловине, установилась около 400 тыс. лет назад. В ряде случаев (ст. 2907, гор. 44—46 см; ст. 2896, гор. 46—61; ст. 2897, гор. 38 см; ст. 2898, гор. 84 см; ст. 2899, гор. 65—66 см; ст. 1365, гор. 32 см; ст. 1352-59, гор. 80—30 см; ст. 1370, гор. 70 см; ст. 1372, гор. 0 см) верхняя граница этого перерыва маркируется, по нашему мнению, комплексами радиолярий с признаками похолодания. Действительно, в названных горизонтах перечисленных колонок на фоне типично тропического комплекса присутствуют повышенное для тропических районов число видов и экземпляров-космополитов, а также мелких по размеру видов сем. *Artostrobiidae* и видов сем. *Spongodiscidae* в целом; в некоторых случаях нами обнаружены даже антаркти-

тические виды (*Triceraspyris antarctica*, *Mitrocalpis aranefera*, ст. 2896, гор. 54—55 и 60—61 см). Среди видов-космополитов встречены *Artostrobos jorgenseni* Pebrush., *Sethoconus tabulatus* (Cleve), *Artostrobos annulatus* (Bailey), *Diplocyclas cornuta* (Bailey), *D. davisiana* (Ehr.), *Pseudodictyophimus gracilipes* (Bailey), *P. platycephalus* и др. Наличие прослоев с необычно большим числом видов, которые более характерны для холодноводных районов и обитают на больших (до нескольких тысяч метров) глубинах, свидетельствует, по нашему мнению, о притоке в исследованный район холодных глубинных вод, что, возможно, связано с усилением придонной циркуляции. Вероятно, именно этим объясняется значительное переотложение плиоцен-миоценовых радиолярий, обнаруженное в осадках верхней части разреза. К выводу об усилении придонной циркуляции, а возможно, и движения к северу придонных антарктических вод пришла Р. Дау на основании исследования радиолярий в южной части Индийского океана (Dow, 1976).

Ряд исследованных дночерпательных проб подтверждает стратификацию четвертичных отложений, полученную при исследовании колонок: под маломощными верхнечетвертичными осадками залегают с перерывом более древние отложения. В целом стратификация, полученная нами, аналогична результатам исследования радиолярий в скважинах 213—218 DSDP (Johnson, 1974): возраст отложений от четвертичного до среднемиоценового.

4.6. СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Комплексная стратификация осадков Центральной котловины (см. рис. 21—23) показала, что наблюдаемые в неоген-четвертичных разрезах литологические изменения вполне закономерны и отражают воздействие глобальных причин на условия седиментации. За этот исторический этап многократно менялась ориентировка магнитного поля, существенно эволюционировал органический мир, происходили заметные флуктуации климата, перестраивалась структура вод.

Результаты исследования довольно многочисленных разрезов свидетельствуют о хорошей сопоставимости палеомагнитных, микропалеонтологических и литологических данных. Наиболее древние (верхнемиоценовые) отложения, содержащие кремнистые биогенные остатки, вскрыты на станциях 4599, 1370, 1372, 1373, 2896 и 2899, а также в скв. 215. Видимая мощность их варьирует в широких пределах, но не превышает 38 м. Осадки представлены гемипелагическими глинами, местами обогащенными радиоляриями. Кровля верхнемиоценовых отложений часто размыта, встречаются перерывы и внутри этой толщи. В ряде колонок ниже миопелагических глин залегают (с перерывом или без него) "немые" эвпелагические глины и цеолитово-глинистые осадки, условно отнесенные также к верхнемиоценовым.

Фрагменты или относительно полные разрезы плиоценовых отложений вскрыты скв. 215 и большинством изученных колонок (см. рис. 19—21).

Мощность их достигает местами 28 м. Для плиоценового разреза характерны мио- и гемипелагические глины, радиоляриево-глинистые и глинисто-радиоляриевые илы, при этом кремнистость осадков постепенно увеличивается вверх по разрезу. Фрагментарность изученной толщи обусловлена перерывами.

Мощность плейстоценовых отложений (включая эоплейстоцен) изменяется в пределах 10—900 см. Осадки в основном представлены глинисто-радиоляриевыми, радиоляриево-диатомовыми и радиоляриево-глинистыми илами, гемипелагическими глинами. На приподнятых участках дна разрез сложен известковыми илами. Подобно нижележащим толщам, для плейстоценовых осадков характерны перерывы.

Голоценовые отложения не образуют сплошного покрова. Имеющиеся литологические данные свидетельствуют о том, что мощность их варьирует от нулевых значений до 25 см. По составу голоценовые осадки близки к плейстоценовым.

Таким образом, в основании изученного неоген-четвертичного пелагического разреза залегают "немые" цеолитово-глинистые осадки и эвпелагические глины, перекрытые верхнемиоценовыми—плейстоценовыми миопелагическими глинами. Разрез наращивается радиоляриево-глинистыми, а затем и глинисто-радиоляриевыми илами, возраст которых к югу и северу от широтной полосы 7—10° ю.ш. постепенно уменьшается от верхнемиоценового до голоценового (см. врезку на рис. 22). Гемипелагический разрез представлен главным образом верхнемиоценовыми—голоценовыми восстановленными глинами. Верхняя часть этой толщи нередко обогащена радиоляриями, фораминиферами, кокколитами.

Наблюдаемые закономерные изменения состава неоген-четвертичных осадков Центральной котловины отражают, по-видимому, явления глобального масштаба. В начале позднего миоцена наиболее широко в Центральной котловине были распространены гемипелагические и пелагические глины. Конец позднего миоцена ознаменовался зарождением пояса биогенного кремненакопления в широтной полосе между 7 и 10° ю.ш. (Свальнов, 1983). Образование глинисто-кремнистых илов продолжается и в настоящее время, однако площадь распространения их в ходе геологической истории постепенно увеличивалась в широтном направлении, вызывая соответствующее сокращение ареалов пелагических и гемипелагических глин (см. рис. 20).

Проведенные комплексные исследования колонок осадков позволяют сделать важные для понимания истории седиментации в Центральной котловине выводы: 1) в конце миоцена между 7 и 10° ю.ш. зародился приэкваториальный пояс кремненакопления; 2) в позднем плиоцене — плейстоцене пояс расширился до 20° ю.ш., т.е. преобладало расширение на юг; 3) увеличение масштабов пояса кремненакопления происходило постепенно в интервале времени от 1,8 до 0,2 млн лет назад, однако наиболее интенсивно — последние 0,7—1 млн лет.

Таким образом, можно говорить о двух глобальных фазах перестройки палеогеографических условий неоген-четвертичного осадкообразования, в основе которых лежат взаимосвязанные природные процессы — изменения климата и циркуляции водных масс (Свальнов, Демиденко, 1982; Свальнов, 1983). Первая перестройка отвечала, по-видимому, позднемиоценовому похолоданию климата и увеличению ледникового покрова в Антарктике, что привело к формированию в приэкваториальной полосе зоны дивергенции и развитию кремневого планктона. Вторая перестройка совпадает с похолоданием поверхностных вод океана в плейстоцене. В это время стабилизировалась зона тропической дивергенции вод и пояс кремненакопления расширялся на юг. За последние 0,2 млн лет пояс заметно расширился и на север, несколько усилилось биогенное карбонатакопление. Место заложения пояса кремненакопления (7—10° ю.ш.) сохраняет свое положение с позднего миоцена до настоящего времени.

Выше уже отмечалось (см. наст. главу), что в изученных колонках комплексом методов выявлены многочисленные перерывы продолжительностью от 0,2 до 4,5—5 млн лет. Наиболее выдержанным по площади представляется позднплейстоценовый перерыв, проявившийся около 0,3—0,5 млн лет назад. В ряде колонок нет голоценовых осадков, перерывы приходятся на поздний плиоцен — ранний плейстоцен и конец позднего миоцена. Самые длительные перерывы охватывают весь плиоцен и основную часть плейстоцена. Помимо явных стратиграфических перерывов, в разрезах вероятны кратковременные скрытые перерывы (резко замедленная седиментация), маркированные горизонтами погребенных железомарганцевых конкреций и геохимически аномальными горизонтами осадков.

Причиной перерывов в Центральной котловине являются, на наш взгляд, гравитационные процессы, а также эрозия и неотложение осадочного материала, связанные с климатическими событиями в Антарктике и сопровождающимися их изменениями циркуляции поверхностных и глубинных вод. Палеоклиматические кривые, построенные по методике Т. Кана и И. Коизуми (Kanaya, Koizumi, 1966),

позволяют предположить, что в Центральной котловине наиболее существенные перестройки биономических условий в плиоцен-четвертичное время, выразившиеся, возможно, в незначительном понижении температуры поверхностных вод, но, скорее всего, в усилении придонной циркуляции (и соответственно дивергенции), происходили во второй половине раннего плиоцена (верхи зоны *Thalassiosira conveха*, 4,5—4,3 млн лет назад, зона *Nitzschia jouseae*, 3,5—3 млн лет назад), на границе плиоцена и эоплейстоцена (верхи зоны *Phizocollenia praebergonii*, 1,9—1,8 млн лет назад) и неоднократно (не менее трех раз) в плейстоцене (зона *Pseudoenotia doliolus*, осадки моложе 0,7 млн лет).

Таким образом, неполнота разрезов, соотношение осадков в колонках и на площади, палеоклиматические кривые убеждают в том, что в неоген-четвертичное время в Центральной котловине, как и в Индийском океане в целом, неоднократно изменялись климатические и гидрологические условия. Усиление циркуляции поверхностных вод создавало благоприятные условия для развития планктона, а ускорение придонных течений вызывало размыв и переотложение осадков, формируя локальные и региональные перерывы различной длительности. В случае гравитационного перемещения вещества (практически мгновенный процесс) наблюдаемая стратиграфическая неполнота разреза не адекватна длительности перерыва, что необходимо учитывать при палеогеографических построениях.

4.7. СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Новые стратиграфические данные (Демиденко и др., 1988; О.Б. Дмитренко, Г.Х. Казарина, С.Б. Кругликова — наст. глава) и работы А.П. Лисицына (1974), В.Н. Свальнова (Свальнов и др., 1976) позволяют судить о пространственно-временных вариациях темпов седиментации в Центральной котловине. Для оценки средних скоростей в основном использованы результаты палеомагнитных и микропалеонтологических исследований (см. рис. 21—23).

Как было выявлено ранее (Свальнов и др., 1976), намечается следующий ряд уменьшения темпов накопления различных осадков: терригенные обломочные и глинистые илы — известковые илы — глинисто-кремнистые илы — миопелагические глины — эвпелагические глины. Действительно, за последние 0,7 млн лет гемипелагические глины с прослоями терригенных турбидитов отлагались со скоростью 10—115 мм/1000 лет (максимум — на юге Бенгальского залива, минимум — в северной части Центральной котловины). Темпы накопления кокколитовых и фораминиферовых осадков колебались от 3 до 30 мм/1000 лет, а глинисто-кремнистых и кремнисто-глинистых илов — в пределах 1—10 мм/1000 лет. Скорость накопления миопелагических глин составляла 1—3 мм/1000 лет. Наиболее медленно отлагались эвпелагические глины — менее 1 мм/1000 лет. Сопоставление показывает, что по отношению к гемипелагическим осадкам темпы формирования пелагических илов на два порядка ниже. К тому же в зависимости от расчлененности рельефа, биологической продуктивности и придонной циркуляции вод скорость седиментации в пелагических районах подвержена сильным колебаниям в пространстве и во времени.

Судя по детальным исследованиям на полигоне 1352, суммарная мощность условно голоценовых пелагических осадков колеблется от нулевых значений до 25 см (редко), т.е. скорость накопления их не превышает 25 мм/1000 лет. Мощность плейстоценовых осадков (включая эоплейстоцен) в изученных колонках варьирует в пределах 10—900 см, поэтому средняя скорость седиментации в плейстоцене составляла 0,1—4,4 мм/1000 лет, достигая максимума в центре пояса биогенного кремненакопления (10° ю.ш.) и уменьшаясь на его периферии. В эпоху Брунес пелагические осадки накапливались со скоростью 0,1—6,2 мм/1000 лет.

Мощность плиоценовых отложений изменяется от нулевых величин до 28 м

(скв. 215). Таким образом, средняя скорость осадконакопления в основном колебалась в пределах 0—1,1 мм/1000 лет, а в наиболее продуктивной зоне биогенного кремненакопления, вероятно, превышала 6 мм/1000 лет (9,3 мм в скв. 215). В изученных колонках выявлены только верхние части миоценовой толщи осадков. Видимая мощность их составляет не более 240 см. Как правило, кровля миоценовых отложений размыта, наблюдаются многочисленные пере­рывы и внутри толщи, главным образом представленной миопелагическими и "немыми" эвпелагическими глинами. Все это затрудняет расчленение раз­реза и оценку темпов седиментации. В скв. 215 верхнемиоценовые осадки имеют мощность 38 м, т.е. они накапливались со средней скоростью 7,6 мм/1000 лет.

Наиболее устойчивая пелагическая седиментация сохранялась в неоген-чет­вертичное время вблизи 10° ю.ш. В других районах пониженные темпы осад­конакопления характерны для склонов подводных поднятий, а в западинах дна скорости возрастают. Средние темпы седиментации составляли (в мм/1000 лет): в голоцене — менее 25; в плейстоцене (включая эоплейстоцен) — 4,4; в плио­цене — 9,3; в позднем миоцене — 7,6; в эпоху Брюнес — 0,8—6,2; в эпоху Матуя­ма — 1,1—1,8 (более 4,2 на ст. 4905); в эпоху Гаусс — 1,5—2,2; в эпоху Гиль­берт — 0,5—0,9.

Анализ вариаций темпов седиментации во времени показал, что скорости были выше и более изменчивы в эпоху Брюнес и, наоборот, ниже и менее из­менчивы в предшествующие эпохи (Гильберт—Матуяма).

5. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДОННЫХ ОСАДКОВ И ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

Изучение инженерно-геологических характеристик грунта в районах рас­пространения рудных залежей железо-марганцевых конкреций (ЖМК) и физи­ческих свойств самих конкреций необходимо как для решения проблемы ге­незиса ЖМК, так и в связи с задачами практического освоения минеральных ресурсов глубоководных областей Мирового океана.

Материал для исследований (185 образцов осадков и 38 конкреций) собран в 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" в пределах полигона 1352 (Цен­тральная котловина) и на меридиональном профиле между 8 и 13° ю.ш. (см. рис. 19, 24). Непосредственно на борту судна были определены плотность (объемный вес) (Δ), естественная влажность (w) и пористость (n) осадков и конкреций. Определения физических свойств выполнены по стандартным ме­тодикам (Белявский, 1977; Кобранова и др., 1977; Бабинец и др., 1981).

По физическим параметрам (цвет, влажность, пористость, плотность), по степени переработки бентосными организмами, а также по интенсивности процессов диагенеза монолит дночерпательной пробы (0—25 см) В.Н. Свальнов расчленил на слои I, II, III (см. выше). Пробы осадков для изучения физических свойств отобраны в слоях I и III. Слой I представлен гомогенными полужид­кими глинисто-радиоляриевыми илами, реже слабоизвестковистыми, на по­верхности которых практически повсеместно встречаются ЖМК. Образцы для определения физических свойств отбирались непосредственно с поверхности (0—1,5 см). Осадки поверхностного слоя отличаются высокими w и n : в среднем $\Delta = 1,15 \text{ г/см}^3$, $w = 82,3\%$, $n = 95,5\%$. Появление известковой составляющей (до 10% CaCO_3) лишь незначительно уменьшает влажность и пористость (до 81,5 и 94,2% соответственно). Высокая влажность поверхностного слоя осад­ков, затронутых диагенезом, обуславливает его проницаемость для диффузион­ных потоков вещества как по вертикали, так и по горизонтали (Страхов, 1953) и имеет огромное значение для понимания геохимических процессов в осадках.

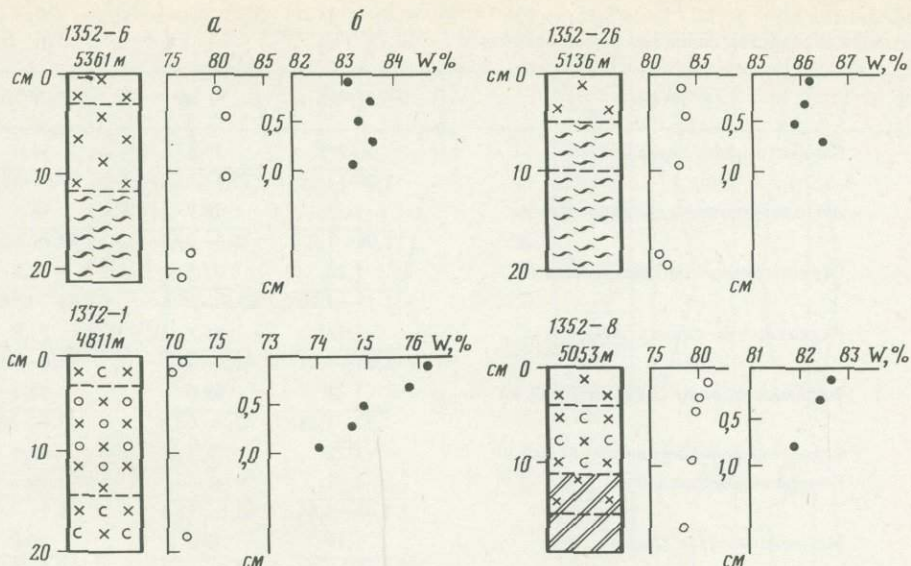


Рис. 36. Вариации естественной влажности в слоях 0—20 см (а) и 0—1 см (б)
Условные обозначения см. на рис. 21

В некоторых дночерпателях проведено послойное определение влажности в пределах поверхностного сантиметрового слоя (через каждые 2 мм). Результаты определений показаны на рис. 36. Так, например, в фораминиферово-радиоляриевом осадке (ст. 1372-1) влажность в пределах слоя 0—1 см изменяется от 76,2 до 74,0%, а на глубине 2 см — до 70,5%. Для глинисто-радиоляриевого ила (ст. 1352-8) w постепенно уменьшается от 82,6% (0—0,2 см) до 80,5% (1—2 см). В среднем градиент влажности слоя 0—1 см составил 0,16% на 1 мм.

Слой III, выделенный в основании вскрытого дночерпателями разреза, представлен этмодискусово-радиоляриевыми, реже глинисто-радиоляриевыми илами. Осадки этого слоя в большей степени переработаны бентосными организмами, несут следы раннего диагенеза, для них характерна повышенная карбонатность по сравнению с осадками слоя I. В среднем для этмодискусово-радиоляриевых илов $\Delta = 1,17 \text{ г/см}^3$, $w = 78,6\text{—}79,2\%$, $n = 92,5\text{—}93,5\%$. Средняя плотность глинисто-радиоляриевых илов немного выше — $1,2 \text{ г/см}^3$ (для слабоизвестковой разности — $1,23 \text{ г/см}^3$) при меньшей влажности и пористости (74—77,5 и 91,8—92,8% соответственно).

Осадки, вскрытые прямоточными трубками (глубже 25 см), относятся к различным литологическим типам. Сведения об их физических свойствах представлены в табл. 10.

Глинисто-радиоляриевые, этмодискусово-радиоляриевые, радиоляриево-этмодискусовые и радиоляриево-глинистые илы имеют близкие значения физических свойств: $\Delta = 1,17\text{—}1,18 \text{ г/см}^3$, w меняется от 76,8% у радиоляриево-глинистых илов до 79,4% у глинисто-радиоляриевых, n варьирует соответственно от 91,8 до 94%. Сходными значениями плотности ($\Delta = 1,19 \text{ г/см}^3$) при более низкой влажности ($w = 75\%$) и пористости ($n = 90\%$) обладают миопелагические глины. Резкое увеличение плотности (до $1,64 \text{ г/см}^3$ при среднем значении $1,53 \text{ г/см}^3$) характерно для гемипелагических глин, в составе которых появляется заметная примесь обломочных минералов. Их влажность в среднем составляет 45,6%, а пористость — 70,3%.

Таблица 10

Физические свойства основных типов осадков

№ п/п	Тип осадка	Δ , г/см ³	w, %	n, %*
1	Глинисто-радиоляриевый ил	1,17**	79,4	94,0
		1,08—1,27	72,0—85,0	87,3—99,8
2	Этмодискусово-радиоляриевый ил	1,17	78,9	93,1
		1,08—1,22	75,4—85,6	89,9—98,8
3	Радиоляриево-этмодискусовый ил	1,18	77,5	91,8
		1,15—1,26	67,8—84,4	84,7—96,5
4	Радиоляриево-глинистый ил	1,18	76,8	91,8
		1,13—1,21	81,8—74,5	88,4—93,7
5	Фораминиферово-кокколитовый ил	1,47	48,9	72,1
		1,37—1,58	43,9—53,9	69,9—74,4
6	Фораминиферово-радиоляриевый ил	1,22	71,5	88,0
		1,53	45,6	70,3
7	Гемипелагическая глина	1,42—1,64	40,1—52,3	66,5—75,2
		1,19	75,0	90,0
8	Миопелагическая глина	1,18—1,24	71,7—76,6	88,5—91,4
		1,30	63,4	82,9
9	Эвпелагическая глина	1,23—1,40	57,8—68,3	81,1—85,4
		1,36	61,5	84,4
10	Цеолитово-глинистый осадок	1,35—1,37	60,1—62,8	83,4—85,4
		1,50	46,3	70,1
11	Тефра			

*При вычислении пористости соленость морской воды принята равной 35⁰/∞.

**В числителе — среднее значение, в знаменателе — пределы колебания параметров.

Таблица 11

Физические свойства ЖМК*

Морфогенетический тип ЖМК (по Скорняковой, 1984)	Количество	Δ , г/см ³	w, %	n, %
Седиментационный	20	1,59	29,9	48,4
		1,28—1,90	26,3—32,6	40,0—59,1
Седиментационно-диагенетический	4	1,65	30,6	50,8
		1,52—1,70	29,9—31,3	46,7—53,6
Диагенетический	14	1,75	31,9	56,5
		1,26—2,10	29,3—36,4	41,0—64,1

*См. примеч. к табл. 10.

Анализируя полученные данные, можно сделать вывод: наиболее существенные изменения с глубиной физических свойств связаны в первую очередь со сменой литологических типов осадков. Так, распределение параметров в колонке ст. 1369, сложенной близкими по составу глинисто-радиоляриевыми и радиоляриево-глинистыми илами, характеризуется достаточно резкими изменениями лишь в верхнем слое (0—25 см) осадков; напротив, для колонки ст. 1365 характерны значительные изменения физических параметров вниз по разрезу, что обусловлено сменой глинисто-радиоляриевых и радиоляриево-глинистых илов миопелагическими и эвпелагическими глинами (рис. 37).

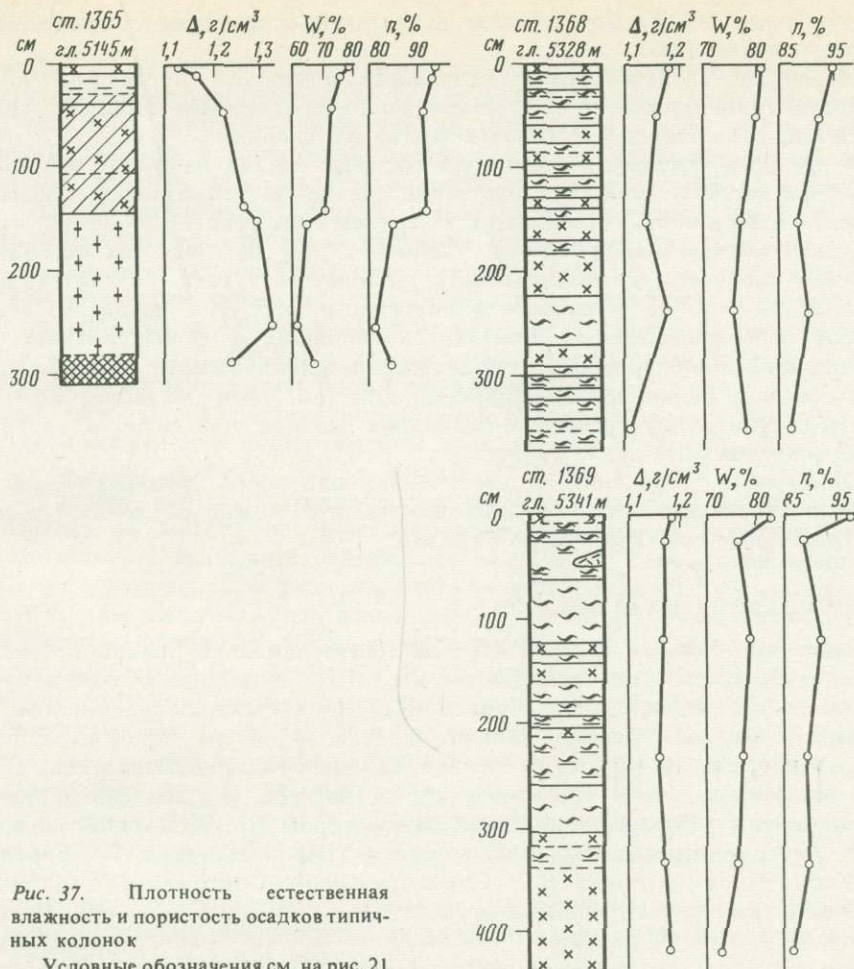


Рис. 37. Плотность естественная
влажность и пористость осадков типичных колонок
Условные обозначения см. на рис. 21

Железо-марганцевые конкреции обнаружены практически во всех дночерпательных пробах. Они располагаются преимущественно на поверхности и внутри поверхностного гомогенного слоя осадков. Физические свойства ЖМК приведены в табл. 11. Обнаружена тенденция к увеличению плотности диагенетических конкреций по сравнению с седиментационными. Промежуточное положение занимают седиментационно-диагенетические конкреции. Выявленное несоответствие изменений влажности и пористости возрастанию плотности конкреций (увеличение w и n , а не уменьшение, как следовало бы ожидать), вероятно, объясняется различным строением морфогенетических типов (как внешней оболочки, так и ядра). В будущем при определении влажности и пористости конкреций необходимо учитывать то, что влагонасыщенность ядер конкреций существенно меньше, чем содержание влаги в ядре, а вес и объем ядер часто превышают те же параметры рудной оболочки. Вероятно, именно за счет физических свойств ядер конкреций возникает столь широкий диапазон изменений значений Δ , w и n . Среднее значение плотности конкреций составляет $1,66 \text{ г/см}^3$, что значительно превышает плотность подстилающих осадков ($\Delta = 1,15 \text{ г/см}^3$). Объяснить эффект "непотопляемости" можно лишь на основе большого количества измерений прочностных свойств илов, а также по мере развития

теории генезиса ЖМК. Проведенные исследования позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Физические свойства осадка (плотность, влажность, пористость) обусловлены его литологическим типом (вещественно-генетическим составом, гранулометрией и др.) и в итоге — условиями осадконакопления.

2. В пределах распространения одного типа осадка наиболее заметное изменение физических свойств с глубиной (увеличение плотности, уменьшение пористости и влажности) происходит в верхнем слое осадков (0—1 см), отражая начало диагенетических процессов. Глубже 25 см наблюдается стабилизация физических свойств, т.е. интенсивность диагенеза затухает. Резкая неоднородность слоя 0—1 см по влажности и пористости, вероятно, создает основу для процессов перераспределения вещества, приводящих к формированию ЖМК.

3. Глинисто-радиоляриевые, этмодискусово-радиоляриевые, радиоляриево-этомодискусовые и радиоляриево-глинистые илы (см. табл. 10) образуют единую литологическую группу кремнисто-глинистых осадков, для которых характерны сходные значения физических свойств.

4. Обнаружена тенденция к увеличению плотности диагенетических конкреций по сравнению с седиментационными, что можно объяснить различной структурой морфогенетических типов ЖМК.

6. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДКОВ

Изучение химического состава осадков Центральной котловины проводилось сотрудниками Института океанологии им. П.П. Ширшова в экспедиционных условиях и в стационарных лабораториях. На атомно-абсорбционном спектрофотометре фирмы "Перкин Элмер", модель 403 были определены Fe, Mn, Cu, Ni, Cr, Co, Zn, Ti, Ba, Sr, V, Pb, Mo, Li (аналитик Н.Н. Завадская). Все элементы анализировались в пламени ацетилен—воздух. Полные силикатные анализы выполнены рентгенофлюоресцентным методом Т.Г. Кузьминой на приборе VRA-20. Реакционноспособные формы железа (III) и марганца (IV) определены Н.Н. Жабиной по методике В.С. Соколова (1980). Содержание "избыточного" (аморфного) кремнезема оценивалось расчетным путем, исходя из принятых соотношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в разных типах осадков. Прямой анализ аморфного SiO_2 выполнен методом двойной содовой вытяжки Н.П. Толмачевой. Она же анализировала объемно-газовым методом (по Кноппу) $\text{C}_{\text{орг}}$ и CO_2 . В ряде проб определение $\text{C}_{\text{орг}}$ проводилось Л.Е. Сипайло методом сжигания (Марина и др., 1984). Всего различными методами было исследовано около 200 образцов. Полученные результаты группировались по типам осадков близкого возраста, и в пределах выделенных групп подсчитывались средние валовые содержания компонентов. В тексте и сводных таблицах приняты следующие аббревиатуры названий осадков:

РД — радиоляриево-диатомовый ил; РДт — то же, туффитовый; ГР — глинисто-радиоляриевый ил; ГРд — то же, обогащенный диатомеями; ГРси — то же, слабоизвестковистый; РГ — радиоляриево-глинистый ил; РФ — радиоляриево-фораминиферовый осадок; КФ — кокколито-фораминиферовый осадок; МГ — миопелагическая глина; МГр — то же, обогащенная радиоляриями; МПГ — миоценовая пелагическая (миопелагическая) глина; МПГр — то же, обогащенная радиоляриями; МПГц — то же, обогащенная цеолитами; ЭГ — эвпелагическая глина; ЦГ — цеолитово-глинистый осадок; ГГ — гемипелагическая глина; ГГМ — миоценовая гемипелагическая глина.

Проведенные ранее исследования химического состава разновозрастных осадков Центральной котловины (Свальнов, 1983) показали, что средние содержания железа, титана и марганца постепенно увеличиваются в ряду от терригенных обломочных осадков к глинистым, достигая максимума в эвпелагических глинах. В этом же ряду убывает количество валового и аморфного кремнезема, $S_{орг}$ и CO_2 . В карбонатных осадках наблюдается относительное возрастание доли железа, марганца, титана и валового кремнезема при переходе к более глинистым их разновидностям (с уменьшением $CaCO_3$). Резкое обогащение органическим углеродом характерно для мелководных смешанно-детритовых осадков. В глинисто-кремнистых илах отчетливо прослеживается увеличение содержания валового и аморфного кремнезема, а также органического углерода при переходе от радиоляриевых илов к этмодискусовым.

Имеется довольно подробная информация (Лисицын и др., 1980; Лукашин, 1981) о распределении в поверхностном слое осадков Центральной котловины элементов-гидролизатов (Al, Ga, Ti, Zr, Hf, Th, TR), а также Cr, V, Ni и Co. Соответствующие карты построены указанными авторами на основе анализов, пересчитанных на бескарбонатно-бескремнистое вещество. К гемипелагическим глинам тяготеют повышенные содержания Al, Ti, Hf, Th, а концентрации Ga, TR и Co минимальны. Для радиоляриево-глинистых и глинисто-радиоляриевых илов характерны максимальные величины Ga, Ti, Th, заметны количества Hf. В известкисто-глинистых илах и миопелагических глинах отмечены максимальные содержания Ga, Zr, Hf, Th, Y, Cr, V, Ni и Co, довольно значительные концентрации Al, Ti. Глинисто-известковые илы характеризуются промежуточными величинами Ga, Ti, Zr, Hf, Th и Cr, повышенными — TR, V и Co. В известковых осадках подводных хребтов выявлены повышенные концентрации только TR, а содержания других элементов-гидролизатов и малых элементов минимальные. Таким образом, в ряду от гемипелагических осадков к пелагическим возрастают концентрации Ga, Zr, TR, Cr, V, Ni и Co, а содержания Al, Ti, Th, Hf изменяются незначительно.

Существенным дополнением к изложенным выше материалам служат результаты исследования химического состава осадков, собранных в 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" (табл. 12, 13).

Содержание валового SiO_2 в бескарбонатных отложениях Центральной котловины колеблется в пределах 45,7—68,8%, а "избыточного" SiO_2 — от нулевых значений до 44,4%. В среднем высокая концентрация $SiO_{2вал}$ (62,2%) выявлена в кремнисто-глинистых илах (типы РД, ГРД, ГР, РГ). Далее в порядке убывания средних содержаний располагаются миопелагические глины, обогащенные радиоляриями (типы МГр, МПГр), — 55,1%; гемипелагические глины (типа ГГ, ГГМ) — 53,9%; миопелагические глины типов МГ, МПГ и МПГц — 52%; эвпелагические глины (типы ЭГ, ЦГ) — 47,7%. В такой же последовательности уменьшается количество $SiO_{2изб}$. В целом же среднее содержание $SiO_{2вал}$ и $SiO_{2изб}$ в изученных осадках заметно выше, чем в бескарбонатных отложениях Тихого океана (СБОто), — соответственно 58,3 и 19,9%, 54,1 и 11,7%.

Концентрации TiO_2 варьируют в широких пределах — от 0,24 до 2,25%. Повышенные средние значения отмечены в гемипелагических (0,85%) и эвпелагических (0,82%) глинах, минимальные (0,38%) — в кремнисто-глинистых илах, промежуточные (0,61—0,69%) — в миопелагических глинах. В среднем относительно СБОто осадки Центральной котловины обеднены титаном.

Содержание Al_2O_3 в изученных отложениях изменяется от 7 до 19,3%, достигая в среднем 18,3% в гемипелагических глинах и убывая в ряду (ГГ+ГГМ) — (МПГ+МРГц) — (МГр+МПГр) — (ЭГ+ЦГ) — (РД+ГРД+ГР+РГ). Средние концентрации Al_2O_3 в бескарбонатных осадках Центральной котловины и Тихого океана примерно одинаковые (соответственно 12,7 и 12,3%).

Таблица 12

Средний химический состав осадков Центральной котловины, % от сухого вещества

Тип осадка	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO
РД	12	66,4	0,31	8,96	2,85	0,29
ГРд	26	64,2	0,35	10,30	3,51	0,39
ГР	38	61,0	0,37	10,52	3,68	0,73
РГ	15	58,4	0,55	12,67	5,00	0,87
МГр	11	55,4	0,59	14,23	5,89	0,95
МПГр	9	54,7	0,64	16,00	5,84	0,40
МГ	1	50,7	0,64	15,50	7,24	1,41
МПГ	11	52,2	0,70	17,59	7,45	0,73
МПГц	2	51,5	0,67	16,75	8,52	1,17
ЭГ	4	49,1	1,08	14,26	9,86	1,67
ЦГ	12	47,2	0,73	14,83	10,45	1,82
ГГ	4	54,0	0,82	17,75	9,53	0,12
ГГМ	4	53,7	0,89	18,83	8,72	0,04
РД + ГРд + ГР + РГ	91	62,2	0,38	10,60	3,74	0,60
МГр + МПГр	20	55,1	0,61	15,00	5,87	0,70
МГ + МПГ + МПГц	14	52,0	0,69	17,30	7,58	0,84
ЭГ + ЦГ	16	47,7	0,82	14,70	10,30	1,79
ГГ + ГГМ	8	53,9	0,85	18,30	9,12	0,08
Среднее	149	58,3	0,52	12,70	5,38	0,73
СБОто**	190	54,1	0,61	12,34	7,01	0,88

* В скобках — количество анализов С_{орг}, CaCO₃, SiO₂ аморф

** Средний бескарбонатный осадок Тихого океана (Свальнов, Гордеев, 1986).

Количество Fe₂O₃ (суммарное железо без учета валентного состояния) колеблется в пределах 2,45—12,6%. Высокие средние значения выявлены в эвпелагических (10,3%) и гемипелагических (9,12%) глинах, распределение в других типах осадков подобно титану. Относительно СБОто исследованные осадки в среднем заметно обеднены железом.

Концентрация MnO составляет 0,01—2,64% и достигает максимальной средней величины (1,79%) в эвпелагических глинах, а минимальной (0,08%) — в гемипелагических глинах. В других типах осадков колебания средних содержаний лежат в пределах 0,6—0,84% (соответственно в кремнисто-глинистых илах и миопелагических глинах). По сравнению с Тихим океаном отложения Центральной котловины несколько обеднены марганцем (соответственно 0,88 и 0,73%).

Количество MgO изменяется от 1,31 до 4,37% и убывает в ряду (МГ+МПГ+МПГц) — (МГр+МПГр) — (ГГ+ГГМ) + (ЭГ+ЦГ) — (РД+ГРд+ГР+РГ). В среднем изученные осадки существенно обеднены магнием по отношению к СБОто (2,58 против 4,11%).

Содержание CaO варьирует в пределах 0,31—3,97%. Повышенные средние значения обнаружены в эвпелагических глинах, а минимальные — в кремнисто-глинистых илах. По сравнению с Тихим океаном исследованные осадки заметно обеднены кальцием.

Концентрация K₂O составляет 1,33—4,12%, уменьшаясь в ряду гемипелагические глины — эвпелагические глины, миопелагические глины — кремнисто-глинистые илы. Среднее содержание K₂O в этих осадках такое же, как и в СБОто.

Количество С_{орг} изменяется в широких пределах — от 0,07 до 0,65%. Как и следовало ожидать, максимальные средние содержания органического углерода (0,34%) выявлены в гемипелагических глинах, несколько ниже (0,3%) они в крем-

MgO	CaO	K ₂ O	П.п.п.	SiO ₂ _{изб}	С _{орг} *	CaCO ₃ *	SiO ₂ _{аморф} *
1,97	0,90	1,73	14,3	38,6	0,30(4)	0,23(1)	19,8(4)
2,07	0,65	2,03	14,5	32,2	0,22(11)	0,68(11)	17,4(13)
2,44	0,72	1,88	16,7	28,4	0,40(20)	1,27(20)	16,6(15)
2,46	0,66	2,08	15,3	19,2	0,22(11)	0,80(11)	12,3(6)
3,21	0,82	2,12	14,7	12,1	0,15(5)	0,55(5)	8,2(5)
3,22	0,73	2,18	13,6	8,3	0,16(7)	0,55(7)	5,3(7)
3,58	1,13	2,27	15,6	4,2	0,08(1)	0,50(1)	2,9(1)
3,41	1,10	2,57	12,4	1,1	0,10(5)	0,42(5)	1,6(5)
3,05	2,14	3,21	11,4	2,9	0,10(2)	0,97(2)	0,8(2)
2,67	2,15	3,30	14,2	3,5	0,11(2)	0,48(2)	1,2(4)
2,65	3,02	3,50	13,8	0	0,10(8)	0,45(8)	1,1(6)
3,14	1,61	4,11	6,9	2,6	0,25(4)	0,57(4)	0,2(2)
2,50	0,32	3,55	9,5	1,0	0,43(4)	2,62(4)	0,9(2)
2,28	0,71	1,94	15,5	29,7	0,30(43)	0,97(43)	16,5(38)
3,21	0,78	2,15	14,2	10,4	0,15(12)	0,55(12)	6,5(12)
3,37	1,25	2,64	12,5	1,6	0,10(8)	0,56(8)	1,6(8)
2,65	2,80	3,45	13,9	0,7	0,10(10)	0,45(10)	1,1(10)
2,82	0,96	3,83	8,2	1,8	0,34(8)	1,59(8)	0,6(4)
2,58	1,01	2,30	14,5	19,9	0,24(81)	0,87(81)	10,2(72)
4,11	1,76	2,31	14,6	11,7	0,29(102)	Не опр.	Не опр.

нисто-глинистых илах, минимальные (0,1%) — в пелагических глинах типов (ЭГ+ЦГ) и (МГ+МПГ+МПГц). В среднем концентрация С_{орг} в осадках Центральной котловины несколько ниже, чем в СБОто.

Для понимания процессов раннего диагенеза и пелагического рудообразования представляется интересным распределение С_{орг} вблизи контакта вода—дно. В 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" было выполнено непрерывное опробование и изучение верхней части осадков гомогенного слоя, непосредственно контактирующего с наддонной водой. Мощность гомогенного слоя не превышает 11 см. Опробование проведено на шести станциях в пределах полигона 1352 и меридионального профиля в Центральной котловине (см. рис. 19, 24). Результаты определения в осадках С_{орг}, реакционноспособных форм Fe(III) и Mn(IV), а также влажности (данные Е.Ю. Шишковой) приведены в табл. 14.

Монолиты осадков мощностью до 25 см получены с глубин 4811—5361 м дночерпателем "Океан-50". В верхнем сантиметровом слое всей дночерпательной пробы последовательно отбиралось 5 образцов, т.е. мощность каждого слоя составляла около 2 мм (редко 3 мм и более). Для отбора таких слоев была использована капроновая сетка с ячейкой 5×5 мм, натянутая на квадратный каркас (сторона 10 см) из нержавеющей проволоки. После погружения сетки (всегда в одно и то же место монолита) выступающий над ней осадок счищали шпателем, помещали в полиэтиленовую баночку с крышкой. На борту судна определяли его влажность, содержание Fe(III) и Mn(IV), а в стационарной лаборатории — концентрацию С_{орг} методом сжигания. Сеткой же отбирали горизонт 1—2 см, а нижележащие осадки брали из вырезки обычным путем.

На контакте с водой развиты окисленные полужидкие глинисто-радиоля-

Таблица 13

Средние содержания элементов в осадках Центральной котловины, в пересчете на бескарбонатное сухое вещество

Тип осадка	Число проб	Fe	Mn	Ti*	Ba	Sr	Mo
		%					
РД	14	2,62	0,32	0,20(4)	0,08	0,020	<0,003
РДг	1	0,58	0,04	0,08	0,15	0,016	<0,003
ГРд	15	2,59	0,20	0,18	0,15	0,017	<0,003
ГР	52	2,81	0,64	0,19(25)	0,10	0,023	<0,003
ГРси	12	2,97	0,64	0,20(10)	0,16	0,064	<0,003
РГ	15	4,19	0,71	0,26	0,16	0,021	<0,003
РФ	1	3,06	0,46	0,24	0,24	0,090	<0,003
КФ	1	5,14	0,21	0,43	0,70	0,149	<0,003
МГр	6	4,52	0,78	0,28	0,15	0,021	<0,003
МПГр	10	4,93	0,63	0,30(8)	0,12	0,022	<0,003
МГ	1	6,02	1,18	0,34	0,12	0,20	0,006
МПГ	7	5,18	0,54	0,33	0,18	0,026	<0,003
МПГц	2	5,75	0,94	0,30	0,32	0,025	<0,003
ЭГ	2	8,09	1,07	0,70	0,20	0,024	0,004
ЦГ	9	7,69	1,47	0,27	0,20	0,027	0,006
ГГ	2	5,83	0,07	0,36	0,25	0,018	<0,003
ГГМ	4	6,21	0,02	0,38	0,25	0,016	<0,003
РД + ГРд + ГР + ГРси + РГ	108	2,96	0,55	0,20(69)	0,12	0,026	<0,003
МГр + МПГр	16	4,78	0,69	0,29(14)	0,13	0,022	<0,003
МГ + МПГ + МПГц	10	5,38	0,68	0,32	0,19	0,025	<0,003
ЭГ + ЦГ	11	7,76	1,40	0,35	0,20	0,026	0,006
ГГ + ГГМ	6	6,08	0,04	0,37	0,25	0,016	<0,003
Среднее	154	3,77	0,60	0,25(113)	0,14	0,026	<0,003
СБОго**	440	4,72	0,69	0,36(206)	—	—	—

* В скобках — количество анализов Ti, Li, Pb.

** Средний бескарбонатный осадок Тихого океана (Свальнов, Гордеев, 1986).

риевые илы гомогенного слоя, на ст. 1372-1 слабоизвестковистые (см. табл. 14). Вниз по разрезу они постепенно сменяются более плотными и обычно менее окисленными этмодискусово-радиоляриевыми и глинисто-радиоляриевыми биотурбированными илами. Железо-марганцевые конкреции отсутствуют на поверхности осадков только на станциях 1352-12 и 26, а на ст. 1365-1 обильное скопление их обнаружено и на глубине 5—15 см от поверхности.

Влажность исследованных осадков изменяется в пределах 70,5—87% и, как правило, закономерно уменьшается вниз по разрезу. Наиболее заметное снижение влажности наблюдается на глубине 1 см. Внутри верхнего сантиметрового слоя вариации этого параметра незначительны, хотя и здесь намечается тенденция к убыванию влажности к основанию интервала 0—1 см. Наблюдаемые отклонения от тенденции могут быть связаны как с неточностями определения влажности, так и с несовершенством методики непрерывного опробования.

Содержание марганца (IV) в целом варьирует от аналитического нуля до 0,61%, а в слое 0—1 см — в пределах 0,18—0,61%. Распределение марганца в этом слое довольно пестрое, однако почти всегда имеются относительные подповерхностные максимумы на глубинах примерно 0,5 и 1 см. На участках дна, где

V	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	Pb*	Li*
n·10 ⁻⁴ %							
27	211	124	108	30	84	70	25(10)
10	23	34	9	7	11	44	— —
19	162	76	77	30	46	82	— —
32	278	130	183	48	72	77	25(27)
27	315	121	162	51	54	93	34(2)
53	318	124	201	56	66	69	— —
15	334	120	61	30	43	104	— —
20	291	163	95	35	118	155	— —
62	325	128	194	56	68	69	— —
60	548	195	212	58	78	60	82(2)
70	494	216	305	82	57	107	— —
67	320	205	236	47	81	70	— —
80	468	212	321	58	50	80	— —
80	296	238	256	79	36	91	— —
130	324	192	309	87	42	99	— —
80	41	126	95	26	120	60	— —
88	57	119	56	23	123	55	— —
32	263	116	159	45	67	77	25(39)
61	465	170	205	57	74	63	82(2)
63	367	207	230	53	72	75	— —
121	319	201	299	85	41	98	— —
85	52	121	69	24	122	57	— —
45	285	134	173	48	68	77	28(41)
—	468	164	210	73	47	19	68

конкреции на поверхности отсутствуют (станции 1352-12 и 26), содержание Mn (IV) заметно повышается вблизи нижней границы гомогенного слоя (в интервале 4—5 см).

Концентрация железа (III) колеблется в пределах 0,1—1,4% (0,28—0,51% на поверхности). По отношению к Mn (IV) в распределении Fe (III) наблюдаются обратные тенденции, а подповерхностные максимумы в гомогенном слое находятся на 2—3 мм ниже, т.е. на глубинах примерно 0,3 и 0,7 см (вместо 0 и 0,5 см). Вблизи нижней границы гомогенного слоя максимумы Fe и Mn, вероятно, сильно сближены (расположены в интервале 4—5 см).

Содержание $C_{орг}$ в послойно изученных осадках изменяется от 0,23 до 0,75%. На фоне общего уменьшения концентраций вниз по разрезу проявляются подповерхностные относительные максимумы органического углерода в пределах однотипных осадков гомогенного слоя. При этом положение в разрезе максимумов $C_{орг}$ и Mn (IV) примерно одинаковое. Отмеченное поведение органического углерода связано, вероятно, с биотурбацией осадков. Образующиеся при этом подповерхностные максимумы $C_{орг}$ стимулируют раннедиагенетическую мобилизацию железа и марганца.

Карбонатность (в пересчете на $CaCO_3$) кремнисто-глинистых илов, пелаги-

Таблица 14

Содержание органического углерода, реакционноспособных железа, марганца и влажность осадков, %

Станция; глубина, м	Горизонт, см	Тип осадка	C _{орг}	Fe(III)	Mn(IV)	Влажность	
1352-6, 5361	0—0,2	ГР	0,73	0,51	0,39	83,1	
	0,2—0,4	"	0,59	0,65	0,33	83,5	
	0,4—0,6	"	0,69	0,52	0,26	83,3	
	0,6—0,8	"	0,58	0,79	0,27	83,6	
	0,8—1,0	"	0,55	0,64	0,20	83,2	
	1—2	"	0,50	0,55	0,28	80,2	
	4—5	"	0,41	0,56	0,37	80,6	
	10—11	"	0,36	0,57	0,12	81,0	
	20—21	РД	0,34	0,45	0,18	76,2	
	1352-8, 5053	0—0,2	ГР	0,58	0,50	0,35	82,6
		0,2—0,5	"	0,37	0,98	0,34	82,4
0,5—1,0		"	0,46	0,60	0,61	81,9	
1—2		"	0,41	0,44	0,34	80,5	
4—5		ГРси	0,54	0,54	0,41	79,9	
9—10		"	0,50	1,07	0,35	79,7	
16—17		МПГр	0,30	0,40	0,68	78,3	
1352-12, 5149	0—0,2	ГР	0,38	0,31	0,28	86,1	
	0,2—0,4	"	0,34	0,50	0,38	87,0	
	0,4—0,6	"	0,34	0,63	0,44	86,4	
	0,6—0,8	"	0,31	0,32	0,29	86,5	
	0,8—1,0	"	0,30	0,64	0,61	86,4	
	1—2	"	0,35	0,40	0,47	83,7	
	4—5	РД	0,23	0,59	0,53	83,5	
	10—11	"	0,27	0,37	0,28	82,5	
	19—20	"	0,34	0,82	0,09	81,5	
	1352-26, 5136	0—0,2	ГР	0,55	0,28	0,40	86,2
0,2—0,4		"	0,35	1,40	0,39	86,1	
0,4—0,6		"	0,36	0,46	0,51	85,9	
0,6—0,8		"	0,43	1,15	0,49	86,4	
0,8—2,0		"	0,41	0,39	0,52	83,2	
4—5		"	0,25	0,94	0,61	83,9	
9—10		РД	0,27	0,19	0,39	83,1	
19—20		"	0,36	0,71	0,06	81,8	
1365-1, 5145		0—0,3	ГР	0,60	0,46	0,18	83,7
		0,3—1,0	"	0,54	0,36	0,32	81,9
	1—2	"	0,46	0,26	0,33	81,7	
	4—6	РД	0,57	0,32	0,27	79,7	
	12—14	"	0,36	0,10	He обн.	74,5	
	14—16	"	0,37	0,34	0,15	77,6	
1372-1, 4811	0—0,2	ГРси	0,36	0,36	0,21	76,2	
	0,2—0,4	"	0,35	0,45	0,22	75,8	
	0,4—0,6	"	0,33	0,39	0,39	74,9	
	0,6—0,8	"	0,34	0,51	0,12	74,8	
	0,8—1,0	"	0,32	0,33	0,25	74,0	
	1—2	"	0,40	0,59	0,41	70,5	

ческих и гемипелагических глин Центральной котловины варьирует в пределах 0,16—4,34%. Повышенные средние содержания CaCO_3 (1,59%) выявлены в гемипелагических глинах, а минимальные (0,45%) — в пелагических глинах типов ЭГ и ЦГ. Таким образом, максимум CaO в эвпелагических глинах, отмеченный ранее, связан не с биогенными карбонатными остатками, а с обломочными (эдафогенными) силикатными минералами.

Результаты атомно-абсорбционного анализа осадков, собранных в Центральной котловине в 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" (см. табл. 13), подтверждают закономерности распределения в них титана, железа и марганца по данным рентгенофлуоресцентного анализа. Дополнительно отметим, что корреляция Fe и Ti с Mn в гемипелагических осадках отрицательная, а в пелагических — положительная.

Содержание бария варьирует в пределах 0,03—0,70%, достигая максимума в кокколито-фораминиферовых осадках. В бескарбонатных отложениях повышенные средние содержания Ba (0,32%) выявлены в пелагических глинах типа МПГц, для которых характерны рассеянные кристаллы целестобарита. Не исключено, что этот элемент свидетельствует также о присутствии в пелагических глинах Ba-содержащего цеолита — гармотома.

Концентрация молибдена в среднем не превышает 0,003%, однако в пелагических глинах (типы ЭГ и ЦГ) она может достигать 0,006—0,012%, а в МГ и РГ — соответственно 0,006 и 0,008%.

Содержание стронция колеблется от 0,012 до 0,149%. Максимум характеризует кокколито-фораминиферовые осадки, а в бескарбонатных отложениях среднее количество Sr изменяется незначительно (0,016—0,026%).

Вариации концентрации кобальта (в $10^{-4}\%$, как и для обсуждаемых ниже Cu, Ni, Pb, Zn, Cr и Li) лежат в пределах 3—131. Судя по средним величинам, содержание Co постепенно нарастает при переходе от гемипелагических осадков через миопелагические к эвпелагическим. Относительно СБОто исследованные отложения существенно обеднены кобальтом.

Концентрация меди изменяется от 37 до 1780. Минимальные средние содержания (52) характерны для гемипелагических глин, а максимальные (465) выявлены в миопелагических глинах типов МГр и МПГр. По отношению к СБОто осадки Центральной котловины заметно обеднены Cu.

Концентрация никеля колеблется в пределах 9—559, достигая повышенных средних значений (299) в эвпелагических осадках (типы ЭГ и ЦГ). При переходе к гемипелагическим отложениям количество Ni постепенно уменьшается. В изученных осадках содержание никеля несколько меньше, чем в СБОто (173 против 210).

Содержание свинца составляет 40—155 (максимум в кокколито-фораминиферовых осадках). В среднем концентрация Pb постепенно увеличивается по мере смены гемипелагических отложений пелагическими. Относительно СБОто осадки Центральной котловины резко обогащены свинцом (соответственно 19 и 77).

Вариации концентрации цинка лежат в пределах 34—372. Исходя из средних величин, количество его постепенно нарастает от гемипелагических осадков к пелагическим. Содержание Zn в исследованных осадках несколько меньше, чем в СБОто.

Количество ванадия изменяется от 10 до 180. Подобно Fe и Ti, для него в среднем характерны повышенные значения в гемипелагических (85) и эвпелагических (121) глинах. Максимум V (130) приходится на цеолитово-глинистые осадки, а пониженные величины отмечены в известковых и кремнисто-глинистых илах.

Концентрация хрома варьирует в пределах 11—160, достигая высоких средних значений (122) в гемипелагических глинах. Минимум (41) выявлен в эвпе-

лагических глинах (ЭГ+ЦГ), промежуточные величины характеризуют миопелагические глины и кремнисто-глинистые илы. Относительно СБОто осадки Центральной котловины немного богаче Cr (соответственно 47 и 68).

Содержание лития, по имеющимся анализам, колеблется от 16 до 88. Повышенное среднее значение (82) отмечено в МПГр. В изученных осадках лития заметно меньше, чем в СБОто.

Проведенные геохимические исследования неоген-четвертичных отложений Центральной котловины позволяют судить о латеральной и вертикальной изменчивости концентраций осадкообразующих и малых элементов. При переходе от гемипелагической зоны котловины к ее пелагическим районам можно выделить шесть типов распределения содержания изученных элементов:

- 1) концентрация элемента постепенно увеличивается (Mn, Co, Ni, Pb, Zn, Mo, Zr, Ga, TR).
- 2) концентрация элемента постепенно уменьшается (C в виде $C_{орг}$ и CO_2);
- 3) концентрация элемента вначале уменьшается, а затем увеличивается (Fe, Ti, Ca, K, Ba, V);
- 4) концентрация элемента сначала увеличивается, затем уменьшается (Si, Cu, Li);
- 5) концентрация элемента вначале уменьшается, затем увеличивается и снова уменьшается (Al, Mg, Cr);
- 6) концентрация элемента изменяется незначительно (Sr, Hf, Th).

Согласно существующим представлениям (Лисицын и др., 1980), первый тип распределения обусловлен ассоциацией элементов с тонкодисперсным материалом, доля которого в осадках постепенно возрастает по мере удаления от берега. Кроме того, содержание таких элементов в пелагических осадках увеличивается за счет аутигенного концентрирования.

Второй тип распределения характерен для углерода, представленного в анализах в виде $C_{орг}$ и $CaCO_3$. В Центральной котловине поведение $C_{орг}$ в основном подчинено циркумконтинентальной зональности седиментации терригенных компонентов, а на концентрации $CaCO_3$ сказалось положение уровня критической глубины карбонатонакопления (вертикальная зональность).

Третий тип распределения объединяет элементы, на уменьшение содержания которых оказывает разбавляющее влияние пояс биогенного кремненакопления, увеличение же их доли в пелагических глинах связано с процессами аутигенного минералообразования (как при первом типе распределения).

Четвертый тип распределения в основном обусловлен биогенным концентрированием Si, Cu и Li в пределах пояса кремненакопления.

Пятый тип распределения характерен для алюминия, магния и хрома. Эти элементы испытывают сильное разбавление биогенным SiO_2 в пределах пояса кремненакопления, а южнее ведут себя подобно углероду.

Шестой тип распределения выявлен у стронция, гафния и тория, которые отличаются низкими концентрациями, не испытывающими заметных изменений.

Указанные типы распределения элементов прослеживаются как в поверхностном слое осадков, так и в разрезах. Учитывая закономерности строения неоген-четвертичной толщи в Центральной котловине, описанные выше, и результаты анализов, можно утверждать, что эпипелагические осадки основания разреза всегда относительно обогащены Ti, Fe, Mn, Ca, K, Co, Ni, Pb, Zn, V, Mo, Ga, Zr, Hf, Th и TR, но обеднены Si, $C_{орг}$, $CaCO_3$, Cu, Cr, Li. Выше по разрезу (в миопелагических глинах) уменьшается количество Ti, Fe, Ca, K, Co, Ni, Pb, Ba, Sr, V, Mo, Ga, Zr, TR, а увеличивается содержание Si, Al, Mg, $C_{орг}$, $CaCO_3$, Cu, Cr, Li.

В залегающих выше кремнисто-глинистых илах наблюдаются минимальные концентрации Ti, Al, Fe, Ca, K, Ba, V, Cr и максимальные Si, Sr. Относительно этих илов в гемипелагических глинах заметно увеличивается содержание Ti,

Al, Mg, Ca, K, $C_{орг}$, $CaCO_3$, Ba, V, Cr, но уменьшается количество Si, Mn, Co, Cu, Ni, Pb, Sr, Mo, Ga, Zr, TR.

Таким образом, выявленные соотношения элементов в различных типах осадков Центральной котловины могут служить основой для литолого-геохимического расчленения разрезов глубоководных отложений и выявления стратиграфических перерывов. Эти соотношения необходимо также учитывать при картировании границ пелагических и гемипелагических областей седиментации.

6.2. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПЕРЕРЫВОВ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ

Комплексные стратиграфические исследования (см. выше) свидетельствуют о многочисленных перерывах в разрезах неоген-четвертичных отложений Центральной котловины. Длительность явных перерывов колеблется от 0,2 до 4,5—5 млн. лет (рис. 38). Как правило, критериями продолжительного перерыва служили резкая смена типов осадков и их химического состава, неполнота палеомагнитных разрезов, сокращение (или исчезновение) микропалеонтологических зон. Для выделения кратковременных (часто скрытых) перерывов в основном использовались геохимические признаки, сформулированные ранее (Свальнов, 1986б). В частности, было показано, что в литологически однородных толщах (представленных только одним типом осадка) некоторые горизонты обогащены металлами в связи с очень замедленной седиментацией, фактически отвечающей скрытому перерыву в осадконакоплении. Основным признаком таких перерывов служат горизонты железомарганцевых конкреций, косвенным — коэффициенты относительной концентрации ряда элементов, особенно марганца. Кроме Mn, для поверхности скрытого перерыва характерно повышенное содержание Ni, Co, Cu, иногда также Fe, Al, K, Li, Pb, однако количество Cr и Zn обычно падает ниже фона. На этой же границе наблюдается уменьшение доли подвижных форм элементов. Было высказано предположение о том, что по мере увеличения длительности перерыва возрастает концентрация практически всех перечисленных выше элементов, особенно Mn и Ni.

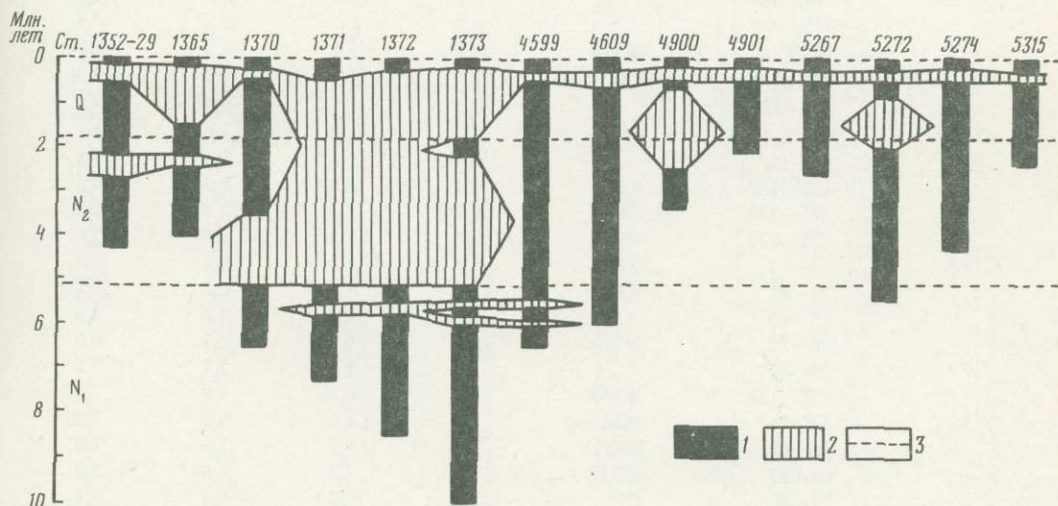


Рис. 38. Стратиграфические перерывы в разрезах осадков Центральной котловины

1 — относительно непрерывные участки разрезов; 2 — стратиграфические перерывы, выявленные по литологическим, палеомагнитным и микропалеонтологическим данным; 3 — изохронные уровни разрезов

Таблица 15

Коэффициенты относительной концентрации элементов вблизи перерывов седиментации

Станция	Горизонт, см	Перерыв*	Mn	Ni	Cu	Co	
1352-59	240—244	СКП	1,0	1,3	1,1	1,1	
	292—295		1,0	—	—	—	
1365-2	150—153	СП	1,5	1,8	1,4	1,0	
	190—192	СКП	1,2	—	—	—	
	227—230	ЖМК	1,0	0,7	0,6	1,1	
	232—235		1,0	0,6	0,6	1,2	
	250—254		0,9	—	—	—	
1368-2	0—4	СКП	1,9	1,1	1,8	1,1	
	10—12	СКП	0,4	0,9	1,0	0,7	
	90—92		0,4	—	—	—	
	100—102		1,7	—	—	—	
	121—123		0,4	1,5	1,3	0,6	
	201—203		0,8	0,5	0,9	0,9	
	225—227	СКП	2,5	—	—	—	
	1369-2	232—234	СКП	0,1	0,6	0,7	0,7
		26—30		0,5	0,6	0,5	0,6
		52—54	СКП	1,8	—	—	—
65—70		СКП	1,7	—	—	—	
120—123		СКП	0,6	0,8	1,3	0,7	
190—193			1,1	0,9	1,1	1,1	
210—212			2,6	0,7	0,8	1,0	
260—263			0,6	—	—	—	
335—338			0,5	—	—	—	
1370-2		360—363	СКП	1,6	0,6	1,4	1,5
	422—425	СКП	2,8	0,8	1,3	1,1	
	45—50	СКП	0,2	0,3	0,5	0,7	
	100—102		1,2	0,9	1,0	1,7	
	143—147		0,9	—	—	—	
	238—240		0,8	—	—	—	
	284—286		1,1	1,0	0,8	1,4	
	335—339	СКП	0,8	0,7	0,8	0,9	
	345Д	ЖМК	0,9	1,1	1,8	1,1	
	345—347	СП	0,5	0,6	0,9	0,8	
352—354	СКП	0,5	0,5	0,8	0,8		
0—3		2,0	1,3	1,0	1,1		
1371-2	11—15	СКП	0,3	0,6	0,6	0,6	
	158—160	СП	0,1	0,5	0,7	0,5	
	175—179	СКП	1,2	1,1	1,3	0,8	
	225—229	СКП	1,0	1,3	0,8	1,6	
	10—12	СП	1,1	1,2	0,8	1,0	
1372-2	31—36	СКП	1,1	1,1	0,8	0,8	
	63—65	ЖМК	1,1	0,8	1,3	0,6	
	70—72		0,9	0,8	1,1	0,7	
	75—77		1,0	0,8	1,2	1,2	
	123—128	ЖМК	1,2	0,8	1,2	1,0	
	52—54	ЖМК	1,2	1,4	0,9	1,0	
	56—60	СКП	1,4	1,3	1,6	1,0	
65—67	ЖМК	1,3	1,3	1,6	1,2		
1373-2	78—80	СП	1,2	1,6	1,4	1,1	
	95—99	СКП	1,1	1,1	1,1	1,1	
	104—106	СКП	1,2	1,1	1,1	1,2	
	162—164	СКП	1,0	1,0	0,8	1,1	

* СП — стратиграфически доказанный перерыв; СКП — скрытый перерыв; ЖМК — скрытый перерыв, маркированный конкрециями.

Zn	Fe	Ti	V	Cr	Pb	Ba	Sr
1,0	0,9	1,3	0,9	0,9	1,3	0,9	0,8
—	1,0	0,9	—	—	—	—	—
1,1	1,1	1,2	1,1	0,8	1,1	2,2	1,1
—	1,0	1,1	—	—	—	—	—
0,9	1,0	1,6	0,9	0,8	1,1	0,8	0,9
1,1	1,1	2,0	0,9	0,4	0,8	1,9	1,1
—	1,0	1,4	—	—	—	—	—
0,9	1,1	1,2	0,9	0,4	1,1	1,2	0,9
1,2	1,1	1,2	1,6	0,6	1,0	0,9	1,0
—	1,1	1,1	—	—	—	—	—
—	1,1	1,1	—	—	—	—	—
1,0	1,3	1,2	2,1	0,8	1,0	0,7	1,1
0,5	1,0	1,1	0,9	0,4	1,1	1,4	0,9
—	1,2	1,3	—	—	—	—	—
0,5	1,2	1,3	0,4	0,8	0,7	2,0	0,9
0,8	0,7	0,8	2,1	0,8	1,0	1,5	0,9
—	1,1	1,2	—	—	—	—	—
—	1,1	1,2	—	—	—	—	—
1,4	1,2	1,1	1,6	1,2	0,9	1,2	1,1
1,0	1,1	1,1	0,5	0,8	0,9	0,7	0,9
0,7	1,0	1,0	0,7	0,8	1,0	2,3	0,9
—	1,3	1,2	—	—	—	—	—
—	1,2	1,2	—	—	—	—	—
0,7	1,1	1,2	1,3	0,8	0,8	1,3	0,9
0,8	0,8	0,8	0,5	0,7	0,7	0,9	0,9
0,8	0,9	1,0	0,6	1,1	0,9	1,4	1,1
0,9	1,2	1,2	1,1	1,2	0,7	1,0	1,1
—	1,0	0,9	—	—	—	—	—
—	1,2	1,0	—	—	—	—	—
1,0	1,0	1,0	0,8	0,9	1,0	0,9	0,8
0,9	1,0	1,0	1,1	1,1	1,0	1,1	1,0
1,4	1,3	1,3	1,3	1,2	0,8	0,9	1,0
0,8	1,0	1,1	0,8	1,0	0,9	1,9	0,9
0,9	1,0	1,1	1,0	0,9	1,3	1,3	0,9
1,1	1,1	0,9	1,1	1,1	0,9	0,9	1,1
1,0	0,9	0,9	1,6	0,9	0,6	0,9	1,2
0,7	1,2	1,0	1,0	0,8	1,1	1,5	2,0
1,2	1,0	1,0	1,1	0,9	0,7	0,8	1,6
1,1	1,0	0,9	0,9	1,1	1,2	1,2	0,8
0,8	0,9	0,9	1,0	0,7	1,3	1,2	1,5
0,9	0,9	1,0	0,8	0,9	1,0	1,0	1,3
0,9	0,9	1,0	1,2	0,9	0,9	0,9	1,1
1,0	0,9	1,0	0,9	1,0	0,7	0,8	1,0
1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	0,6	1,1
1,0	1,1	1,1	1,0	1,0	1,0	0,6	0,9
1,1	1,1	1,0	1,4	1,0	1,1	1,2	1,1
1,0	1,1	1,0	1,0	0,9	1,0	1,9	0,8
1,1	1,0	0,9	0,7	1,1	1,0	1,3	0,7
0,9	0,8	0,4	1,0	1,6	1,2	1,0	1,0
1,1	1,0	1,0	1,1	1,2	1,0	0,7	1,1
1,2	1,0	1,1	1,2	0,9	1,1	0,9	1,1
1,1	1,1	1,1	1,2	1,5	0,8	0,9	1,2

Для количественной характеристики перерывов в разрезах осадков Центральной котловины воспользуемся коэффициентами относительной концентрации 12 элементов (табл. 15), рассчитанными из отношения концентраций в аномальных горизонтах (вблизи скрытых или явных перерывов) к средним содержаниям в соответствующих типах осадков (см. табл. 12, 13). В целях прослеживания динамики развития условий перерыва седиментации в табл. 15 приведены также данные по осадкам, подстилающим и перекрывающим некоторые аномальные горизонты.

В исследованных колонках коэффициент относительной концентрации марганца (K_{Mn}) не превышает 2,8, при этом горизонты, интерпретированные как скрытые перерывы, характеризуются величинами 1,0—2,8. В осадках, вмещающих железо-марганцевые конкреции, значения K_{Mn} составляют 0,9—1,3, а вблизи стратиграфически обоснованных перерывов — 0,1—1,5. Таким образом, повышенные величины K_{Mn} отмечают скрытые перерывы. Помимо Mn, здесь наблюдается относительное обогащение осадков Ni, Cu, Co, Fe, Ti, V, Pb, Ba, Sr и обеднение Zn, Sr. В основном сходное поведение перечисленных элементов выявлено вблизи явных стратиграфических перерывов и в осадках, вмещающих железо-марганцевые конкреции, однако коэффициенты их относительных концентраций сильно варьируют и нередко имеют значения < 1 .

Судя по низким величинам K_{Mn} (не более 2,8), скрытые перерывы были кратковременными. Геохимические признаки длительных перерывов, доказанных комплексом стратиграфических методов, также выражены слабо. Это объясняется, по-видимому, формированием их главным образом вследствие катастрофических явлений (оползни, обрушения, суспензионные потоки, стремительные придонные течения), когда удаляются большие массы осадочного материала, а эродированные древние отложения быстро перекрываются более молодыми осадками. В такой ситуации исключается длительное экспонирование поверхности перерыва — необходимое условие образования конкреций и аномального обогащения отложений марганцем, никелем и другими микроэлементами. Что касается горизонтов с конкрециями, то местами они действительно отражают условия скрытого перерыва ($K_{Mn} > 1$), в других же случаях ($K_{Mn} < 1$) конкреции, вероятно, переотложены путем осыпания на склонах.

7. СОСТАВ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ФРАКЦИЙ ОСАДКОВ

В Центральной котловине состав песчано-алевритовых фракций осадков контролируется сложным комплексом разновозрастных магматических, метаморфических и осадочных пород, участвующих в поставке аллохтонного материала, а также процессами аутигенного минералообразования и разрушения пород дна. В имеющихся публикациях (Дворецкая, 1971; Свальнов, 1983; Хворова и др., 1983; Siddique, 1967) довольно подробно изложены закономерности формирования комплексов терригенных минералов. Существенно дополняют эти материалы исследования песчано-алевритовых фракций осадков, собранных в 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш". Особое внимание при изучении проб было уделено распределению в разрезах аутигенных минералов — цеолитов, микроконкреций и целестобарита.

7.1. СОСТАВ ПЕСЧАНЫХ ФРАКЦИЙ ОСАДКОВ

С целью выяснения закономерностей распределения аллотигенных и аутигенных минералов в разрезах пелагических отложений было изучено 55 проб песчаных фракций осадков колонок, полученных на субмеридиональном профиле в Центральной котловине (см. рис. 19). Фракции выделены путем промывки влажного осадка через капроновую сетку с размером ячейки $0,1 \times 0,1$ мм,

и после высушивания идентифицированы минералы (без разделения на тяжелую и легкую подфракции) под бинокуляром МБС-2. Песчаные фракции представлены следующими генетическими группами минералов: 1) аллохтонными — терригенными и наземно-вулканогенными; 2) автохтонными — биогенными, аутигенными и эдафогенными.

Из аллохтонных минералов во фракции встречены кварц, полевые шпаты, кислое вулканическое стекло, биотит, мусковит, хлорит, роговая обманка, моноклинные пироксены, эпидот, гранат, ильменит; к биогенным отнесены опал, кальцит и фосфатизированные костные остатки, к аутигенным — железомарганцевые микроконкреции, цеолиты, целестобарит, к эдафогенным — основное стекло.

Кварц обычно встречается в виде единичных зерен. Его повышенные содержания (до 8% отмывки) приурочены к глинисто-радиоляриевым и этмодискусово-радиоляриевым илам. Основным источником кварца (как и других терригенных минералов) служат, по-видимому, выносы рек обрамления Бенгальского залива.

Полевые шпаты представлены преимущественно терригенными плагиоклазами. Они встречаются в осадках в виде бесцветных угловатых, изометричных и таблитчатых зерен, иногда образуют сростки с темноцветными минералами — роговой обманкой и пироксенами, которые указывают на вулканогенное происхождение части полевых шпатов.

Кислое вулканическое стекло встречается в виде бесцветных оскольчатых серповидных зерен. В глинисто-радиоляриевых и этмодискусово-радиоляриевых илах стекло составляет до 30—40% песчаной фракции, местами образует слои тефры (ст. 1371-2, гор. 64—69 см). В миопелагических глинах количество стекла не превышает 2—3%, а в эвпелагических глинах изредка встречаются единичные зерна. Источник стекла — вулканы Зондских островов.

Основное вулканическое стекло (показатель преломления 1,54) в виде единичных прозрачных зерен округлой, лепешковидной, реже эллипсоидальной формы с шероховатой ямчатой поверхностью, окрашенных в зеленые тона (от светло-зеленых до коричнево-зеленых), встречено в глинисто-радиоляриевых и этмодискусово-радиоляриевых илах (станции 1364-2, гор. 0—0,3 см; 1365-2, гор. 12—15 см; 1371-2, гор. 73—75 см; 1372-2, гор. 0—5 см, 70—75 см). Размер зерен колеблется от долей миллиметра до 1,5 мм. Максимальное количество основного стекла (13 зерен в отмывке) встречено на ст. 1371-2 (гор. 73—75 см) на границе раздела этмодискусово-радиоляриевых илов и миопелагических глин. Источником основного вулканического стекла служат, вероятно, базальты дна.

Биотит повсеместно присутствует в глинисто-радиоляриевых и этмодискусово-радиоляриевых илах, составляя от единичных зерен до нескольких процентов всей отмывки. Он представлен пластинчатыми зернами коричневого, буровато-золотистого, зеленовато-коричневого, светло-бурого цвета.

Группа роговых обманок представлена обыкновенной и базальтической разновидностями. Обыкновенная роговая обманка в небольшом количестве (около 1% отмывки) встречается повсеместно и представлена бурыми, зеленовато-бурыми, травяно-зелеными удлиненно-призматическими зернами. Источником ее служат питающие провинции п-ова Индостан и о-ва Шри-Ланка (Siddique, 1967). Базальтическая роговая обманка встречается в виде единичных зерен пластинчато-призматического габитуса темно-зеленого, почти черного цвета (в сколе — темно-бурого). В осадки минерал поступает, по-видимому, из тех же источников, что и обыкновенная роговая обманка, а частично за счет разрушения магматических пород дна.

Пироксены моноклинные прослеживаются в осадках в виде единичных зерен, представлены в основном авгитом, образующим призматические кристаллы зеленовато-бурого цвета. В отдельных пробах авгит наблюдается в сростках

с плагиоклазом. Наряду с авгитом, но реже встречается диопсид в виде призматических кристаллов и их обломков светло-зеленого цвета.

Ромбические пироксены представлены единичными зернами гиперстена в виде короткопризматических кристаллов светло-бурого цвета, иногда с включениями рудных минералов.

Присутствие единичных зерен пироксенов и щелочной роговой обманки в эвпелагических глинах может свидетельствовать о поступлении их в осадок за счет разрушения продуктов подводного вулканизма и метаморфических пород дна. Источником авгита-диопсида в других типах осадков также могут служить подводные вулканы.

Ильменит встречается в осадках Центральной котловины спорадически (единичные зерна в отмывке из переотложенной гемипелагической глины на ст. 1371-2, гор. 173—175 см, и в миопелагической глине на ст. 1372-2, гор. 165—168 см). Представлен ильменит шестиугольными изометричными пластинками с характерной ямчатой блестящей поверхностью.

Биогенные минералы в осадках на меридиональном профиле представлены опалом, кальцитом и костным фосфатом.

Опал слагает скелеты радиолярий, панцири диатомей, спикулы кремниевых губок. Основная часть опала связана со скелетными остатками радиолярий (до 70% песчаных фракций глинисто-радиоляриевых и этмодискусово-радиоляриевых илов). В миопелагических глинах количество биогенного опала резко убывает, а в эвпелагических опал практически отсутствует.

Кальцит в песчаных фракциях осадков Центральной котловины представлен преимущественно целыми раковинами и детритом фораминифер.

Костный фосфат (зубы, кости рыб и обломки костей морских млекопитающих) представлен обломками желтовато-кремового, буровато-серого, коричневого цвета разных оттенков. В глинисто-радиоляриевых осадках костный детрит наблюдается обычно в виде единичных обломков, редко составляя 1—2%. В миопелагических глинах количество костного детрита повышается до 3% песчаных фракций, а в эвпелагических глинах — до 7—8%. Таким образом, намечается четкая приуроченность повышенного содержания костного детрита к пелагическим глинам — осадкам с минимальными скоростями седиментации.

Железо-марганцевые микроконкреции прослеживаются практически во всех литолого-фациальных типах осадков, начиная с раздела вода—дно (гор. 0—1 см). В глинисто-радиоляриевых и этмодискусово-радиоляриевых илах содержание микроконкреций колеблется от единичных зерен до 15—20% песчаных фракций, в миопелагических глинах — до 50%, в эвпелагических глинах и цеолитово-глинистых осадках — до 40% (рис. 39). Микроконкреции представлены округлыми, реже неправильной формы зернами с шероховато-бугристой матовой поверхностью буровато-коричневого (до черного) цвета. Содержание их несколько возрастает близи границ стратиграфических перерывов.

Аномальным представляется распределение микроконкреций в колонке ст. 1371-2. По всему разрезу микроконкреции присутствуют в виде единичных зерен и лишь на горизонте 217—220 см составляют 68% песчаных фракций. В отличие от вышеописанных микроконкреции этого горизонта имеют удлиненную форму (образованы по трубкам полихет) и металлический блеск.

Цеолиты представлены бесцветными, желтовато-серыми, серыми призматическими кристаллами, сростками кристаллов (крестообразными), а также (в большинстве случаев) сферолитовыми агрегатами кремового, розовато-серого, светло-коричневого цвета с примесью глинистого материала. Они характерны для миопелагических глин (до 40%), эвпелагических глин и цеолитово-глинистых осадков (до 75% песчаных фракций).

Целестобарит встречается в виде единичных таблитчатых, призматических, реже неправильной формы бесцветных зерен, преимущественно в ассоциации

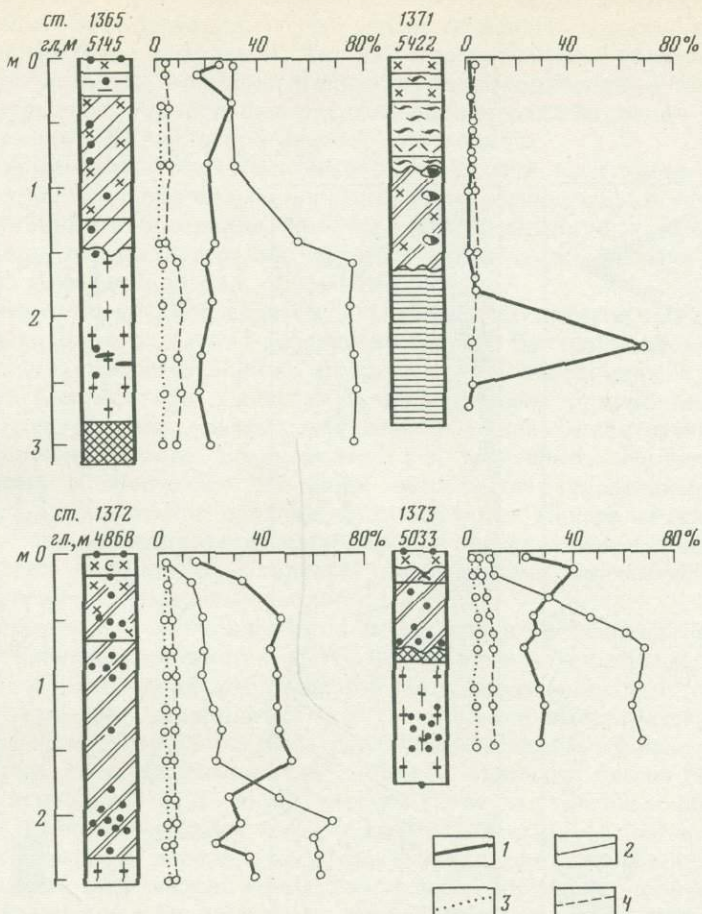


Рис. 39. Распределение аутигенных минералов и костных остатков песчаного размера в разрезах пелагических осадков Центральной котловины

1 — железо-марганцевые микроконкреции; 2 — цеолиты; 3 — целестобарит; 4 — фосфатизированные костные остатки. Остальные условные обозначения см. на рис. 21

с микроконкрециями и цеолитовыми агрегатами в пелагических глинах, где аллохтонные минералы практически отсутствуют. Размер кристаллов достигает 1,7 мм. Наиболее крупные (до 1,5—1,7 мм) таблитчатые кристаллы целестобарита были встречены в миоценовых миопелагических глинах.

Кроме описанных генетических групп минералов, в составе песчаных фракций нередко присутствуют в значительных количествах глинистые агрегаты белого, серовато-желтого, кремового, светло-коричневого цвета. Эти образования, по-видимому, связаны с размывом и переложением обнажающихся на поверхности дна древних глин. С некоторой долей условности мы относим глинистые агрегаты к эдафогенным компонентам осадков.

7.2. СОСТАВ КРУПНОАЛЕВРИТОВОЙ ФРАКЦИИ ОСАДКОВ

Идентификация и подсчет тяжелых и легких минералов, полученных после деления крупноалевритовой фракции (0,1—0,5 мм) осадков в бромформе, проводились иммерсионным методом. Результаты анализов пересчитывались на соотношение абиогенных прозрачных минералов, т.е. были исключены био-

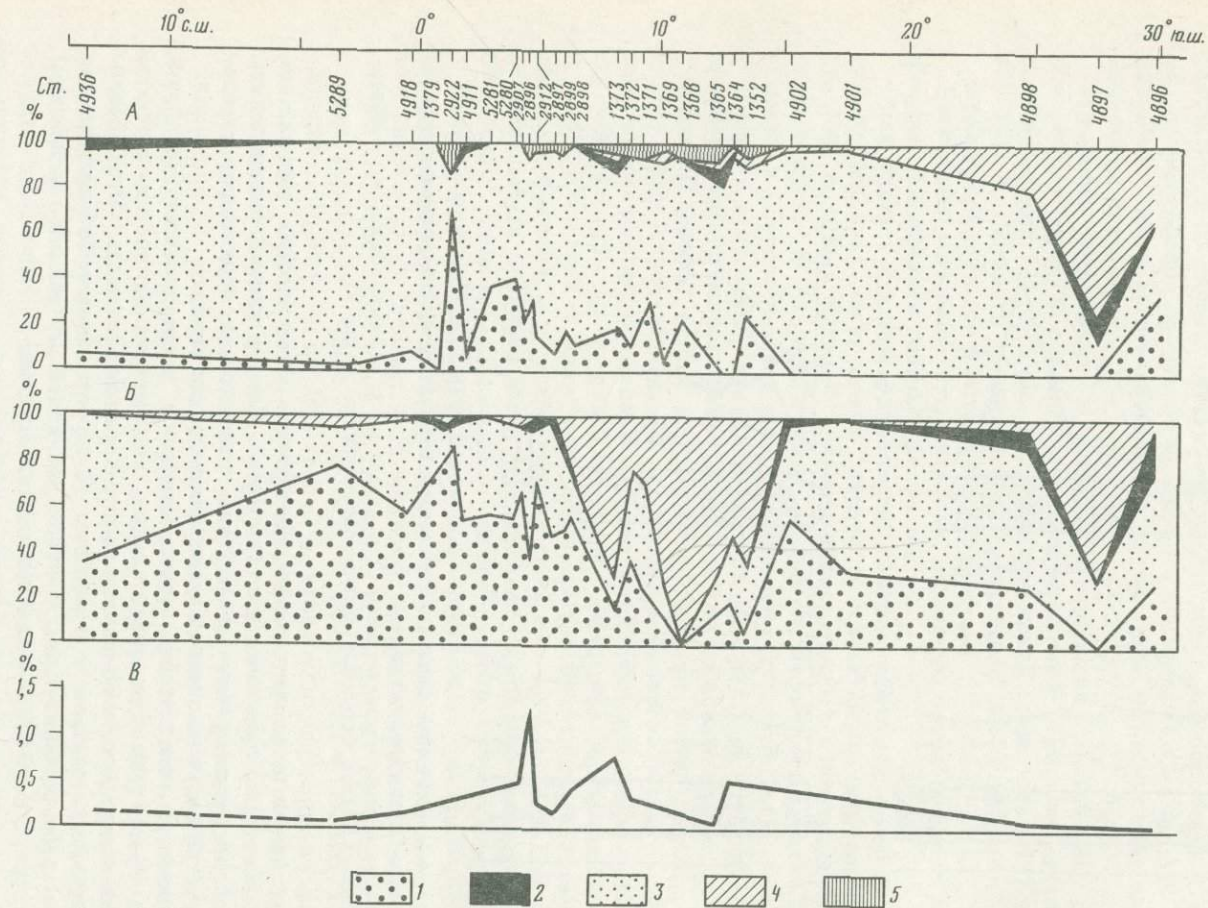


Рис. 40. Вариации состава крупноалевритовой фракции осадков поверхностного слоя в Центральной котловине (меридиональный разрез)

Комплексы минералов: 1 — терригенный; 2 — эдафогенный; 3 — аутигенный; 4 — смешанный (наземно-вулканогенный + терригенный + эдафогенный); 5 — биогенный. А — легкая подфракция; В — то же, тяжелая; В — содержание тяжелой подфракции

генные минералы, трудноопределимые агрегатные зерна и непрозрачные рудные минералы. Это позволило более четко обособить вулканогенные и терригенные минеральные комплексы. При изучении аутигенных образований (пирит, целестобарит, цеолиты, железо-марганцевые микроконкреции) в ряде мест проведено непрерывное опробование осадков вблизи раздела вода—дно, когда в пределах верхних 5 см анализировалось 4—5 образцов.

В крупноалевритовой фракции осадков выявлены следующие генетические группы минералов: терригенные, наземно-вулканогенные, эдафогенные, космогенные, аутигенные и биогенные. Особенностью аллотигенных минералов является отсутствие следов истирания, которые наблюдались только у отдельных зерен кварца, полевых шпатов и обломков пород.

По соотношению крупноалевритовых компонентов осадков Центральная котловина принадлежит к биотит-роговообманковой Центральной минералогической провинции. На водосборных площадях рек, впадающих в Бенгальский залив (Ганг, Брахмапутра, Гадавари и др.), развиты докембрийские гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, кислые и основные интрузии, деканские траппы, осадочные породы позднемелового и третичного возраста (Кришнан, 1954), которые и послужили основным источником терригенных минералов крупноалевритовой фракции осадков. Вулканогенные минералы (кислое стекло, часть пироксенов, плагиоклазов) эпизодически поставлялись с Зондских островов. В районах пониженных скоростей седиментации проявились комплексы эдафогенных и аутигенных минералов.

Среди обломочных крупноалевритовых компонентов осадков поверхностного слоя по удаленности южной границы их ареалов максимальных содержаний прослеживается следующий ряд механической дифференциации (относительно устья Ганга): турмалин, ставролит (4° с.ш.) — моноклинные пироксены, основные и средние плагиоклазы (0°) — корунд, кислые плагиоклазы, мусковит (5° ю.ш.) — эпидот, оливин, сфен, силлиманит (8° ю.ш.) — гранаты, дистен (10° ю.ш.) — тремолит, актинолит (12° ю.ш.) — обыкновенная роговая обманка, апатит, циркон, калиевые полевые шпаты, кварц (20° ю.ш.) — биотит (26° ю.ш.). Учитывая возможность переноса некоторых минералов золовым путем, а также поставку за счет разрушения пород дна, следует признать полученный ряд в значительной мере условным, однако трудно не согласиться с тем, что минеральное разнообразие заметно уменьшается примерно южнее 10° ю.ш. Наиболее удаленные границы разноса крупноалевритовых терригенных минералов, как и следовало ожидать, метит листоватый биотит (Свальнов, Рудакова, 1976; Свальнов, 1983).

Попытка более четко обособить минеральные комплексы привела к довольно неожиданным результатам. На меридиональном разрезе осадков поверхностного слоя мы сгруппировали крупноалевритовые компоненты следующим образом (рис. 40; см. рис. 19). В заведомо терригенный комплекс пофракционно включены обыкновенная роговая обманка, тремолит-актинолит, эпидот, турмалин, ставролит, силлиманит, мусковит, сфен, апатит, кварц, калиевые полевые шпаты; в эдафогенный — базальтическая роговая обманка, оливин, основное вулканическое стекло, палагонит; в аутигенный — пирит, железо-марганцевые микроконкреции, целестобарит, цеолиты; в смешанный (наземно-вулканогенный+терригенный+эдафогенный) — моноклинные и ромбические пироксены, циркон, хлорит, дистен, биотит, лейкоксен, рутил, анатаз, гранаты, средние, основные и кислые плагиоклазы, кислое вулканическое стекло; в биогенный — фосфатизированный костный детрит.

Содержание тяжелых минералов в крупноалевритовой фракции осадков разреза изменяется от единичных зерен до 1,23%. Низкие значения наблюдаются севернее экватора (см. рис. 40) и южнее 15° ю.ш., а в среднем относительно высокие — в пределах пояса биогенного кремнеаккумуляции. Сходное распре-

деление характерно и для легких терригенных минералов, однако в южной части разреза выявлен локальный пик, связанный, по-видимому, с привнесом легких минералов золовым путем.

Профиль распределения тяжелых терригенных минералов более сложный: высокие концентрации их сдвинуты к северу относительно легких минералов и приурочены к северной части пояса пелагического кремненакопления и к южной зоне гемипелагических осадков. В сумме минералы терригенного и смешанного комплексов почти повсеместно преобладают в обеих подфракциях осадков разреза. При этом доля их заметно уменьшается между 5 и 15° ю.ш., а также южнее 25° ю.ш., где преобладающими становятся аутигенные минералы.

Содержание эдафогенных минералов в крупноалевритовой фракции осадков незначительное. В целом для них характерно пятнистое распределение, но в основном они тяготеют к осадкам южного окончания разреза. Фосфатизированный костный детрит обнаружен в осадках поверхностного слоя только в широтной полосе 2—15° ю.ш.

Возвращаясь к аутигенному комплексу минералов, следует отметить, что к осадкам, распространенным южнее 25° ю.ш., приурочены цеолиты и микроконкреции, тогда как в пределах пояса кремненакопления (5—15°, ю.ш.) микроконкреции встречаются совместно с пиритом. Последняя ассоциация не характерна для пелагического литогенеза и отражает, вероятно, специфику окислительно-восстановительного типа диагенеза в пелагических областях повышенной биологической продуктивности. В таких областях биотурбация осадков приводит к перераспределению реакционноспособного органического вещества, в результате чего создаются локальные восстановительные условия, позволяющие сосуществование в осадках аутигенных минералов окислительного и восстановительного типов диагенеза.

Детали соотношений минералов в крупноалевритовой фракции осадков иллюстрируют материалы, полученные на полигоне 1352. Характерным терригенным минералом осадков поверхностного слоя здесь является обыкновенная роговая обманка (рис. 41), содержание которой в тяжелой подфракции достигает местами 75%. Повышенные концентрации обнаружены в осадках склонов локальных поднятий, пониженные — на западном борту трога Индрани.

Содержание моноклинных пироксенов в тяжелой подфракции не превышает 20%. В их распределении наблюдается приуроченность повышенных концентраций к осадкам вершин и склонов небольших поднятий, а также склона трога Индрани. Часть моноклинных пироксенов имеет, вероятно, эдафогенную природу.

Терригенный кварц отчетливо тяготеет к осадкам пониженных участков дна. Содержание его в легкой подфракции достигает 14%, но в основном составляет менее 1%.

Основные плагиоклазы, вероятно частично эдафогенные, приурочены к осадкам локальных поднятий и отдельных участков склона трога Индрани. Содержание их не превышает 3% легкой подфракции.

Аутигенные железо-марганцевые микроконкреции составляют до 22% крупноалевритовой фракции осадков (рис. 42). Благоприятными для их формирования являются участки пониженных темпов седиментации (см. рис. 25).

Содержание аутигенных цеолитов крайне изменчиво и достигает местами 60% легкой подфракции. Повышенные концентрации обнаружены в осадках южной части полигона.

Результаты изучения крупноалевритовой фракции подтвердили вывод о формировании аутигенных минералов в поверхностном слое осадков (0—1 см), основанный на соотношении компонентов в песчаных фракциях (см. выше). Непрерывное детальное опробование нескольких дночерпательных монолитов позволило уменьшить мощность слоя осадков, в котором впервые встречаются аутигенные образования (табл. 16). Этот слой расположен непосредственно ниже

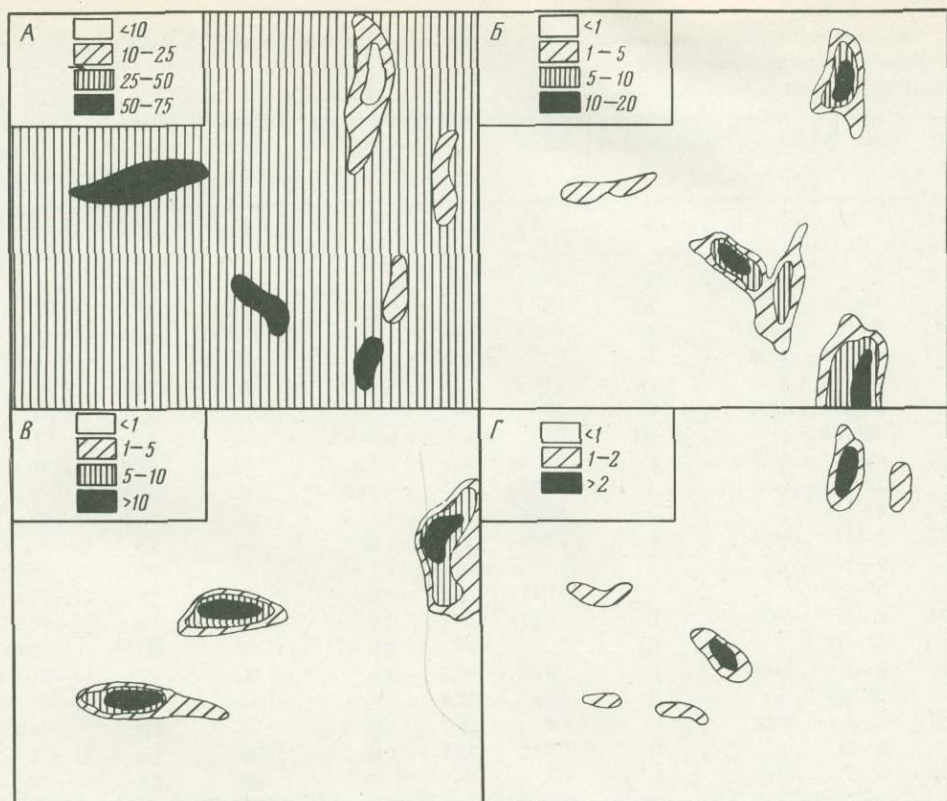


Рис. 41. Распространение (в %) обломочных минералов в крупноалевролитовой фракции осадков поверхностного слоя на полигоне 1352

А — обыкновенная роговая обманка; Б — пироксены моноклинные; В — кварц; Г — основные и средние плагиоклазы

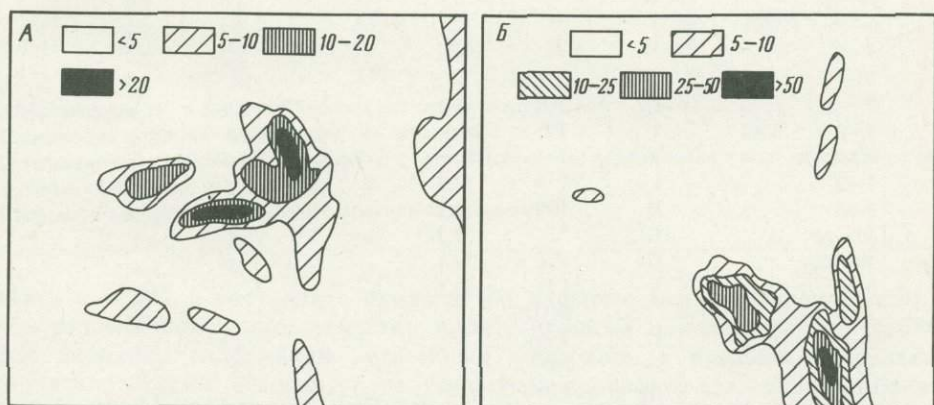


Рис. 42. Распространение (в %) аутигенных минералов в крупноалевролитовой фракции осадков поверхностного слоя на полигоне 1352

А — микроконкреции; Б — цеолиты

Таблица 16

Содержание (в %) аутигенных минералов в крупноалевритовой фракции осадков на меридиональном разрезе в Центральной котловине

Станция	Горизонт, см	Глубина, м	Литологический слой	Тип осадка*	Пирит**	Целестобарит***	Цеолиты***	Микроконкреции****	ЖМК на поверхности
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2922	0—5	4640	I	РФ	—	—	—	0,2	—
	16—21		III	ГГ	—	—	—	0,8	—
2912	0—5	4600	I	РФ	—	—	—	0,2	+
2897	0—5	4480	I	"	0,2	—	—	—	+
	10—15		II	ГРси	—	0,4	—	1,6	—
2899	0—5	4950	I	ГР	—	—	—	0,2	—
	20—25		III	РГ	—	—	—	8,2	—
1373	0—3	5033	I	ГР	5,4	3,6	2,0	13,9	+
	10—12			МПГр	2,7	28,5	9,3	13,3	—
	23—25			МПГ	1,5	15,3	12,4	21,1	—
1372	0—1	4868	I	ГРси	—	10,9	—	2,9	+
	9—10			"	—	1,7	—	16,3	—
	15—17			МПГр	—	5,9	—	22,1	—
1371	0—3	5422	I	ГРд	—	—	—	3,0	—
	13—15		III	"	—	—	—	3,7	—
1369	0—3	5341	I	ГР	49,3	—	2,8	—	—
	26—29		III	ГРд	28,9	—	—	—	—
1368	0—4	5328	I	ГР	66,1	—	—	18,2	—
	8—10		II	ГРд	73,9	—	3,9	3,4	—
1365	0—5	5145	I	ГР	—	—	0,8	6,5	+
	10—12		III	РГ	—	—	1,6	3,8	+
1364	0—1	5053	I	ГР	—	36,7	1,0	3,8	+
	10—12		III	РГ	—	13,5	—	9,1	—
	18—20			ЭГ	—	6,4	—	59,2	—
Полигон 1352									
5	0—2	5132	I	ГР	3,3	—	51,2	1,8	+
	10—12		III	"	—	—	8,1	1,8	—
	18—20		III	"	—	—	6,0	1,0	—
6	0—3	5361	I	"	—	—	5,3	5,4	+
	3—5		II	"	—	—	3,2	2,6	—
	10—12		II	"	—	—	—	1,5	—
7	20—21	5340	III	РД	—	—	2,0	1,4	—
	0—0,2		I	ГР	—	—	1,0	1,6	+
	0,2—0,5		I	"	—	—	0,6	1,8	—
	1—3		I	"	58,5	—	5,2	5,1	—
	3—5		II	ГРд	52,7	—	2,8	5,1	—
8	10—12	5053	II	"	73,2	—	3,8	4,3	—
	18—20		III	РД	78,4	—	2,5	3,4	—
	0—1		I	ГР	33,3	—	—	4,6	+
	14—15			МПГр	—	—	—	22,5	—
	0—2		I	ГРси	—	—	14,7	1,3	+
9	13—15	4962	II	РФ	—	—	5,5	2,6	—
	17—20		III	ГРси	—	—	19,5	2,4	—
10	0—2	4989	I	"	—	—	21,6	1,8	+
11	0—0,5	5092	I	ГР	—	—	—	6,8	+
	0,5—1,0		I	"	—	—	1,3	6,4	—
	1—3		I	"	—	—	0,6	2,3	—
	3—5		II	РД	4,7	1,6	1,8	5,0	—

Таблица 16 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	10—12		III	"	—	—	1,4	—	
	17—19		III	"	—	—	1,6	6,0	
	19—20		III	"	—	—	0,8	1,6	
12	0—1	5149	I	ГР	4,1	—	5,5	7,3	—
	1—3		I	"	—	—	0,8	12,6	
	3—5		II	РД	—	—	3,3	7,1	
	10—11		II	"	—	—	1,2	0,2	
	19—20		III	"	—	—	0,3	0,5	
17	0—2	5007	I	РГ	13,6	—	1,5	20,4	+
21	0—1	5372	I	ГР	—	—	—	6,8	—
	3—5		II	"	—	—	0,8	1,9	
	10—12			РГ	4,8	—	0,6	15,9	
	19—20			"	—	—	1,8	27,2	
48	0—1	5049	I	ГР	—	—	—	13,9	+
	10—11		II	ГРси	—	—	2,1	8,1	
	24—25		III	РД	—	—	—	2,9	
49	0—1	5115	I	ГР	—	—	—	9,9	+
	10—12		II	ГРси	—	—	0,4	7,3	
	24—25		III	РД	—	—	—	2,2	
50	0—1	5104	I	ГР	—	—	—	12,5	
	10—12		II	ГРси	—	—	1,8	8,0	
	18—20		III	РД	—	—	0,9	2,1	
51	0—1	5126	I	ГР	—	—	4,1	5,6	—
	10—12		III	РД	—	—	2,8	3,0	
	21—22		III	"	—	—	—	2,3	
59	0—5	5338	I	ГР	—	—	2,0	6,6	—
	12—15		III	РГ	—	—	2,1	10,8	
60	0—1	5377	I	ГРд	—	—	2,2	15,8	—
	19—20			МПГ	—	—	—	39,2	
61	0—1	5235	I	ГР	63,9	—	4,8	3,6	+
	10—11		II	"	—	—	—	—	
	18—20		III	РД	—	—	2,0	1,6	
68	0—1	4900	I	ГР	—	—	0,7	5,1	+
	5—7		I	ГРси	—	—	3,3	5,2	
69	0—2	4911	I	"	6,8	11,4	3,9	5,1	+
	15—17		III	ГРд	—	—	3,6	6,7	

*Аббревиатуры см. в разделе "Химический состав осадков" (наст. глава).

**Содержание в тяжелой подфракции без пересчета.

***Содержание в тяжелой (целестобарит) и легкой (цеолиты) подфракциях после пересчета на прозрачные абиогенные компоненты.

****Содержание в крупноалевритовой фракции без пересчета.

контакта с водой и составляет около 2 мм. Помимо микроконкреций, осадки вблизи раздела вода—дно содержат пирит, цеолиты и целестобарит. Наблюдаемые вариации содержаний аутигенных минералов в разрезах в основном обусловлены типами осадков, а не усилением процессов аутигенного минералообразования по мере увеличения возраста отложений.

Проведенные исследования крупноалевритовой фракции осадков Центральной котловины позволяют предположить, что на фоне постепенного уменьшения содержания терригенной составляющей этой фракции по направлению от берега к пелагическим районам существуют два участка преимущественного ее осаждения — прибрежный и пелагический. Последний расположен в преде-

лах биологически продуктивной зоны, где, по-видимому, возможен пеллетный транспорт алевритового материала на дно. В качестве альтернативы можно допустить, что незакономерное увеличение концентрации крупноалевритового обломочного материала в пелагических осадках связано с поступлением вулканокластики золотым путем.

Аутигенные минералы (целестобарит, цеолиты, железо-марганцевые микроконкреции) формируются на разделе вода—дно, а после захоронения испытывают только кристаллохимические преобразования, не изменяясь в количественном отношении. Наблюдаемые вариации содержаний по разрезам — отражение условий седиментации, существовавших на разделе вода—дно в момент зарождения аутигенных минералов.

Совместное нахождение в осадках пирита и микроконкреций свидетельствует о гетерогенности окислительно-восстановительных микроусловий в пределах современного пояса биогенного кремнеаккумуляции.

8. СОСТАВ ПЕЛИТОВЫХ ФРАКЦИЙ ОСАДКОВ

В гранулометрическом спектре глубоководных осадков важное место занимают пелитовые фракции ($< 0,01$ мм). Изучение их позволяет судить о составе и происхождении глинистых минералов, о диагенетических процессах и путях переноса терригенного материала. Исследования фракций $< 0,002$ и $< 0,001$ мм осадков поверхностного слоя показали (Горбунова, 1966; Свальнов, Шевченко, 1977; Siddiquie, 1967; Goldberg, Griffin, 1970; Kolla, Biscaye, 1973) сложное соотношение глинистых минералов в пределах Центральной котловины. Севернее 10° ю.ш. выделяются Деканская и Гангская провинции.

Первая из них охватывает западную часть Бенгальского залива и протягивается на юг до экватора. Для Деканской провинции характерно высокое содержание смектита (42—70%), гидрослюда составляет 14—40%, а каолинит и хлорит — менее 10% каждый. Гангская провинция отличается повышенным количеством гидрослюда (в среднем 57%) и хлорита (до 25%); средняя концентрация смектита — 16%, а каолинита — 20%.

Южнее 10° ю.ш. (в пределах Австралийской провинции глинистых минералов) наблюдается постепенное увеличение в осадках доли каолинита до 20—60%. Среднее содержание смектита составляет 18%, гидрослюда — 35%, хлорита — менее 10%. Осадки обрамляющих котловину хребтов обогащены смектитом и обеднены другими глинистыми минералами, подобно Индонезийской провинции (в среднем 48% смектита, 22% гидрослюда, 30% каолинита и хлорита).

Авторами изучено соотношение глинистых минералов во фракциях < 1 , $1-10$, > 10 мкм и в осадке без разделения. Для этой цели были использованы пробы, собранные в 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" (табл. 17; см. рис. 19, 24). Рентгеновские исследования выполнены на дифрактометре ДРОН-1,5 с CuK -излучением, Ni—фильтром, при 50 кВ и 22 мА, щели: 0,5:1, 1:0,5. Количественная оценка доли каждого глинистого минерала проведена по методике Бискайе (Biscaye, 1964). В изученных образцах выявлены смектит, гидрослюда и хлорит, нередко присутствуют кварц, полевые шпаты, филлипсит. При этом наблюдается хорошая корреляция между типом осадка и составом глинистых минералов.

Максимальное среднее содержание гидрослюда (60%) обнаружено в гемипелагических глинах, для которых характерны низкие концентрации хлорита (12%) и смектита (28%). Гидрослюда присутствует во всех проанализированных фракциях этих глин, но особенно обогащена ею фракция $1-10$ мкм (65%).

Основу разновозрастных миопелагических глин составляет смектит (в среднем 45—53%), тогда как на долю гидрослюда приходится 24—38%, а на хло-

рит — 16—24%. Сметит резко преобладает над гидрослюдой и хлоритом во фракциях < 1 мкм (69—80%) и > 10 мкм (62—70%).

Повышенное содержание хлорита выявлено в эвпелагических глинах (в среднем 39%) и цеолитово-глинистых осадках (32%), которые характеризуются и довольно высокой концентрацией сметита (39 и 44% соответственно). При этом хлорит тяготеет к фракциям > 1 мкм, а сметит — к фракции < 1 мкм, хотя и в других фракциях преобладает над гидрослюдой и хлоритом.

В группе кремнисто-глинистых осадков соотношение минералов в среднем довольно равномерное: 38—52% гидрослюды, 22—39% сметита, 20—29% хлорита. Гидрослюда и хлорит наиболее обильны во фракциях > 1 мкм, тогда как сметитом обогащена фракция < 1 мкм.

Таким образом, по направлению в пелагическую область постепенно уменьшается содержание гидрослюды, а доля хлорита и сметита возрастает. Учитывая пофракционное соотношение глинистых минералов (сметит тяготеет к фракциям < 1 мкм, гидрослюда и хлорит — к более крупным фракциям), можно предположить, что распределение гидрослюды в основном подчинено закономерностям механической дифференциации терригенного материала, а концентрирование хлорита и сметита осложнено, кроме того, процессами аутигенного глинообразования.

Как показало изучение микроструктур осадков Центральной котловины (см. табл. III—XII), для пелагических глин весьма характерен аутигенный сметит, развивающийся по биогенным кремнистым остаткам (миопелагические глины), аутигенным цеолитам и основной массе глины. Что касается хлорита, то его аутигенная природа обусловлена, вероятно, изменениями (гидротермальными?) подводных базальтоидов, продукты разрушения которых — основа для формирования эвпелагических глин Индийского океана (Свальнов, Шевченко, 1977).

Вклад аутигенных глинистых минералов в пелагические осадки можно приблизительно оценить, нормируя их по заведомо терригенным гемипелагическим глинам (см. табл. 17). Самый высокий коэффициент относительного обогащения сметитом выявлен в разновозрастных миопелагических глинах — 1,6—1,8, т.е. "избыточный" сметит в них (по сравнению с гемипелагическими глинами) составляет 38—47%. В цеолитово-глинистых осадках избыток равен 38%, в эвпелагических глинах (одна проба) — 29%, в кремнисто-глинистых илах — менее 29%. Стабильно высокие концентрации "избыточного" сметита (55—64%) приурочены к фракции 1—10 мкм мио- и эвпелагических глин, заметно ниже они во фракциях < 1 мкм (29—47%) и > 10 мкм (17—44%) этих глин. В кремнисто-глинистых осадках профракционное распределение сметита (относительно гемипелагических глин) довольно изменчивое. Устойчивый дефицит сметита характерен для всех фракций глинисто-радиоляриевых илов, обогащенных диатомеями (ГРд). В радиоляриево-глинистых илах (РГ) избыток не превышает 33% (фракция 1—10 мкм), а в слабоизвестковистых глинисто-радиоляриевых осадках (ГРси) увеличивается до 66% (фракция та же). Небольшое обогащение сметитом выявлено в бескарбонатных глинисто-радиоляриевых илах (ГР) во фракциях < 1 мкм (17%) и > 10 мкм (9%), при остром дефиците его во фракции 1—10 мкм.

По сравнению с гемипелагическими глинами практически все изученные типы пелагических осадков резко обеднены гидрослюдой (особенно глины). Исключение представляют глинисто-радиоляриевые илы, обогащенные диатомеями, в тонких фракциях которых (< 10 мкм) избыток гидрослюды достигает 9—17%, а во фракции > 10 мкм — 38%.

Самые высокие концентрации "избыточного" хлорита обнаружены в эвпелагических глинах (72%) и цеолитово-глинистых осадках (63%). Промежуточные значения характерны для кремнисто-глинистых илов (41—58%) и разновозрастных миопелагических глин (23—50%). Повышенные количества "избыточ-

Таблица 17

Соотношение глинистых минералов в пелагических осадках Центральной котловины, (%)

Станция	Горизонт, см	Тип осадка*	Осадок в целом		
			С**	Г	Х
1352-17	2,0—2,5	ЦГ			
	8—10	ЦГ	48	26	26
1352-24	3—4	МППГц	52	24	24
1352-59	5—7	ГР	50	33	17
	100—103	РГ	48	32	20
	180—183	МГр	50	30	20
	228—230	МГр	64	22	14
	332—335	МГр	52	32	16
	380—382	МГр	60	24	16
1352-60	16—20	МППГ	26	62	12
1352-69	2—5	ГРси	—	—	—
	58—60	ГР	—	—	—
	150—152	РГ	—	—	—
	203—205	МГр	—	—	—
	225—228	МГр	—	—	—
	268—270	МГр	—	—	—
1365-2	5—10	ГР	26	42	32
	48—50	МГр	40	40	20
	140—143	МГ	50	31	19
	150—153	ЦГ	40	30	30
	190—192	ЦГ	38	29	33
	250—252	ЦГ	63	12	25
	280—282	ЭГ	39	22	39
	1368-2	20—23	ГРд	25	50
155—157		ГР	25	38	37
360—363		ГРд	31	50	19
1370-2	45—50	РГ	—	—	—
	145—147	РГ	30	50	20
	252—254	РГ	—	—	—
	335—337	РГ	—	—	—
	355—357	МППр	—	—	—
	375—377	МППр	—	—	—
1371-2	12—15	ГРд	20	60	20
	45—47	ГРд	15	62	23
	85—87	МППр	47	38	15
	105—107	МППр	52	32	16
	175—177	ГГМ	29	60	11
	220—222	ГГМ	28	61	11
	239—241	ГГМ	29	58	13
	264—266	ГГМ	27	60	13
1372-2	31—34	МППр	—	—	—
	125—127	МПП	—	—	—
	182—184	МППГц	—	—	—
	240—242	ЦГ	—	—	—
1373-2	23—25	МПП	40	40	20
	57—60	МПП	55	28	17
	96—98	ЦГ	32	21	47
	200—202	МПП	61	21	18
Средние содержания глинистых минералов, нормированные по миоценовой гемипелагической глине		ГР	1,2	0,6	2,4
		ГРд	0,8	0,9	2,1
		РГ	1,4	0,7	1,7
		ГРси	—	—	—
		МГ	1,8	0,5	1,6
		МГр	1,9	0,5	1,4
		МПП	1,6	0,6	1,4
		МППр	1,8	0,6	1,3
		МППГц	1,9	0,4	2,0
		ЭГ	1,4	0,4	3,3
		ЦГ	1,6	0,4	2,7

* Аббревиатуры см. в разделе "Химический состав осадков" (наст. глава).

Фракция, мкм								
>10			1—10			<1		
С	Г	Х	С	Г	Х	С	Г	Х
43	11	46	79	10	11	72	14	14
39	12	49	66	14	20	82	5	13
53	27	20	65	20	15	69	15	16
63	25	12	29	47	24	73	15	12
81	13	6	50	29	21	82	9	9
69	16	15	73	18	9	83	8	9
78	9	13	81	13	6	86	6	8
69	15	16	57	29	14	81	9	10
67	18	15	70	20	10	84	8	8
59	31	10	21	68	11	72	19	9
—	—	—	63	19	18	62	17	21
50	33	17	8	61	31	50	30	20
37	36	27	29	43	28	60	20	20
68	16	16	32	43	25	60	18	22
50	29	21	44	32	24	64	18	18
53	27	20	42	32	26	66	17	17
68	32	Не обн.	Не обн.	67	33	50	25	25
53	24	23	22	45	33	72	11	17
60	20	20	48	35	17	80	12	8
47	18	35	38	31	31	75	17	8
50	11	39	60	16	24	81	13	6
57	11	32	64	21	15	88	8	4
73	13	14	61	11	28	93	3	4
5	67	28	8	77	15	31	41	28
Не обн.	80	20	Не обн.	75	25	55	30	15
14	57	29	Не обн.	80	20	57	29	14
43	29	28	21	49	30	14	57	29
Не обн.	75	25	20	60	20	70	20	10
44	21	35	22	49	29	67	15	18
53	27	20	58	25	17	69	14	17
68	21	11	62	25	13	82	9	9
78	9	13	42	42	16	78	9	13
9	73	18	Не обн.	80	20	36	43	21
6	82	12	7	71	22	30	50	20
70	20	10	54	31	15	72	16	12
68	21	11	50	40	10	73	18	9
35	52	13	22	66	12	54	36	10
55	35	10	27	62	11	46	41	13
44	47	9	23	65	12	53	35	12
31	57	12	17	69	14	41	45	14
67	11	22	68	18	14	69	14	17
63	20	17	62	21	17	61	22	17
72	11	17	50	33	17	74	13	13
60	16	24	56	22	22	76	12	12
77	13	10	55	30	15	74	15	11
85	8	7	47	35	18	64	22	14
39	8	53	18	36	46	75	17	8
67	11	22	62	25	13	75	14	11
1,1	0,9	1,3	0,4	1,0	2,2	1,2	0,6	1,5
0,1	1,6	1,8	0,2	1,2	1,5	0,8	1,1	1,8
1,0	0,7	2,2	1,5	0,7	1,8	1,2	0,6	0,7
—	—	—	2,9	0,3	1,4	1,3	0,4	1,8
1,5	0,4	1,8	2,2	0,5	1,3	1,6	0,3	1,2
1,5	0,4	1,6	2,4	0,4	1,4	1,5	0,3	1,1
1,7	0,4	1,2	2,2	0,6	1,2	1,4	0,5	1,3
1,7	0,3	1,3	2,5	0,5	1,1	1,5	0,3	1,0
1,5	0,4	1,7	2,6	0,4	1,2	1,4	0,4	1,3
1,8	0,3	1,3	2,8	0,2	2,2	1,9	0,1	0,3
1,2	0,3	3,6	2,5	0,3	1,8	1,6	0,3	0,8

** С — смектит, Г — гидрослюда, Х — хлорит.

ного" хлорита тяготеют к фракции > 1 мкм изученных отложений (до 72% в цеолитово-глинистых осадках). В субколлоидной фракции (< 1 мкм) явный дефицит хлорита наблюдается в эвпелагических глинах, цеолитово-глинистых осадках и радиоляриево-глинистых илах; в миопелагических глинах избыток не превышает 23%, а в кремнисто-глинистых илах типов ГР, ГРси, ГРд составляет 33—44%.

Приведенные оценки вкладов аутигенных глинистых минералов ("избыточные" хлорит и смектит) в состав глубоководных осадков, по-видимому, не совсем корректны, так как нормирование по гемипелагическим глинам не учитывает золую поставку глинистых минералов, последствия механической дифференциации и специфику осаждения глинистых минералов на путях переноса в пелагической области (южнее 5° ю.ш.). Действительно, по закону механической дифференциации терригенного материала во время переноса в пелагиаль вначале должна истощаться гидрослюда (как самая тяжелая), затем хлорит и наконец смектит. При этом подразумевается, что исходное соотношение указанных минералов (в гемипелагической области) по мере продвижения в пелагиаль будет смещаться в сторону увеличения доли смектита в субколлоидной фракции за счет истощения во всех фракциях сначала гидрослюды, а затем и хлорита.

Реальное пофракционное соотношение глинистых минералов на первый взгляд подтверждает названные закономерности механической дифференциации: гидрослюда и хлорит тяготеют к фракциям осадков > 1 мкм, а смектит — к субколлоидной (< 1 мкм). Однако если содержание гидрослюды постепенно уменьшается при переходе от гемипелагических осадков к эвпелагическим, то хлорит достигает максимальных концентраций во фракциях > 1 мкм только в эвпелагической области, где, казалось бы, во всех фракциях должен господствовать смектит. Нормирование относительно гемипелагических глин подтвердило дефицит хлорита в субколлоидной фракции эвпелагических осадков, а гидрослюды — во всех фракциях пелагических отложений, при этом устойчивый максимум смектита отмечен во фракции 1—10 мкм, т.е. не в субколлоидной. Такие соотношения глинистых минералов неизбежно приводят к допущению дополнительного поступления в осадки хлорита и смектита вследствие процессов аутигенного глинообразования.

С учетом изложенного и ограниченных возможностей осаждения глинистых минералов в эвпелагической области (за счет пеллетного транспорта и непосредственного выпадения из взвеси субколлоидного материала) представляется, что реальный вклад аутигенных смектита и хлорита в состав пелагических глин значительно выше, чем подсчитано нами.

9. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ КОНКРЕЦИОННЫХ ОСАДКОВ

Индийский океан по сравнению с Атлантическим и Тихим выделяется асимметрией климатических зон и питающих провинций обрамления, что неизбежно сказалось на типах осадков и их пространственно-временных соотношениях. Наиболее отчетливо специфика осадконакопления в Индийском океане проявилась в Центральной котловине, рассматриваемой здесь в качестве одной из моделей океанского литогенеза.

По комплексу признаков в Центральной котловине выделяются приконтинентальный (гемипелагический) и пелагический типы литогенеза. Граница между ними проходит по 5° ю.ш. Основным критерием разделения приконтинентального и пелагического типов литогенеза является интенсивность редуционных процессов. Среди других признаков типа литогенеза большое значение имеют гидродинамика, распределение планктонных и бентосных организмов, величина первичной продукции, содержание реакционноспособного ор-

ганического вещества в воде и осадках, скорость седиментации, строение и морфология дна, особенности механической, химической и биологической дифференциации вещества, интенсивность перераспределения осадочного материала, состав осадков и их физические параметры.

Севернее 5° ю.ш. (область приконтинентального литогенеза) неоген-четвертичные осадки в основном представлены слаболитифицированными гемипелагическими глинами, окисленными в пределах верхнего слоя мощностью 10—50 см, ниже — восстановленными. Формирование их связано с мощными выносами рек (Ганг, Брахмапутра и др.), дренирующих обрамление Бенгальского залива. Величина современной первичной продукции фитопланктона составляет 150—500 С мг/м² в день (Кобленц-Мишке и др., 1971), содержание С_{орг} в поверхностном слое осадков колеблется в пределах 0,4—1,0%. На севере Центральной котловины выделяется Приконтинентальная эвтрофная область, характеризующаяся благоприятными условиями для развития макробентоса (Соколова, 1986). Дно в этой части котловины изрезано многочисленными каньонами и подводными долинами (Heezen, Tapp, 1964; Curray, Moore, 1971), благоприятствующими распространению терригенного материала и в более южные районы. Преобладающей здесь является механическая дифференциация осадочного вещества.

Совокупность перечисленных факторов обусловила формирование довольно монотонной толщи гидрослюдистых гемипелагических глин, включающих слои терригенных турбидитов. Средняя скорость осадконакопления в зоне приконтинентального литогенеза постепенно увеличивается в северном направлении от 10 до 100 мм/1000 лет и более (Свальнов и др., 1976), что на 1—2 порядка выше, чем в пелагических районах. Окислительные условия в маломощном поверхностном слое осадков сменяются по разрезу восстановительными, в которых редукция железа приводит к образованию аутигенных гидротроилита и пирита.

Таким образом, приконтинентальный литогенез, ограниченный гемипелагической областью Центральной котловины, является по своей сути гумидным и характеризуется высокими скоростями терригенной седиментации (включая органическое вещество), слабой литификацией осадков, широким развитием процессов восстановления железа (восстановительный тип диагенеза), формированием мощных пачек терригенных турбидитов.

Пелагический литогенез развит в миопелагической и эвпелагической зонах Центральной котловины, где основные черты питающих провинций суши стираются, осадочное вещество во многом обезличено. Механическая дифференциация здесь в основном вытесняется химической и биологической. Помимо истощенных речных выносов, поступление обломочного материала связано с эоловым разносом преимущественно вулканокластики Зондских островов и с разрушением пород дна. Здесь широко проявлено перераспределение осадочного вещества с образованием маломощных биогенных, эдафогенных и вулканогенных турбидитов, биотурбированных толщ; нередко перерывы седиментации. Содержание органического вещества в осадках варьирует в пределах 0,1—0,5%, вследствие чего редукционные процессы резко подавлены или протекают локально.

Основными членами пелагического неоген-четвертичного разреза являются (снизу вверх) слаболитифицированные эвпелагические глины, миопелагические глины, кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые илы; по периферии Центральной котловины и на локальных поднятиях разрез в основном представлен планктоногенными известковыми илами. Скорость седиментации в зависимости от типа осадка изменяется в довольно широком диапазоне (мм/1000 лет): 3—30 — известковые илы; 1—10 — кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые илы; 1—3 — миопелагические глины; менее 1 — эвпелагические глины

(Свальнов и др., 1976). В целом низкие скорости пелагического осадконакопления способствуют формированию на разделе вода—дно хемогенно-диагенетических железомарганцевых конкреций, корок, микроконкреций, а также цеолитов, целестобарита, т.е. индикаторов окислительного типа диагенеза.

В Центральной котловине переход от пелагического литогенеза к приконтинентальному осуществляется постепенно — через кремнисто-глинистые илы. Для них характерен окислительно-восстановительный тип диагенеза, обусловленный тем, что умеренное содержание органического вещества (в среднем 0,3—0,5%) и процессы биотурбации приводят к развитию в окислительной среде очагов восстановления железа. В результате становится возможным совместное нахождение в осадке пирита, железомарганцевых микроконкреций и цеолитов.

Изучение неоген-четвертичных осадков Центральной котловины показало, что они прошли следующие стадии литогенеза: председиментогенез, протоседиментогенез, седиментогенез, протодиагенез и диагенез. Стадия председиментогенеза объединяет биолого-геохимические процессы, связанные с подготовкой вещества. В гемипелагической области к этим процессам добавляется механическая дифференция терригенного материала. В соответствии с биологической структурой океана выделяются три уровня: первичной (поверхностной) и вторичной (придонной) биогенной мобилизации вещества, деструкции биогенных компонентов. К деструкционным процессам отнесены растворение известковых остатков в пределах фораминиферового и карбонатного лизоклинов, критической глубины карбонатакопления, распад и минерализация органического вещества, растворение кремнистых остатков. Параллельно с деструкцией на этом уровне протекают процессы сорбции, электростатического агрегирования частиц, формирования пеллет.

На стадии протоседиментогенеза образуется густая суспензия на разделе вода—дно (диффузионный и вязкий подслои гидрологической структуры океана). Этот эфемерный осадочный слой довольно легко разрушается придонными течениями, но при благоприятных условиях постепенно теряет воду, уплотняется. Для него характерно повышенное содержание реакционноспособного органического вещества. Именно в этом слое в пелагических областях наиболее интенсивно растут железомарганцевые конкреции.

К стадии седиментогенеза отнесены верхние 5—15 см полужидких гомогенных окисленных илов с относительно высоким содержанием органического вещества, которое потребляется и регенерируется бентосными сообществами. Нередко илы включают седиментационно-диагенетические рудные стяжения. Вблизи раздела вода—дно в них формируются аутигенные микроконкреции, целестобарит, цеолиты, смектит, а иногда и пирит.

Стадия протодиагенеза охватывает нижележащие 10—20 см и характеризуется диффузионным перераспределением элементов, заметным уплотнением осадков. На данной стадии возможно локальное растворение микроконкреций и образование пирита.

На стадии диагенеза (в изученных разрезах не завершена) происходит дальнейшая (очень медленная) литификация осадков. В приконтинентальном типе литогенеза этой стадии отвечает широкое развитие редуционных процессов: на границе раздела восстановленных и окисленных илов формируются корки цементации гидроокислов железа и марганца, а в толще восстановленных осадков — гидротроилит и пирит. В пелагическом типе литогенеза неоген-четвертичных отложений на стадии диагенеза диффузионные и редуционные процессы подавлены, происходит уплотнение и минералогическое перерождение микроконкреций, в пелагических глинах продолжается формирование аутигенного смектита за счет преобразования биогенных кремнистых остатков и цеолитов.

Результаты проведенных исследований свидетельствуют об относительной стабильности условий неоген-четвертичного осадконакопления в гемипелагической части Центральной котловины. Отметим лишь, что климатические флуктуации в плейстоцене привели к заметному сокращению зоны приконтинентального литогенеза: современная южная граница распространения гемипелагических глин находится примерно на 5° севернее позднмиоценовой.

Существенно эволюционировал в неоген-четвертичное время пелагический литогенез. В основе выявленных изменений лежат глобальные похолодания в Антарктиде, которые приводили к усилению вертикальной циркуляции вод. В результате в конце позднего миоцена началось становление пояса биогенного кремнеосаждения. Зародившись в узкой широтной полосе ($7-10^\circ$ ю.ш.), пояс постепенно расширился до современных границ ($2-20^\circ$ ю.ш.), вызывая соответствующее сокращение площадей распространения мио- и эвпелагических глин (на юге Центральной котловины), а также гемипелагических глин (на севере), составляющих основу позднмиоценового разреза. Еще одним следствием изменений циркуляции вод в периоды похолодания климата являются многочисленные перерывы в разрезах пелагических осадков.

В современных границах пелагический литогенез в Центральной котловине представляется незавершенным относительно позднего миоцена. Действительно, из обязательных компонентов пелагического разреза на поверхности дна широко распространены только кремнисто-глинистые илы; миопелагические глины выявлены на ограниченной площади между 20 и 22° ю.ш., а эвпелагические глины отсутствуют. Причины этого кроются, вероятно, в постепенном увеличении продуктивности планктонных организмов как с кремневыми, так и с известковыми скелетами.

Глава IV

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ

1. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНКРЕЦИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ ДНА

Как уже отмечалось выше, Центральная котловина по характеру рельефа и условиям осадконакопления делится на две половины — северную, выровненную (ее южная граница проходит примерно на $8-10^\circ$ ю.ш.) и южную, расчлененную. Южная часть котловины с глубинами порядка $4500-5000$ м характеризуется холмисто-грядовым рельефом с амплитудами глубин $200-500$ м, реже встречаются участки пологохолмистого рельефа с амплитудами $50-100$ м (Канаев, 1979).

В северной, равнинной части котловины на поверхности гемипелагических терригенных и карбонатных илов с высокими скоростями седиментации, $3-10$ мм/1000 лет и более (Геолого-геофизический атлас..., 1975; Свальнов, 1983), конкреции практически отсутствуют. Они встречены лишь на отдельных поднятиях дна по южной периферии этой части котловины.

Центральное поле конкреций приурочено к расчлененной поверхности дна южной части котловины, к районам распространения кремнисто-глинистых и глинисто-кремнистых илов, пелагических глин, реже карбонатных осадков. Скорости седиментации здесь обычно колеблются от 1 до 3 мм/1000 лет и менее (Геолого-геофизический атлас..., 1975; Свальнов, 1983), с возрастанием от пелагических глин к кремнистым и затем к карбонатным осадкам (Левитан, Гордеев, 1981).

Конкреции обнаружены на поверхности осадков трубками, дночерпателями и фотографиями дна. Наличие конкреций или корок здесь постоянно отмечалось при тралениях и драгировках (Безруков, 1962; Безруков, Андрущенко, 1972; Кронан, 1982; Левитан, Гордеев, 1981; Cronan, Moorby, 1981; Frazer, Wilson, 1979; Fröhlich, 1982; Denis-Clacchiatti, 1981; Шнюков, Орловский, 1980, 1984). Из 94 колонок, полученных в Центральной котловине советскими и французскими экспедициями, в 16 конкреции были обнаружены на поверхности осадка (т.е. 14% колонок); по данным Дж. Фразер и Л. Уилсон Frazer, Wilson, 1979) — в 20% колонок.

Судя по фотографиям дна (ст. 5272 — Геолого-геофизический атлас..., 1975; ст. 1352 — гл. V наст. работы), концентрация конкреций колеблется в широких пределах. Участки ила, лишенные конкреций, сменяются почти сплошным слоем конкреций. Высокие плотности залегания обычно отмечены на склонах и вершинах абиссальных холмов, реже на поверхности разделяющих их депрессий. Большая неравномерность залегания определяет и значительные колебания продуктивности (в $\text{кг}/\text{м}^2$). Данные по продуктивности получены с помощью дночерпательных проб. Степень геологической изученности Центрального поля конкреций неравномерна. Основное количество станций здесь выполнено в зоне распространения кремнистых илов между 8—10 и 16—18° ю.ш., особенно между 8 и 13° ю.ш. (108 из 121 дночерпательной пробы для Центрально-Индийского рудного поля в целом).

Продуктивность конкреций в пределах радиоляриевой зоны Центральной котловины (по 77 определениям) колеблется от 0,1 до 22 $\text{кг}/\text{м}^2$, обычно более 5 $\text{кг}/\text{м}^2$ (в 52 дночерпательных пробах, т.е. в 72%). Локальные вариации продуктивности конкреций рассматриваются ниже на примере полигона ст. 1352. Здесь мы хотим лишь подчеркнуть тесную связь продуктивности конкреций радиоляриевой зоны с их морфогенетическими типами (Скорнякова, 1984). Высокие значения продуктивности (5—22 $\text{кг}/\text{м}^2$, обычно более 10 $\text{кг}/\text{м}^2$) определены в залежах седиментационных конкреций. Для обогащенных Mn, Ni, Cu, Zn, Mo диагенетических конкреций характерны более низкие величины продуктивности (Mizuno, 1981; Mizuno, Moritani, 1977; Bischoff, Piper, 1979). Однако, так же как в рудной провинции Кларифон-Клиппертон (Скорнякова и др., 1981, 1986), повышенные значения продуктивности (более 5 $\text{кг}/\text{м}^2$) встречаются и на участках развития диагенетических конкреций Центральной котловины Индийского океана. Так, по материалам 11-го рейса нис "Академик Мстислав Келдыш", из 33 дночерпательных проб, в которых были обнаружены диагенетические конкреции, в 14 продуктивность превышала 5 $\text{кг}/\text{м}^2$ (до 13,7 $\text{кг}/\text{м}^2$).

Максимальные для Центральной котловины величины продуктивности (43 $\text{кг}/\text{м}^2$) встречены по периферии поля распространения конкреций, в мергелистых осадках краевого вала желоба Чагос (ст. 4878, глубина 4670; Безруков, 1962). Данные о концентрациях и продуктивности конкреций южной части Центральной котловины, области распространения пелагических глин, крайне малочисленны. По материалам нис "Витязь" и нис "Дмитрий Менделеев" (по 4 определениям), продуктивность конкреций здесь колеблется от 4 до 12,7 $\text{кг}/\text{м}^2$, концентрация — от 20 до 50%. Однако, учитывая крайне низкие темпы седиментации эвпелагических глин (менее 1 мм/1000 лет), здесь можно ожидать значительно более высокие значения продуктивности.

Конкреции северной и южной частей центрального поля области распространения кремнистых илов и пелагических глин существенно разнятся по морфологии, особенностям внутреннего строения и составу (Безруков, Андрущенко, 1972; Frazer, Wilson, 1979; Cronan, Moorby, 1981; и др.).

Конкреции из кремнистых осадков эллипсоидальные, дискоидальные, шаровидные, биоморфные, сростковые, желвакообразные, размером от 1 до 10 см,

обычно 3—5 см. Морфология и особенности их внутреннего строения будут подробно рассмотрены ниже на примере полигона ст. 1352. Наряду с конкрециями здесь отмечено наличие глыбовых конкреционных образований (до 80×90 см) с крупножелваковой поверхностью за счет первоначальной неровной поверхности ядер или включения новых ядер и их обрастания рудным веществом (Шнюков, Орловский, 1980). Ядрами служат глыбы и плиты уплотненных кремнистых осадков и пелагических глин, литокластические туфы, иногда базальты. Подобные глыбовые образования отмечались нами на полигонах Западно-Австралийской и Кокосовой котловин (Скорнякова и др., 1979).

Конкреции из пелагических глин шаровидные, эллипсоидальные, часто с желвакообразной (ботриодальной) поверхностью, овально-угловатые, лепешковоидные и плитчатые, нередко сростковые, размер их колеблется от I до II см, преобладают конкреции 3—7 см в диаметре (Левитан, Гордеев, 1981). Встречены также крупные глыбовые конкреционные образования. В карбонатных осадках преобладают шаровидные конкреции. По характеру внутреннего строения среди них встречены конкреции с радиально-дендритовой (плотные) и тонкоконцентрически-слоистой (хрупкие) рудной оболочкой.

2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

Сведения о химическом составе железо-марганцевых конкреций Центральной котловины содержатся в ряде работ советских и зарубежных исследователей (Безруков, Андрущенко, 1972, 1973; Левитан, Гордеев, 1981; Скорнякова, Ванштейн, 1983; Скорнякова, 1983; Шнюков, Орловский, 1984; Cronan, Tooms, 1969; Frazer, Wilson, 1979; Cronan, Moorby, 1981). Фактические данные (58 анализов) по большинству из этих работ были сведены в работе П.Л. Безрукова и П.Ф. Андрущенко (1973) и Дж. Фразер и Л. Уилсон (Frazer, Wilson, 1979). Существенным дополнительным материалом для характеристики химического состава конкреций радиоляриевой зоны Центральной котловины послужили анализы конкреций из сборов 11-го рейса нис "Академик Мстислав Келдыш".

Определение химического состава конкреций проведено рентгенофлуоресцентным и атомно-абсорбционным методами. Полный силикатный анализ выполнен Т.Г. Кузьминой на рентгеноспектральном флуоресцентном приборе VRA-2 фирмы „Карл Цейс“. Определение содержания Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Cr, V, Ba, Sr, Cг выполнено Н.Н. Завадской на атомно-абсорбционном спектрометре фирмы „Паркин—Элмер“ в пламенном варианте. Навеска конкреции или осадка растиралась до пудры и высушивалась в течение 2 ч при температуре 115°. Полное растворение пробы достигалась обработкой HF—HClO₄.

Сопоставление результатов атомно-абсорбционного и рентгенофлуоресцентного анализов показало систематические расхождения по Fe и Mn. При содержании Mn в конкрециях более 20% содержание Fe, по данным рентгенофлуоресцентного анализа, занижено на 15—20% по отношению к определенной атомно-абсорбционным методом величине. При высоких содержаниях Fe рентгенофлуоресцентный анализ несколько занижает содержание Mn. Характерно при этом, что расхождение суммарного содержания Fe и Mn обычно не превышает 5—7% (относительных). Результаты силикатного анализа в настоящей работе нами используются для оценки доли силикатной составляющей конкреций и для корреляции с силикатной составляющей вмещающих осадков.

Анализировались обычно средние пробы (78 проб) рудной оболочки или конкреции в целом (в случае полного замещения ядер рудным веществом) или средняя проба нескольких мелких конкреций. Кроме того, для ряда конкреций выполнены определения состава верхней и нижней поверхностей конкреций или их послойный (для слоев с резкими различиями текстуры и минерального состава рудного вещества) анализ.

Таблица 18

Химический состав (в %) конкреций Центральной котловины Индийского океана в зависимости от вмещающих осадков

Элементы	Центральная котловина	Индийский океан	Зона распространения пелагических глин (южнее 16—18° ю.ш.)					
			Конкреции					Осадки
			<i>n</i>	\bar{x}	<i>S</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	$\bar{x}(n=8)$
Al	2,62	3,11	6	2,54	1,11	1,04	4,49	—
Si	8,30	9,91	2	8,69	5,47	4,8	12,5	—
Mg	1,57	—	—	—	—	—	—	—
K	0,44	—	—	—	—	—	—	—
Ca	1,57	—	—	—	—	—	—	—
Ti	0,36	0,61	6	0,51	0,13	0,37	0,73	—
V	0,0304	0,037	6	0,036	0,0079	0,025	0,045	0,0136
Cr	0,008	0,008	—	—	—	—	—	—
Mn	22,41	16,36(17, 12)	21	15,92	3,97	9,6	23,0	1,62
Fe	9,94	14,25(13,22)	21	13,98	4,12	8,12	24,0	5,90
Co	0,16	0,20(0,18)	21	0,16	0,054	0,05	0,24	0,0165
Ni	0,85	0,39(0,47)	21	0,48	0,18	0,20	0,79	0,0443
Cu	0,68	0,17(0,20)	21	0,28	0,11	0,11	0,48	0,0376
Zn	0,107	0,07	6	0,069	0,18	0,053	0,10	0,0180
Mo	0,035	0,033	4	0,027	0,0055	0,022	0,033	—
Ba	0,099	0,158	—	—	—	—	—	—
Sr	0,071	—	—	—	—	—	—	—
Pb	0,073	0,077	10	0,08	0,027	0,025	0,11	—
C _{орг}	—	—	—	—	—	—	—	0,21

Примечание: КК — коэффициенты концентрации элементов в конкрециях.

* По данным В. Мак-Келви и др. (McKelvey et al., 1979)

** По данным Н.С. Скорняковой (1976, 1987).

*** Реакционно-способное (подвижное) Fe.

Таблица 19

Содержание элементов (%) в диагенетических и седиментационных концентрациях радиоляриевого пояса Центральной котловины

Элемент	Диагенетические* концентрации (<i>n</i> = 36)				Подстилающие осадки \bar{x} (<i>n</i> = 11)
	\bar{x}	<i>S</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	
Al	2,69	0,28	2,02	3,48	—
Si	8,23	1,98	5,65	15,21	—
Mg	1,72	0,19	1,32	2,08	—
K	0,46	0,064	0,38	2,19	—
Ca	1,55	0,18	1,3	2,19	—
Ti	0,25	0,085	0,12	0,43	—
V	0,027	0,0054	0,014	0,038	0,015
Cr	0,008	0,0032	0,002	0,017	0,0035
Mn	27,10	3,15	18,57	34,22	0,65
Fe	6,5	1,74	4,24	9,49	0,62**
Co	0,14	0,036	0,08	0,22	0,0045
Ni	1,12	0,12	0,69	1,31	0,018
Cu	0,99	0,26	0,56	1,38	0,024
Zn	0,14	0,032	0,10	0,21	0,0094
Mo	0,042	0,0078	0,023	0,058	—
Ba	0,10	0,017	0,08	0,17	—
Sr	0,059	0,011	0,043	0,083	—
Pb	0,057	0,019	0,019	0,092	0,0073
Mn/Fe	4,5	—	2,59	7,6	—
Cu/Ni	0,88	—	0,70	1,16	—
C _{орг}	—	—	—	0,45	—

Примечание: КК₁ — коэффициенты концентрации элементов в диагенетических конкрециях, КК₂ — то же, в конкрециях.

Зона распространения кремнисто-глинистых и глинисто-кремнистых радиоляриевых илов							Рудная провинция Кларин—Клиппертон			
КК	Конкреции					Осадки	КК			
	n	\bar{x}	S	min	max	n = 30		n = 402*	n = 802**	
—	72	2,63	0,40	1,43	3,55	5,41	0,57	2,84	—	
—	72	8,29	1,81	5,09	15,21	28,08	0,28	7,81	—	
—	68	1,57	0,22	1,06	2,08	1,51	1,0	1,80	—	
—	68	0,43	0,109	0,21	0,83	0,76	0,56	0,82	—	
—	68	1,57	0,18	1,07	2,19	0,62	2,5	1,47	—	
—	73	0,35	0,13	0,12	0,78	0,17	2,0	0,61	0,56	
2,6	76	0,030	0,004	0,014	0,047	0,019	1,6	0,03	—	
—	72	0,008	0,0044	0,002	0,032	0,0047	1,8	0,3	—	
9,8	109	23,66	5,04	6,8	34,22	0,65	36,0	28,8	26,63	
2,3	109	9,16	3,3	3,6	16,5	2,65	3,4	6,64	7,41	
						(0,63)***	(14)			
9,2	109	0,16	0,052	0,041	0,32	0,0048	33,0	0,23	0,22	
10,8	109	0,92	0,34	0,18	1,60	0,0186	49,0	1,22	1,22	
7,1	109	0,76	0,40	0,096	1,72	0,0252	30,0	0,99	0,99	
3,8	79	0,11	0,043	0,048	0,21	0,0105	10,5	0,13	0,11	
—	77	0,036	0,006	0,022	0,052	0,002	18,0	0,048	—	
—	71	0,099	0,021	0,06	0,17	0,13	0,76	0,32	—	
—	62	0,071	0,017	0,043	0,117	0,025	2,8	0,066	—	
—	75	0,072	0,025	0,019	0,13	0,0079	—	0,048	0,05	
—	—	—	—	—	—	0,44	—	—	—	

КК ₁	Седиментационные конкреции (n = 36)				Подстилающие осадки x (n = 12)	КК ₂
	\bar{x}	S	min	max		
—	2,63	0,46	1,43	3,55	—	—
—	8,49	1,64	5,2	11,87	—	—
—	1,43	0,16	1,06	1,73	—	—
—	0,41	0,13	0,21	0,83	—	—
—	1,59	0,19	1,07	1,94	—	—
—	0,43	0,091	0,27	0,78	—	—
1,8	0,042	0,058	0,022	0,047	0,017	2,4
2,5	0,0077	0,0053	0,002	0,032	0,004	1,9
42	20,86	2,72	15,78	25,77	0,64	32,5
10,5	11,96	1,63	9,02	16,31	0,65**	18,4
30	0,20	0,033	0,12	0,26	0,005	40
62	0,69	0,18	0,30	1,10	0,019	36
41	0,43	0,15	0,21	0,83	0,024	18
15	0,072	0,013	0,048	0,094	0,011	6,5
—	0,033	0,0061	0,002	0,041	—	—
—	0,095	0,023	0,06	0,16	—	—
—	0,083	0,013	0,06	0,117	—	—
7,8	0,089	0,019	0,052	0,134	0,008	11
—	1,76	—	1,22	2,49	—	—
—	0,62	—	0,45	0,83	—	—
					0,44	

* Рассматриваются совместно с седиментационно-диагенетическими.

** Реакционно-способное, растворимое в 3,5NH₂SO₄.

По химическому составу конкреции Центрально-Индийского поля делятся на два широтных пояса, северный из которых приурочен к области распространения радиоляриевых илов (8—16—18° ю.ш.), а южный — к пелагическим глинам и их мергелистым разностям.

В табл. 18 приведены средние значения и пределы колебания элементов в конкрециях этих двух областей Центральной котловины в сопоставлении с конкрециями Индийского океана в целом и рудной провинции Кларион—Клиппертон Тихого океана.

Анализ приведенных в таблице данных еще раз подтверждает специфику конкреций из приэкваториальной радиоляриевой зоны Тихого и Индийского океанов (Скорнякова, 1976, 1979, 1983; Horn et al., 1973; Calvert, Price, 1977; Piper, Williamson, 1977; Cronan, Moorby, 1981; и др.). Сходство этих двух провинций радиоляриевой зоны особенно отчетливо проявляется при сопоставлении состава конкреций провинции Кларион—Клиппертон с диагенетическими конкрециями Центральной котловины Индийского океана (табл. 18, 19). Специфика состава конкреций радиоляриевой зоны Центральной котловины четко выступает при сопоставлении их с конкрециями из пелагических глин той же котловины. Как видно из табл. 18, конкреции из пелагических глин отличаются повышенной железистостью, низкой величиной отношения Mn/Fe (в среднем 1,13), относительно повышенным содержанием Ti, V и Pb и низкими величинами элементов марганцевой группы. Интересно при этом, что формирование обедненных Mn, Ni, Cu и Zn конкреций происходит на фоне повышенных значений этих элементов во вмещающих осадках, в 2—3 раза превышающих их содержание в радиоляриевых илах. В то же время обогащенные Ni, Mn, Cu, Zn конкреции из радиоляриевой зоны Индийского океана, с коэффициентом концентрации в 3—5 раз более высоким, чем в конкрециях из пелагических глин, залегают на фоне относительно невысоких содержаний этих металлов во вмещающих илах.

Наряду с этим обращают на себя внимание значительные колебания состава конкреций радиоляриевой зоны — от железисто-марганцевых и даже марганцево-железистых до существенно марганцевых, с величиной отношения от 0,71 до 7,7 и с соответствующими колебаниями содержаний малых элементов.

Как было показано на примере рудной провинции Кларион—Клиппертон (Скорнякова, 1984, 1986; Скорнякова и др., 1981; Halbach et al., 1981; Bischoff et al., 1979), широкие пределы колебания состава — типичная черта конкреций радиоляриевой зоны, связанная с формированием различных морфогенетических типов (седиментационных, седиментационно-диагенетических и диагенетических). В табл. 19 приведены средний состав и пределы колебания элементов в преимущественно седиментационных и диагенетических (последние совместно с седиментационно-диагенетическими) конкрециях радиоляриевой зоны Центрально-Индийского поля. Увеличение содержания Mn и величины отношения Mn/Fe (в среднем от 1,79 до 4,5) от седиментационных конкреций к диагенетическим отражает возрастание роли диагенетического перераспределения металлов при формировании конкреций.

3. ЛОКАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

3.1. ВВЕДЕНИЕ

На фоне общей зональной картины рудообразования, и в частности приуроченности наиболее богатых Mn, Ni, Cu, Zn, Mo конкреций к приэкваториальному поясу радиоляриевых илов Тихого и Индийского океанов, установлены значительные локальные вариации продуктивности, морфологии и состава конкреций (Cronan, Tooms, 1967, 1969; Glasby et al., 1974, 1982; Скорнякова, Зенкевич, 1976; Скорнякова, 1976, 1986; Скорнякова и др., 1979; Bischoff, Piper, 1979).

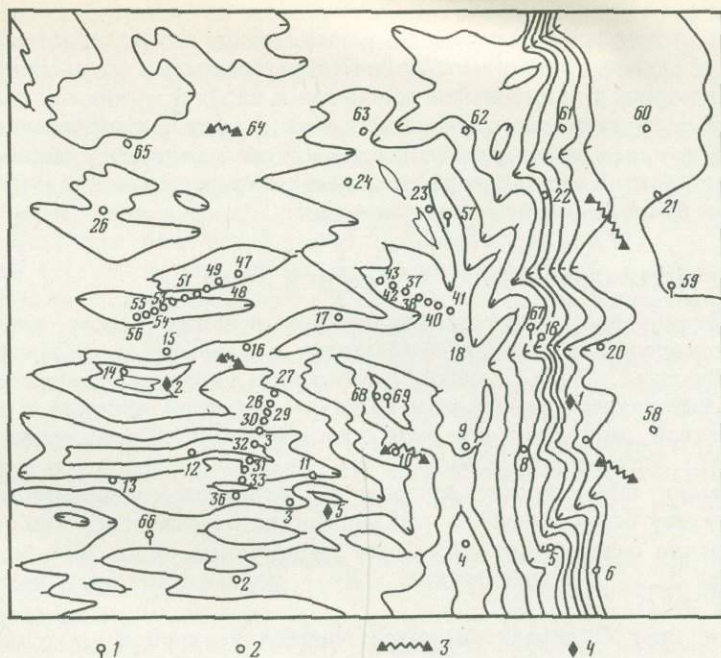


Рис. 43. Схема расположения геологических станций и фотографий дна (батиметрическая основа составлена Ю.Д. Евсюковым)

1 — колонка осадков; 2 — дночерпательная проба; 3 — фоторазрез, выполненный на фотоустановке типа СПФ-69; 4 — фотографии дна, выполненные на установке типа ГФУ-68

Данные о локальных вариациях продуктивности и состава конкреций радиоляриевой зоны Центральной котловины Индийского океана были получены при детальной съемке на полигоне 1352 и на меридиональном профиле между 8 и 13° ю.ш. в 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш".

На полигоне площадью 10×12 миль были сделаны 64 геологические станции, на 59 из которых получены дночерпательные пробы, на 5 — колонки осадков, а на 7 станциях выполнено фотографирование дна (рис. 43).

Как было показано выше, полигон расположен на сложном в геоморфологическом и тектоническом отношении участке дна, где сочетаются меридиональные и широтные структуры с амплитудами глубин от 50—100 до 400—500 м. Это оказало существенное влияние на распределение конкреций и формирование их морфотипов.

Значительную часть полигона занимает меридиональная гряда с крутым восточным склоном и относительно пологим западным. На его вершинной поверхности преобладают глубины порядка 4900—5000 м. С востока к гряде примыкает депрессия сходного простираения с глубиной более 5300 м, с запада — система широтно ориентированных относительно узких гряд и ложбин с глубинами 5000—5200 м, обычно менее 5100 м. Северо-западная часть полигона характеризуется холмистым рельефом.

На большей части площади полигона поверхностный слой осадков представлен гомогенными глинисто-радиоляриевыми илами (см. гл. III), на вершинной поверхности гряды на глубинах менее 5000 м сменяющимися их слабоизвестковистыми разностями. Илы по простираению прерываются выходами плотных глин. Глины и аргиллиты встречены на крутых участках склонов широтных гряд западной части полигона, на вершинной поверхности и на крутом восточном склоне мери-

диональной гряды. Выходы древних глин и аргиллитов на поверхности дна (обычно покрытые корочками гидроокислов Fe и Mn), так же как их присутствие в ядрах крупных конкреций, свидетельствуют о неравномерных скоростях осадконакопления, связанных с придонными течениями и их флуктуациями.

На поверхности глинисто-кремнистых илов в пределах полигона обычно залегают железо-марганцевые конкреции. Как показали исследования конкреций радиоляриевой зоны Тихого океана, вариации их продуктивности и концентрации тесно связаны с морфогенетическими типами.

3.2. МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОНКРЕЦИЙ

В основу наиболее широко применяемой в настоящее время классификации океанских конкреций положены морфология и характер поверхности (Meulan, 1974; Moritani et al., 1977). Наличие взаимосвязи характера поверхности с особенностями внутреннего строения и состава конкреций послужило основанием для генетической интерпретации этой классификации (Скорнякова, 1984; Halbach et al., 1981; Sorem et al., 1979).

По характеру поверхности, внутреннему строению, химическому и минеральному составу были выделены три морфогенетических типа конкреций: С — преимущественно седиментационные, или гидрогенные по П. Хальбаху (Halbach et al., 1981), Д — диагенетические, СД — седиментационно-диагенетические (Скорнякова, 1984).

Конкреции типа С характеризуются гладкой верхней и микрошероховатой нижней поверхностью с тонкоконцентрически-слоистой или радиально-столбчатой текстурой рудного вещества. Обогащенные Fe, сложенные в основном вернадитом в тесном срастании с оксигидратами железа, они формируются, по-видимому, преимущественно путем непосредственного осаждения коллоидной окиси и гидроокиси Fe и Mn из придонной воды.

Конкреции типа Д с крупноглобулярной со всех сторон поверхностью обладают грубослоистой текстурой и глобулярно-дендритовой структурой рудного вещества. Обогащенные Mn, Ni, Cu, Zn, сложенные в основном бузеритом, они формируются за счет диагенетического перераспределения рудного вещества во вмещающих осадках (диффузионной миграции ионных растворов двухвалентных металлов в верхнем полужидком слое).

Конкреции типа СД характеризуются асимметричным строением: их верхняя часть с гладкой поверхностью близка по текстуре, составу и механизму роста к типу С; нижняя — глобулярно-дендритовая, по составу сходная с конкрециями типа Д — диагенетическая по своей природе. Сходный диагенетический механизм роста имеет и обогащенная нижняя поверхность преимущественно седиментационных конкреций (Скорнякова, 1984, 1986).

Таким образом, по существу, исходя из механизма роста, могут быть выделены два типа конкреций — СД и Д. Разделение СД-конкреций на преимущественно седиментационные и собственно седиментационно-диагенетические обусловлено различным соотношением седиментационных и диагенетических процессов в их формировании. Следовательно, генетический ряд конкреций С—СД—Д отражает возрастание роли диагенетических процессов их формирования (Скорнякова, 1984).

На полигоне 1352 в радиоляриевом поясе Центральной котловины Индийского океана были встречены конкреции типа С, Д и СД. Наряду с этим были обнаружены конкреции с чередованием седиментационных и диагенетических слоев. Ранее в конкрециях радиоляриевой зоны Тихого океана отмечалось присутствие (Скорнякова, 1986; Halbach et al., 1981) в ядрах диагенетических конкреций обломков седиментационных или появление относительно тонких диагенетических прослоев в седиментационных конкрециях (Успенская, Скорнякова, 1987). Однако четкая смена довольно мощных диагенетических и седимен-

тационных слоев фиксируется в конкрециях, по-видимому, впервые. Исходя из этих данных, генетическая типизация конкреций по характеру поверхности (как это нередко делается в полевых условиях) без анализа особенностей их текстур неправомерна.

Преимущественно седиментационные конкреции на полигоне ст. 1352 приурочены к вершинной поверхности и крутому склону меридиональной гряды. На вершинной поверхности гряды встречены в основном мелкие (2—4, реже 4—6 см) эллипсоидальные, шаровидные, лепешковидные и плитчатые с желваковыми наростами конкреции, реже встречаются их сростки (табл. XVI).

Конкреции восточной периферии меридиональной гряды и ее крутого склона преимущественно сростковые (табл. XVII). Это сростки лепешковидных, плитчатых, шаровидных и частично или полностью разрушенных конкреций. На общем фоне преобладания мелких конкреций (2—4 см) их размеры колеблются от 2 до 10 см. Такие колебания связаны с размерами ядер, представленных комками и плитками глины и аргиллитов, в разной степени замещенных гидроокислами Fe и Mn. Ядрами седиментационных конкреций нередко служат также обломки древних конкреций. Верхняя поверхность седиментационных конкреций гладкая; нижняя, иногда боковая, особенно в крупных уплощенных конкрециях, глобулярная.

По характеру внутреннего строения отчетливо выделяются два типа конкреций — с радиально-дендритовой (РД) и тонкоконтрически-слоистой (КС) рудными оболочками.

Конкреции типа РД (табл. XVIII) обладают мелкими ядрами и довольно плотной рудной оболочкой, сформированной плотно упакованными вдоль радиуса глобулами-дендритами тонкослоистого строения. Их слоистость обусловлена переслаиванием изотропных рудных слоев с более тонкими глинистыми прослоями.

Конкреции типа КС очень хрупкие, нередко частично разрушенные или трещиноватые (табл. XIX). Их слоистость обусловлена тонким чередованием различных по структуре (глобулярных и колломорфных) и по составу рудных (в основной своей массе изотропных с редкими анизотропными слоями) и нерудных, нередко прерывистых глинистых слоев. По соотношению размера ядра и рудной оболочки среди них в пределах полигона встречены как полностью оруденелые, так и корковые конкреционные образования с крупными глинистыми ядрами и тонкой рудной оболочкой.

В некоторых крупных эллипсоидальных и неправильно-шаровидных конкрециях отмечена смена радиально-дендритовой приядерной зоны внешней тонкоконтрически-слоистой рудной оболочкой (табл. XX).

Участок холмисто-грядового рельефа западной части полигона характеризуется распространением диагенетических и седиментационно-диагенетических конкреций. Здесь встречены конкреции с чередованием диагенетических и седиментационных слоев (станции 3, 11, 24, 36, 62, 63, 69; рис. 43). Сходные конкреции встречены на поверхности осадков депрессии восточной части полигона.

Диагенетические конкреции по форме преимущественно эллипсоидальные и шаровидные, реже встречаются дискоидальные (табл. XXI) и биоморфные (образованные по фекальным комочкам и литифицированному осадку с многочисленными ходами илоедов с глобулярно-дендритовой со всех сторон поверхностью). Размер их колеблется от 1 до 10 см, обычно 2—6 см. Наиболее крупные (6—10 см) конкреции имеют асимметричный характер поверхности: верхнюю гладкую, боковую и нижнюю крупноглобулярную. Ядрами конкреций служат комочки глины, реже зубы акул.

Рудная оболочка диагенетических конкреций обладает грубослоистой текстурой, обусловленной циклической сменой сходных по структуре и оптическим свойствам зон — циклов (табл. XXII—XXIII). В основании цикла залегают анизотропные слои массивной дендритовой и глобулярной структуры (МД-слой)

Таблица 20

Коэффициенты корреляции элементов в конкрециях

Элемент	Al	Si	Mg	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn
Al	—								
Si	0,750	—							
Mg	—	—	—						
K	0,706	0,595	0,278	—					
Ca	-0,527	-0,507	-0,229		—				
Ti	—	—	-0,638	—	0,594	—			
V	—	—	—	—	0,231	0,297	—		
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	
Mn	-0,270	-0,425	0,599	—	—	-0,740	—	—	—
Fe	-0,257	—	-0,731	-0,388	0,347	0,840	0,570	—	-0,698
Co	-0,278	—	-0,614	-0,447	0,515	0,744	0,500	—	-0,541
Ni	—	-0,257	0,753	0,205	-0,211	-0,802	-0,210	—	0,847
Cu	—	-0,244	0,715	—	—	-0,853	-0,277	—	0,891
Zn	—	—	0,661	—	—	-0,818	-0,314	—	0,856
Mo	—	—	—	—	—	-0,627	—	—	0,823
Ba	0,331	0,209	0,283	0,500	-0,329	—	—	-0,282	—
Sr	-0,446	-0,334	-0,653	0,525	0,594	0,730	0,208	—	-0,456
Pb	-0,484	-0,394	-0,557	-0,496	0,593	0,639	0,679	—	-0,346
Mn/Fe	—	-0,679	—	-0,234	-0,844	-0,357	—		

Примечание. В таблице даны значимые коэффициенты корреляции.

Таблица 21

Содержание (в %) и соотношение основных компонентов конкреций (числитель — средняя величина, знаменатель — пределы колебания)

Тип конкреций	Количество анализов	MnO ₂ + Fe ₂ O ₃	SiO ₂ + Al ₂ O ₃	NiO, CuO, ZnO, CoO	П.п.п.	ΣPK*/SiO ₂ + Al ₂ O ₃
Д+СД	30	49,97	22,0	3,07	17,39	2,41
		42,97—54,41	16,5—31,56	2,4—3,73	14,24—20,72	
С	31	47,59	22,99	1,70	18,87	2,14
		39,74—55,26	13,85—31,80	1,23—2,31	15,18—22,41	

(Успенская и др., 1987), сложенные хорошо раскристаллизованными марганцевыми минералами.

Мощность слоя от цикла к циклу колеблется от 0,2 до 4—5 мм. МД-слой постепенно сменяется тонкослоистыми (ТСД) дендритами и глобулами с тончайшим чередованием (мощность в сотые и тысячные доли миллиметра) изотропных, слабоанизотропных слоев и глинистых прослоев. Междендритовые пространства обогащены нерудным материалом. Отличительной особенностью глобуль и дендритов ТСД-слоя является их ажурно-колломорфное строение. Толщина ТСД-слоя колеблется от 0,5 до 7—8 мм. Этот слой нередко заканчивается нечетко выраженным прослоем нерудного материала, служащего субстратом для роста следующего цикла отложения окислов марганца. Граница между зонами довольно резкая. От поверхности к ядру отмечено возрастание степени раскристаллизации МД-слоев.

В крупных седиментационно-диагенетических конкрециях с асимметричным характером поверхности рудная оболочка верхней части конкреций сложена преимущественно изотропным тонкопараллельно-слоистым рудным веществом,

Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Mo	Ba	Sr	Pb	Mn/Fe
----	----	----	----	----	----	----	----	----	-------

$$n = 68 \quad p^* = 0,01 \quad r = 0,232$$

$$p^{**} = 0,05 \quad r = 0,195$$

0,848	—								
-0,856	-0,758	—							
-0,874	-0,754	0,934	—						
-0,884	-0,758	0,872	0,929	—					
-0,555	-0,432	0,766	0,733	0,686	—				
-0,405	-0,369	0,320	0,235	0,306	—	—			
0,864	0,880	-0,697	-0,714	-0,79	—	-0,366	—		
0,817	0,772	-0,540	-0,581	-0,655	-0,225	-0,373	0,888	—	
	-0,795	0,829	0,913	0,930	0,669	0,309	-0,737	-0,702	—

боковая и нижняя — глобулярно-дендритовым (ТСД-слой). Однако в пределах полигона 1352 подобное строение имеет верхняя наружная рудная оболочка (ст. 24). Анализ пришлифовок показал, что основная часть этих конкреций сложена седиментационным по текстуре и составу рудным веществом (радиально-столбчатой или тонкослоистой текстуры, табл. XXIV, ст. 24). Более характерны для полигона конкреции с чередованием седиментационных (РД и КС) и диагенетических слоев (МД+ТСД) или наличие внешних диагенетических слоев (МД+ТСД) на седиментационных конкрециях (табл. XXV—XXVI). Сходные конкреции были встречены на ряде станций и на разрезе между 8—13° с.ш. (ст. 1370-1-и 2). По характеру поверхности, а особенно по внутреннему строению седиментационные и диагенетические конкреции существенно различаются по химическому и минеральному составу (см. табл. 19). Конкреции с чередованием седиментационных и диагенетических слоев занимают промежуточное положение.

Железо-марганцевые конкреции представляют собой агрегаты чрезвычайно тонко сросшихся рудных окислов и гидроокислов Mn и Fe и нерудных обломочно-глинистых минералов. На основании селективного растворения Бишофф с соавторами (Bischoff et al., 1981) пришли к заключению, что основными компонентами нерудной (силикатной) части конкреций являются Si, Al, K, Na, Ba. Это подтверждается и коэффициентами корреляции этих элементов между собой (табл. 20, 21). Судя по данным Мурби и Кронена (Moogby, Cronan, 1981), основная часть Са в конкрециях Индийского океана присутствует в биогенной карбонатной или сорбированной форме (легко растворяется в уксусной кислоте). В конкрециях радиояриевой зоны Центральной котловины Са тесно коррелируется с Fe вместе с такими элементами железистой группы, как Ti, Pb, V, Co, что, по-видимому, говорит в пользу сорбционной природы его взаимосвязи с Fe. Высокое значение коэффициентов корреляции Mg с Mn (0,599 см. табл. 20) подтверждает отмеченную ранее Кальвертом и Прайсом (Kalvert, Price, 1977) связь Mg с 10 Å фазой марганца.

Суммарное содержание основных составляющих алюмосиликатной части

Таблица 22

Вариации химического и минерального состава внутри конкреций, %

Станция N образца	Характер пробы	Mn	Fe	Co	Ni	Cu
1352-3/1	КС-1*	21,48	10,64	0,09	0,68	0,62
3/2	МД-2 ТСД	39,19	3,88	0,19	1,32	1,38
1352-24/1	КС-1, низ	21,94	11,52	0,28	0,67	0,59
24/2	КС-1, бок	22,63	14,40	0,20	0,49	0,39
24/3	КС-1, верх	21,94	12,85	0,08	0,63	0,41
24/3	МД-2 + ТСД, бок	34,15	4,10	0,19	1,46	1,52
1352-28/1	ТСД-1 + КС	25,72	7,31	0,05	0,98	1,13
28/2	МД-2	37,88	2,99	0,08	1,16	1,51
28/3	ТСД-3, верх	35,72	5,32	0,10	1,39	1,36
28/4	ТСД-3, низ	33,57	5,10	0,06	1,49	1,46
1352-58/1	КС-2, верх	24,79	12,3	0,16	0,83	0,52
58/2	КС-2, низ	23,02	13,41	0,06	0,62	0,40
58/3	МД-1, низ	35,72	4,99	0,12	1,16	1,31
1370-1/1	РД-1	18,94	19,61	0,10	0,14	0,33
1/2	КС-2, низ	26,48	11,19	0,122	1,18	1,04
1/3	КС-2, верх	26,48	12,3	0,05	1,12	0,93
1/4	ТСД-3	33,60	11,19	0,12	1,13	0,92
1/5	МД-4	35,72	4,54	0,08	1,23	1,02
1352-37	РД-1	18,97	12,79	0,23	0,45	0,50
	КС-2	24,28	11,74	0,24	0,82	0,58
1352-40	РД-1	20,38	13,46	0,23	0,42	0,28
	КС-2	25,17	11,85	0,24	0,79	0,57
1352-62	РД-1	17,60	11,38	0,20	0,54	0,47
	ТСД-2	28,21	8,48	0,17	1,04	0,96

* Анализировались прослои с различной текстурой рудной оболочки: КС — тонкоконцентрически-слоистая; РД — радиально-дендритовая; МД — массивно-дендритовая; ТСД — тонкослоисто-дендритовая; цифры (1, 2, 3, 4) показывают положение образца от ядра (1) до поверхности (4).

** См. табл. 23

конкреций ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$) радиоляриевой зоны Индийского океана колеблется в пределах 13,8—31,5%, в среднем 22,3% (табл. 21).

Вариации суммарного содержания Al_2O_3 и SiO_2 , так же как отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, происходят вне зависимости от генетических типов конкреций (см. табл. 21). Величина отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ колеблется в пределах 2,69—4,76, обычно менее 3,5, при вариации во вмещающих осадках 5,01—6,45. Величины более 3,3 в конкрециях и осадках радиоляриевой зоны обычно связаны с присутствием биогенного кремнезема.

Сумма основных рудных компонентов ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}_2$) в конкрециях радиоляриевой зоны изменяется от 39,74 до 55,26%, в среднем 49,97% (для диагенетических) и 47,59% (для седиментационных), и, так же как алюмосиликатная составляющая, мало связана с типами конкреций. Незначительные колебания (14,24—20,72%), в среднем 17,39 и 18,87% (см. табл. 21), характерны и для потерь при прокаливании (1100°С).

При сходстве суммарного содержания рудных компонентов преимущественно седиментационные и диагенетические конкреции существенно отличны по содержанию Mn, Fe и малых элементов. Основным геохимическим критерием разделения морфогенетических типов конкреций служит величина отношения Mn/Fe.

Как показали анализы большого количества конкреций приэкваториальной зоны Тихого океана (Halbach et al., 1981; Скорнякова, 1984, 1986), седиментационные

Zn	Mo	Pb	Ti	V	Cr	Mn/Fe	Минеральный состав**
0,093	0,033	0,08	0,32	0,027	0,0035	2,02	АБ + FeB
0,19	0,050	0,025	0,13	0,025	0,0028	10,1	АБ + Б2(FeB)
0,077	0,019	0,088	0,38	0,028	0,005	1,9	FeB + Фер
0,065	0,027	0,128	0,54	0,037	0,0043	1,57	То же
0,066	0,019	0,099	0,44	0,030	0,0057	1,71	"
0,217	0,031	0,035	0,18	0,020	0,0028	8,33	Б1 + АБ
0,122	0,029	0,058	0,20	0,019	0,0035	3,52	АБ + Б1(FeB)
0,192	0,039	0,025	0,13	0,024	0,0039	12,67	Б2 + АБ
0,167	0,056	0,051	0,20	0,020	0,0043	6,71	Б1 + АБ + FeB
0,166	0,054	0,054	0,22	0,023	0,0028	6,58	То же
0,071	0,039	0,107	0,43	0,026	0,0043	2,02	FeB + АВ(Б1)
0,71	0,041	0,104	0,46	0,030	0,0050	1,72	FeB + АВ(Б1)
0,171	0,060	0,05	0,23	0,021	0,0025	7,16	Б1 + АБ
0,057	0,035	0,127	0,48	0,041	0,0046	0,96	FeB + Фер(Гет)
0,092	0,041	0,072	0,23	0,031	0,0046	2,37	АБ + FeB
0,087	0,056	0,084	0,30	0,038	0,0043	2,15	Б1 + FeB
0,092	0,054	0,071	0,28	0,033	0,0032	3,00	Б1 + Бер
0,137	0,058	0,035	0,18	0,027	0,0028	7,87	FeB + Фер(Гет)
0,061	0,025	0,086	0,42	0,029	0,0065	1,48	FeB + АБ
0,092	0,040	0,114	0,44	0,038	0,0075	2,15	—
0,059	0,027	0,094	0,43	0,032	0,007	1,53	—
0,093	0,036	0,109	0,43	0,034	0,0075	2,11	—
0,072	0,025	0,092	0,37	0,038	0,0075	1,54	FeB + Фер(АБ)
0,139	0,039	0,079	0,28	0,028	0,01	3,32	АБ + Б1(FeB)

конкреции характеризуются величинами Mn/Fe менее 2,5, диагенетические — 2,5—10, седиментационно-диагенетические — 2,5—5.

Сходные средние значения отношения Mn/Fe (меньше 2,5) получены и для седиментационных конкреций (С) радиоляриевой зоны Центральной котловины Индийского океана (табл. 19), при значениях 4—7 (обычно более 6) в диагенетических (Д) и 2,5—4 в конкрециях с чередованием седиментационных и диагенетических слоев (С+Д, см. табл. 21). С увеличением количества и мощности диагенетических слоев в этих конкрециях увеличивается величина Mn/Fe.

В табл. 19 даны среднее содержание и пределы колебания металлов в седиментационных и диагенетических (последние даны вместе с конкрециями типа С+Д) конкрециях. Среднее значение Mn/Fe в седиментационных конкрециях радиоляриевой зоны составляет 1,76, в диагенетических — 4,5. С возрастанием величины Mn/Fe и содержания Mn в конкрециях увеличивается концентрация Cu, Ni, Mo, Zn и существенно меняется их минеральный состав.

Минимальные величины Mn/Fe (обычно менее 1,5) и содержания Ni + Cu + Zn + Mo (0,5—1,2%) встречены в седиментационных конкрециях с радиально-дендритовой текстурой (РД). Обогащенные Fe, с несколько повышенными содержаниями Pb, V, Ti, Cr, эти конкреции образованы ультратонкими сростаниями вернадита и ферроксигита (или протоферроксигита) в тесной ассоциации с более редкими тонкодисперсными агрегатами гётита (сростание вернадита и протоферроксигита обозначается Fe-вернадитом).

Таблица 23

Химический состав верхней и нижней частей конкреций, %

Станция	Морфогенетический тип*	Характер пробы*	Mn	Fe	Co	Ni	Cu
1352-3	Д + С	Верх	25,87	12,63	0,25	0,98	0,75
		Низ + бок	28,41	11,52	0,15	1,09	0,82
		Ср. пр.	24,81	8,15	0,16	0,98	0,78
1352-16	Д	Верх	33,57	6,20	0,12	1,25	1,08
		Низ	39,19	4,43	0,17	1,40	1,19
		Бок	35,72	3,66	0,21	1,35	1,14
		Ср. пр.	28,3	4,35	0,11	1,17	1,20
1352-18	С	Верх	21,0	15,4	0,15	0,79	0,36
		Низ	28,18	10,3	0,25	1,17	0,74
		Ср. пр.	17,14	11,42	0,16	0,58	0,26
1352-20	С	Верх	22,17	15,40	0,24	0,67	0,55
		Бок	28,64	7,75	0,34	1,27	0,70
		Ср. пр.	18,74	10,77	0,19	0,58	0,29
1352-24	Д + С	Верх	26,79	10,53	0,14	1,26	0,70
		Низ + бок	40,34	4,10	0,05	1,88	1,08
		Ср. пр.	27,49	9,14	0,21	0,98	0,84
1352-30	Д	Верх	38,57	2,99	0,15	1,13	1,14
		Низ + бок	35,42	3,54	0,07	1,18	1,20
		Ср. пр.	29,82	4,46	0,11	1,30	1,33
1359-38	С	Верх	26,1	15,29	0,20	0,88	0,56
		Низ + бок	34,26	9,86	0,32	1,28	0,78
		Ср. пр.	24,64	11,20	0,22	0,85	0,54
1352-42	С	Верх	26,10	16,29	0,12	0,43	0,40
		Низ + бок	34,44	5,98	0,13	1,27	1,29
		Ср. пр.	20,89	8,59	0,14	0,84	0,44
1352-48	Д + С	Верх	27,72	9,86	0,18	1,15	0,76
		Низ + Бок	37,88	4,54	0,22	1,45	1,24
		Ср. пр.	26,25	5,83	0,13	1,14	0,95
1352-50	С	Верх	25,66	15,73	0,14	0,85	0,51
		Низ + бок	38,50	6,65	0,27	1,23	1,01
		Ср. пр.	23,21	11,63	0,22	0,78	0,54
1352-58	Д + С	Верх	27,03	11,30	0,11	0,93	0,50
		Низ + бок	35,72	6,32	0,09	1,33	1,05
		Ср. пр.	28,03	7,60	0,18	1,18	0,95
1352-62	Д + С	Верх	25,66	14,40	0,14	0,82	0,42
		Бок	38,57	4,76	0,26	1,38	1,20
		Низ	33,57	5,98	0,24	1,12	1,19
		Ср. пр.	24,13	8,68	0,19	0,79	0,71
1352-64	Д	Верх	31,49	8,42	0,09	1,24	1,17
		Низ + бок	25,17	5,32	0,14	0,93	0,74
		Ср. пр.	29,64	6,96	0,17	1,23	1,28

*С — преимущественно седиментационные; Д — диагенетические; С + Д — чередование седиментационных и диагенетических прослоев.

**Верх, низ, бок — на анализ отбиралось рудное вещество верхней, нижней или боковой частей конкреций толщиной 1—2 мм. средняя проба конкреций.

***Б1 и Б2 — бузери́т-I и II; АБ — асболо́н-бузери́т; Бе́р — бе́рне́ссит; FeВ — Fe-содержащий вернадит; В — маложе́лезистый вернадит.

Zn	Mo	Pb	Ti	V	Cr	Mn/Fe	Минеральный состав***
0,118	0,023	0,124	0,45	0,029	0,0057	2,04	FeB + AB
0,13	0,035	0,102	0,40	0,034	0,0032	2,46	AB + FeB
0,112	0,042	0,066	0,25	0,031	0,0090	3,04	—
0,196	0,037	0,061	0,18	0,023	0,0028	5,41	—
0,218	0,048	0,048	0,16	0,026	0,0035	8,9	—
0,232	0,041	0,038	0,13	0,020	0,0032	9,7	—
0,179	0,047	0,038	0,16	0,018	0,0020	6,53	—
0,077	0,041	0,144	0,54	0,039	0,0039	1,36	FeB(AB)
0,149	0,045	0,107	0,42	0,033	0,0032	2,74	FeB(AB + B1)
0,062	0,027			0,022	0,0030	1,49	—
0,091	0,037	0,0145	0,61	0,036	0,0037	1,50	FeB(AB)
0,156	0,054	0,068	0,34	0,030	0,0043	3,7	AB + B1 + FeB
0,062	0,034	0,052	0,45	0,028	0,0125	1,74	—
0,103	0,043	0,094	0,38	0,035	0,0043	2,53	AB + FeB(B1)
0,224	0,052	0,054	0,22	0,025	0,0028	9,8	B1 + AB
0,115	0,050	0,090	0,35	0,035	0,0060	3,0	—
0,236	0,06	0,03	0,10	0,019	0,0025	12,9	B1(Бёр + AB)
0,21	0,05	0,032	0,13	0,021	0,0028	10,0	B1(Бёр + AB)
0,173	0,042	0,045	0,16	0,026	0,0070	6,7	—
0,114	0,039	0,142	0,61	0,033	0,0028	1,64	FeB + AB
0,174	0,050	0,104	0,38	0,033	0,0028	3,48	AB + B1 + FeB
0,087	0,040	0,095	0,37	0,035	0,010	2,2	—
0,088	0,043	0,156	0,64	0,037	0,0035	1,54	FeB
0,233	0,068	0,077	0,29	0,024	0,0021	5,78	AB + B1 + FeB
0,075	0,032	0,074	0,31	0,026	0,0075	2,40	—
0,14	0,033	0,076	0,28	0,022	0,0028	2,81	AB + B1 + FeB
0,212	0,058	0,077	0,15	0,024	0,0028	8,34	AB + B1 + FeB
0,137	0,040	0,057	0,31	0,03	0,0050	4,50	—
0,11	0,033	0,144	0,57	0,031	0,043	1,61	FeB + B
0,229	0,048	0,079	0,27	0,024	0,0046	5,93	—
0,085	0,038	0,106	0,44	0,038	0,007	1,99	—
0,09	0,045	0,128	0,57	0,038	0,0035	2,39	FeB + B + AB
0,178	0,070	0,079	0,27	0,022	—	5,65	AB + B1 + FeB
0,111	0,049	0,71	0,27	0,032	—	3,69	-
0,088	0,041	0,137	0,55	0,041	0,0046	1,78	FeB + AB
0,202	0,054	0,061	0,21	0,026	0,0025	8,0	B1 + AB
0,185	0,048	0,072	0,25	0,018	0,0043	5,6	B1 + AB
0,105	0,032	0,089	0,32	0,028	0,0087	2,63	—
0,171	0,043	0,08	0,27	0,026	0,0035	3,73	—
0,139	0,019	0,047	0,16	0,016	0,0021	4,60	—
0,147	0,045	0,070	0,21	0,032	0,0075	4,46	—

В тонкоконцентрически-слоистых седиментационных (КС) конкрециях с возрастанием отношения Mn/Fe от 1,5 до 2,5 отмечается уменьшение количества железистого вернадита, появление асболан-бузерита и рост суммарного содержания Ni, Cu, Zn, Mo (1,2—2%, обычно меньше 1,8%). Иногда подобную смену РД внутренней части конкреций на КС внешней зоны (табл. 22) можно наблюдать в пределах одной конкреции. Наряду с этим седиментационные конкреции с КС рудной оболочки характеризуются асимметрией состава верхней и нижней частей конкреций, особенно резко сказывающейся на строении и составе их верхней и нижней поверхностей. Обогащенное железом рудное вещество верхней поверхности конкреций сложено железистым и маложелезистым вернадитом с примесью небольшого количества асболан-бузерита, с содержанием $Ni+Cu+Zn$ от 1 до 1,8%, обычно менее 1,5%; в богатом марганцем рудном веществе нижней поверхности конкреций увеличивается количество асболан-бузерита. При величине отношения Mn/Fe более 4 в них появляется бузерит-I и существенно возрастает содержание $Ni+Cu+Zn$ (до 2% и более, табл. 23, ст. 1352-24 и др.).

Сходная в целом асимметрия состава отмечена и в седиментационно-диагенетических (станции 62, 58, 24) конкрециях, с той лишь разницей, что на нижней и боковой поверхностях существенным компонентом марганцевых минералов становится бузерит-I (табл. 23). Асимметрия химического состава фиксируется и для диагенетических конкреций, однако при постоянно высоком значении в них Mn и величины Mn/Fe (более 4) эта асимметрия практически не сказывается на минеральном составе.

Основными минералами диагенетических конкреций служат бузерит-I и асболан-бузерит, во внутренних частях этих конкреций появляются бузерит-II и бёрнессит. В то же время в диагенетических конкрециях отмечено цикличное изменение состава рудного вещества. Обогащенные Mn , с высоким значением Mn/Fe , массивно-дендритовые (МД) слои сложены бузеритом-I и асболан-бузеритом, во внутренних приядерных частях конкреций — бузеритом-II и бёрнесситом. Уменьшение величин отношения Mn/Fe в тонкослоистых дендритовых слоях (ТСД) сопровождается появлением, наряду с бузеритом-I и асболан-бузеритом Fe -вернадита (см. табл. 22).

Вариации химического и минерального состава конкреций, связанные со сменой особенностей их внутреннего строения, т.е. в конечном итоге с механизмом их роста, проявляются особенно ярко при анализе конкреций, сложенных чередующимися седиментационными и диагенетическими слоями (С+Д). Так, приядерная радиально-дендритовая зона конкреций ст. 1370 с отношением Mn/Fe 0,96 (см. табл. 22), сложенная железистым вернадитом, сменяется тонкослоистой (КС) рудной оболочкой с отношением Mn/Fe 2,15—2,37, преимущественно асболан-бузеритового состава. Внешняя диагенетическая рудная оболочка с ТСД- и МД-слоями, со средней величиной отношения Mn/Fe соответственно 3 и 7,87 сложена бузеритом-I с примесью железистого вернадита и бёрнессита.

Аналогичный характер изменения минерального и химического состава отмечен в конкрециях 1352-28 и -58 (см. табл. 22).

3.3. ЛОКАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНКРЕЦИЙ

Для выяснения закономерностей локальной изменчивости продуктивности конкреций на полигоне (площадью 10×12 миль) было проведено систематическое площадное геологическое опробование дночерпателями по сетке с расстоянием между станциями (с учетом характера рельефа) 1—2 мили (получена 31 проба) и на трех микроразрезах с отбором проб через 250—500 м (по 8—10 станций на разрезе, всего 28 проб). Геологическая съемка с помощью дночерпателей позволила наметить общую картину распределения конкреций на полигоне, микро-разрезы с дночерпателями совместно с данными подводного фотографирования

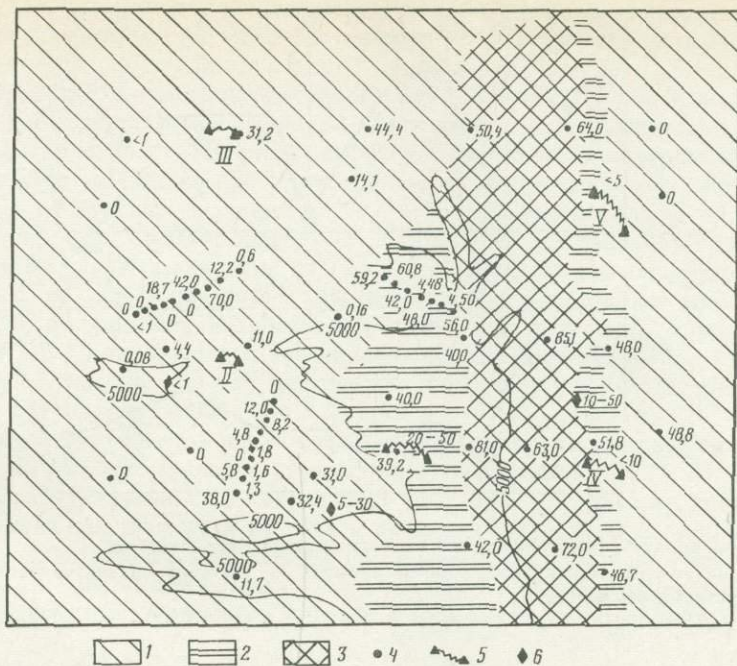


Рис. 44. Концентрации конкреций (в %) на полигоне 1352

1 — область крайне неравномерного распределения конкреций; 2 — конкреции покрывают 20—50% площади дна; 3 — конкреции покрывают более 50% площади дна; 4—6 — условные обозначения см. на рис. 43

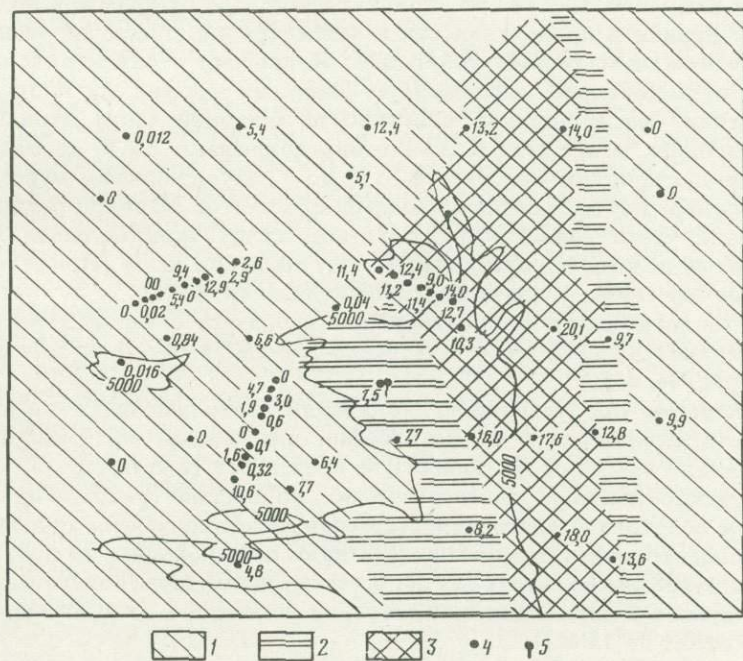


Рис. 45. Продуктивность конкреций (в kg/m^2) на полигоне 1352

1 — область резких колебаний значений; 2 — 5—10; 3 — более 10; 4, 5 — см. рис. 43, цифрами даны значения продуктивности по станциям

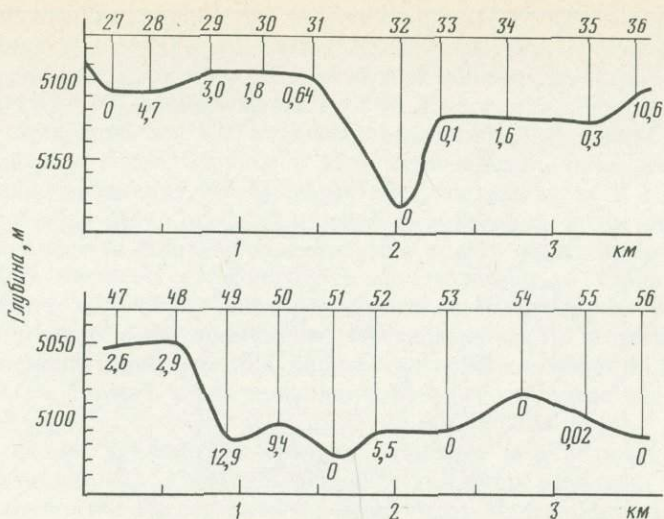


Рис. 46. Вариации продуктивности конкреций на геологических микроразрезах

Вверху даны номера станций, под линией профиля — значения продуктивности конкреций. Расположение разрезов см. на рис. 43

(8 станций) дают возможность оценить степень изменчивости их концентрации и продуктивности. Батиметрическая основа к схемам продуктивности и концентрации составлена Ю.Д. Евсюковым.

Из 59 дночерпательных проб, полученных на полигоне, конкреции были встречены в 48. Концентрация конкреций в пределах полигона колеблется от долей процента до 85% поверхности дна, продуктивность — от граммов до 20,1 кг/м² (рис. 44, 45). Вариации продуктивности и концентрации конкреций тесно связаны с морфогенетическими типами конкреций. Конкреции седиментационного типа характеризуются довольно высокими устойчивыми значениями продуктивности и концентрации. На вершинной поверхности западной части меридиональной гряды, на глубинах менее 4950 м, конкреции покрывают от 30 до 50% площади дна, а их продуктивность колеблется от 7 до 12 кг/м², обычно менее 10 кг/м². Участками конкреции сменяются выходами аргиллитов с тонкой рудной коркой.

В восточной части гряды и на ее крутом склоне концентрация конкреций колеблется от 40 до 86%, продуктивность — от 10 до 20,1 кг/м². При этом значение концентрации 40—60% и значение продуктивности 9—12 кг/м² установлены, по данным геологического опробования (микроразрез станций 37—43), на вершинной поверхности гряды и соответственно 50—85% и 14—20 кг/м² на ее крутом склоне (см. рис. 44, 45).

Концентрация и продуктивность конкреций уменьшаются в нижней, более пологой части склона; судя по фотографии дна, конкреции здесь покрывают 10—50% площади дна и продуктивность не превышает 10 кг/м².

Районы распространения диагенетических конкреций грядово-холмистой западной части полигона и восточной депрессии характеризуются большой изменчивостью концентраций и продуктивности даже на небольших по протяженности участках дна. Из 38 дночерпательных проб, взятых в этой части полигона, в 8 конкреции отсутствовали, в остальных концентрация колебалась от 1 до 50%, а продуктивность — от 0,1 до 13 кг/м².

Судя по подводным фотографиям и дночерпательным пробам, в этих районах участки мягкого осадка с редкими рассеянными конкрециями сменяются участками с высокими значениями концентрации (до 30—50%) и продуктивности (до 10—

13 кг/м²). Так, поверхность осадка, лишенная конкреций с ходами и экспериментами илоедов на протяжении 0,5 мили (фоторазрез III), сменяется осадками, на 30% покрытыми конкрециями с продуктивностью 5,4 кг/м² (ст. 64).

По данным геологического микроразреза (станции 27—36), конкреции отсутствуют в наиболее узкой и глубокой части межгрядовой депрессии на глубинах 5074—5161 м (рис. 46, ст. 32), а на выровненной ступенчатой поверхности ее склонов с амплитудами глубин 10—20 м наблюдаются значительные колебания продуктивности — от нулевых значений до 10,6 кг/м². На мелкохолмистой поверхности дна депрессии, судя по микроразрезу станций 47—56 (см. рис. 46), продуктивность изменяется от нулевых значений до 12,9 кг/м². Высокие значения продуктивности (9,4—12,9 кг/м²) здесь связаны с наличием седиментационных конкреций (станции 49 и 50, см. рис. 46). К западу и востоку на разрезе они сменяются диагенетическими (Д) конкрециями с значениями продуктивности менее 3 кг/м² (станции 47, 48, 55, см. рис. 46) или диагенетическими с прослоями седиментационных (Д+С) (ст. 52) с продуктивностью 5,5 кг/м².

Интересно отметить, что в целом на участках развития диагенетических конкреций наиболее высокие значения продуктивности (станции 2, 3, 11, 24, 36, 58, 63, 64, см. рис. 43 и 45) связаны с конкрециями типа Д+С. Увеличение продуктивности в этих конкрециях идет параллельно с ростом количества и мощности седиментационных прослоев. Концентрация и продуктивность собственно диагенетических конкреций обычно не превышают 5 кг/м², максимальные значения 6,6 кг/м² отмечены для крупных эллипсоидальных и шаровидных конкреций ст. 16.

3.4. ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КОНКРЕЦИЙ ПО ПЛОЩАДИ ДНА

Вариации химического состава конкреций, так же как их продуктивность, тесно связаны с морфогенетическими типами конкреций, и соответственно изменение содержания металлов в конкрециях по площади дна отражает закономерности распространения основных типов конкреций. Ниже рассматриваются схемы распределения металлов по данным анализов средних проб конкреций.

Седиментационные конкреции меридиональной гряды характеризуются значениями Mn/Fe 1,35—2,49 с минимальными величинами на крутом восточном ее склоне (рис. 43 и 47). К западу и востоку от гряды в области основного развития конкреций типа Д и С+Д величина отношения Mn/Fe колеблется от 2,59 и 7,6, обычно более 4. Значения менее 4 (2,59—3,69) здесь связаны с конкрециями типа С+Д, а на станциях 49 и 50 (у подножия крутого склона субмеридиональной гряды, см. рис. 47) — с седиментационными (Mn/Fe 1,89—1,99).

Содержание Mn в конкрециях полигона колеблется от 18,2 до 34,2%, при этом в седиментационных конкрециях меридиональной гряды оно обычно менее 23% (рис. 48). Величины порядка 23—25% встречены на западном пологом склоне гряды и на прилегающих участках холмисто-грядового рельефа. Увеличение содержания Mn в седиментационных конкрециях связано или с морфологией и размерами конкреций (в крупных уплощенных конкрециях увеличивается доля обогащенного Mn глобулярного рудного вещества нижней поверхности конкреций), или с появлением диагенетических прослоев и формированием конкреций типа С+Д. В западной и восточной частях полигона в области преимущественного формирования диагенетических конкреций содержание Mn обычно более 26%.

Картина распределения Fe (рис. 49), по существу, обратна распределению марганца. Содержание Fe в конкрециях полигона колеблется от 4,4 до 13,4%, с повышенными значениями (более 10%) в седиментационных конкрециях меридиональной гряды и минимальными (меньше 7%) в диагенетических конкрециях западной холмисто-грядовой части полигона и восточной депрессии. Величины 7—10% Fe встречены в конкрециях с чередованием или сменой седиментационных и диагенетических слоев.

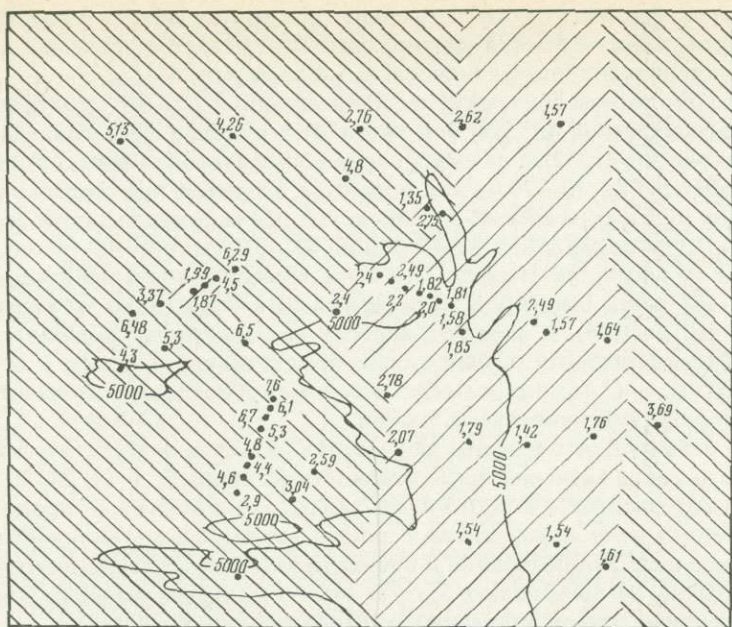


Рис. 47. Отношение Mn/Fe в бетонных полигонах 1352
1 — менее 2,5; 2 — более 2,5

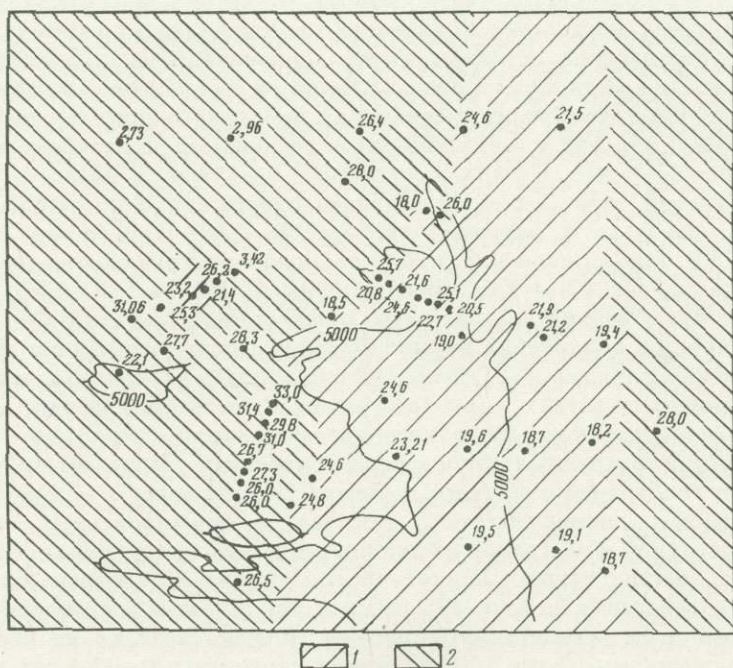
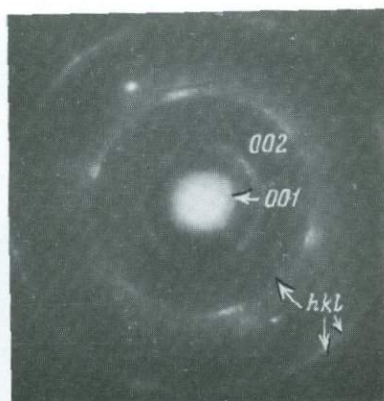
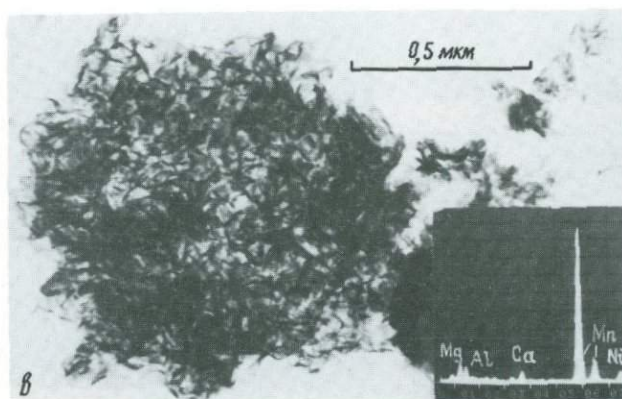
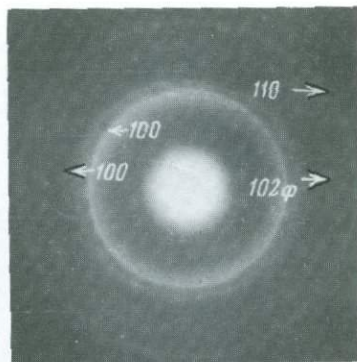
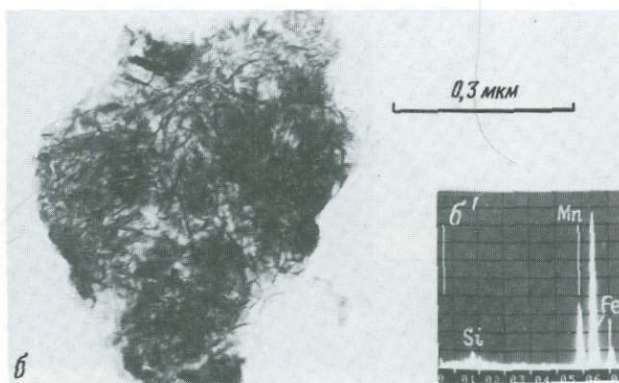
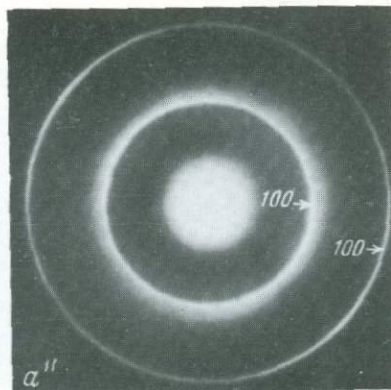
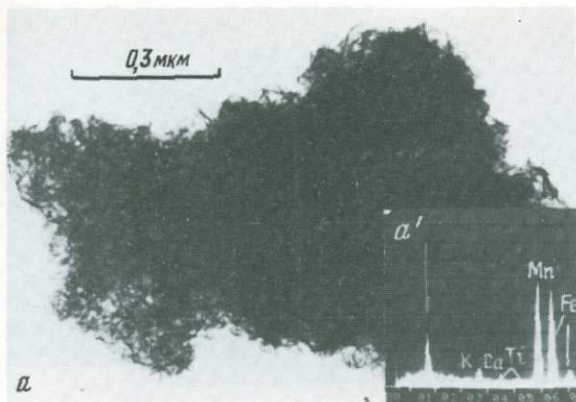
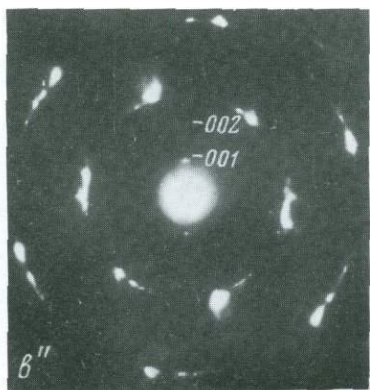
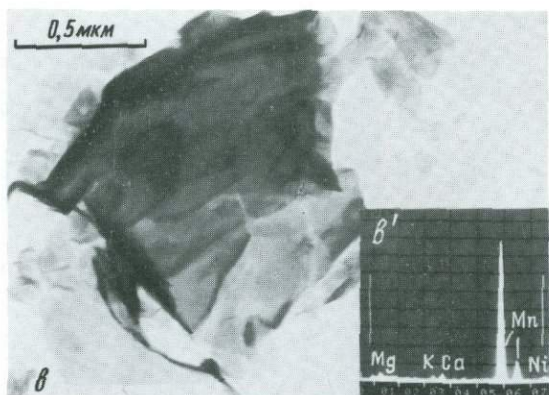
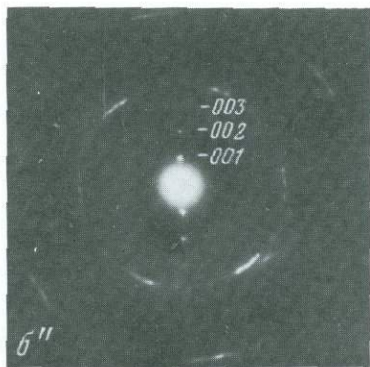
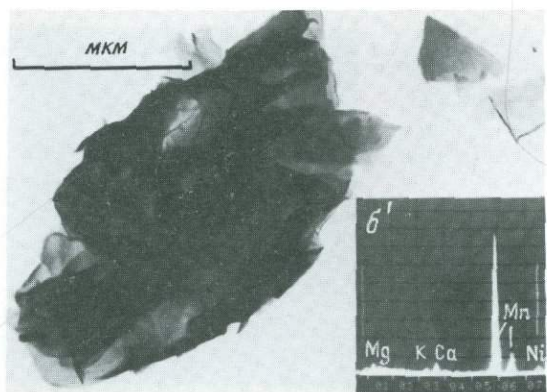
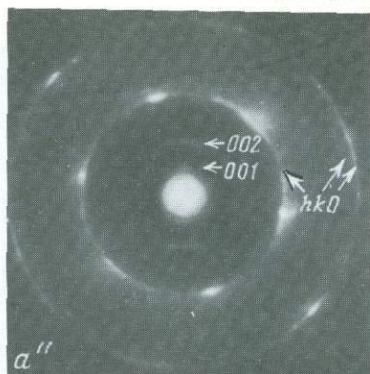
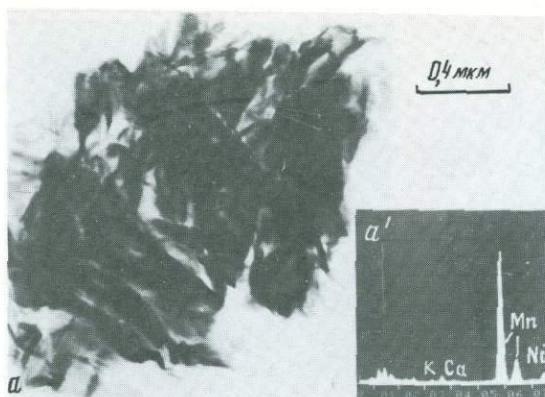
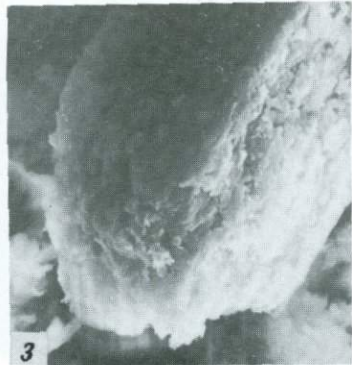
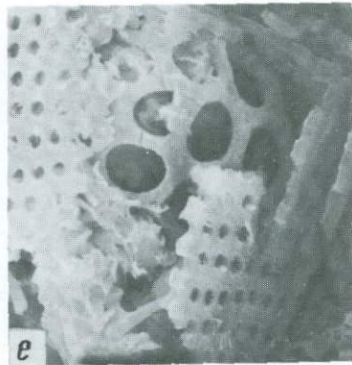
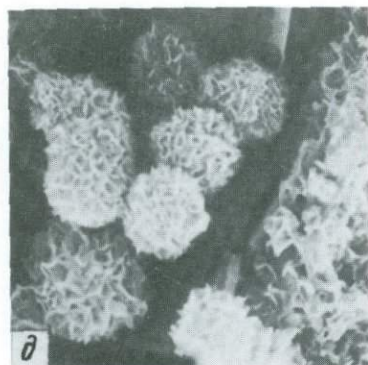
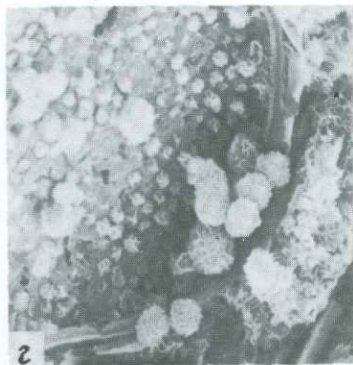
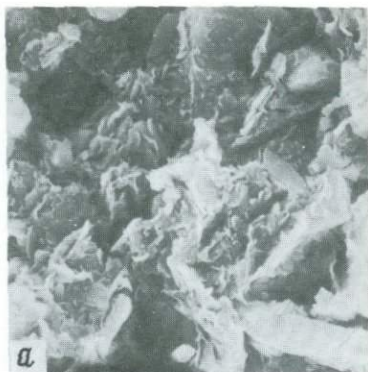
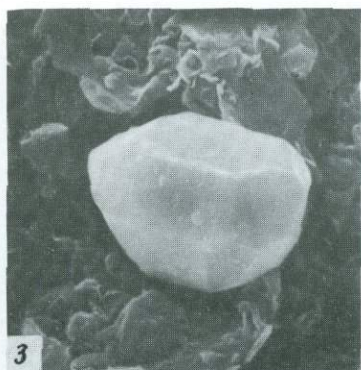
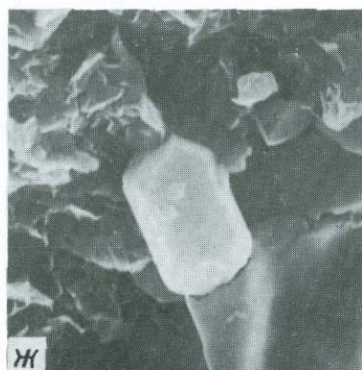
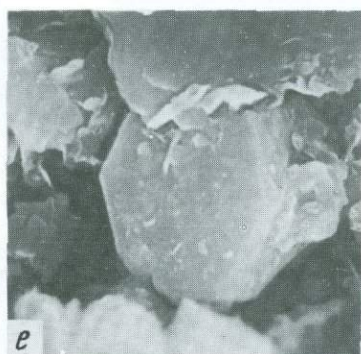
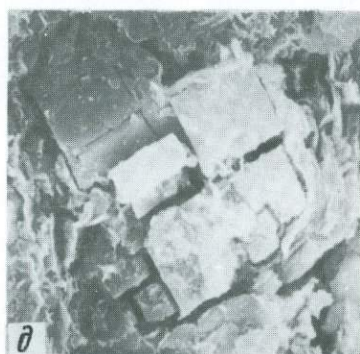
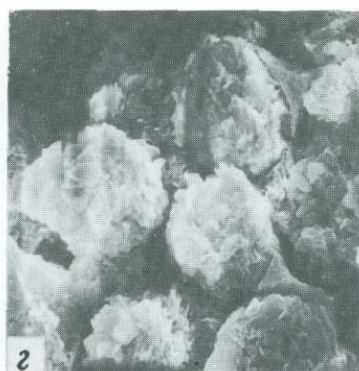
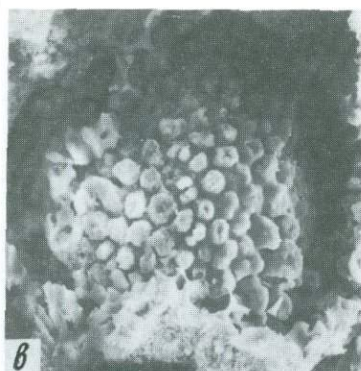
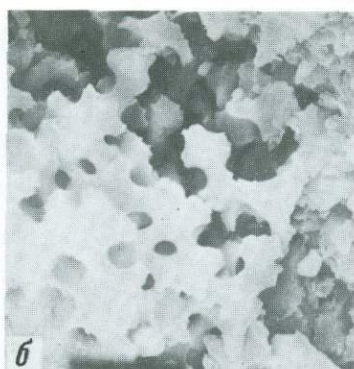


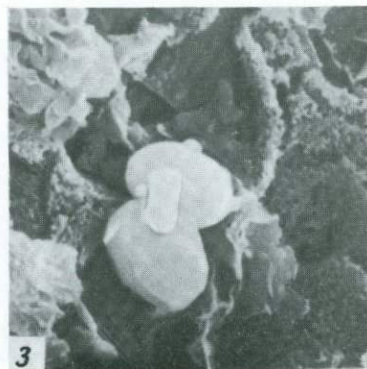
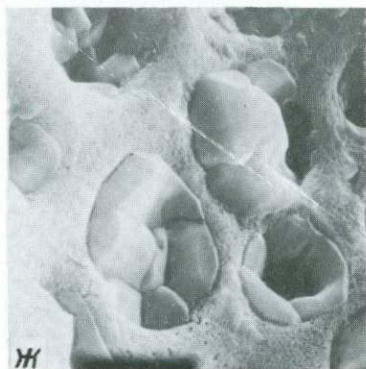
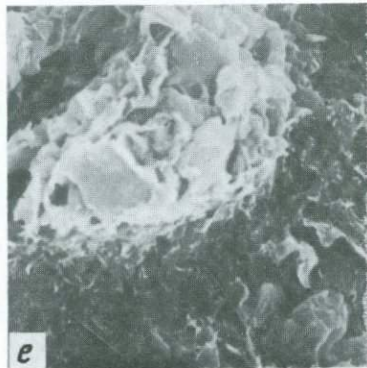
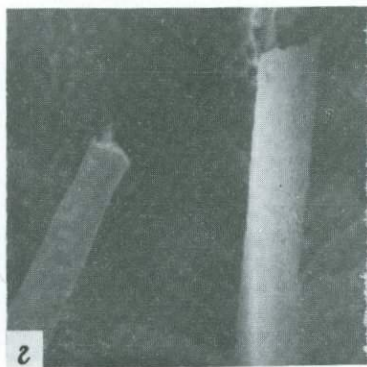
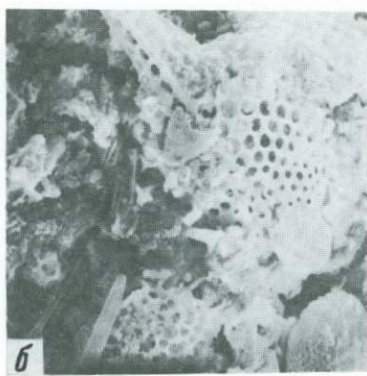
Рис. 48. Содержание Mn (в %) в бетонных полигонах 1352
1 — менее 25; 2 — более 25

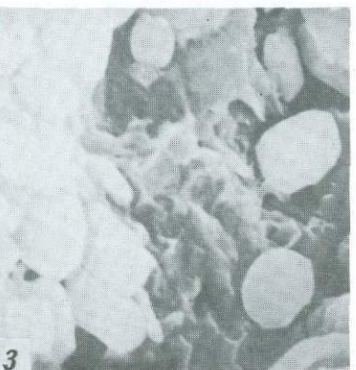
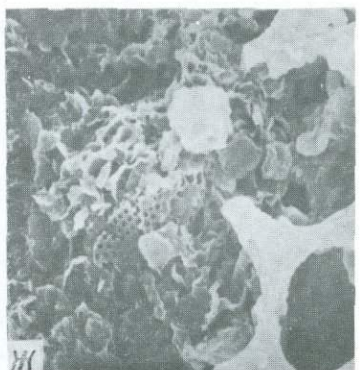
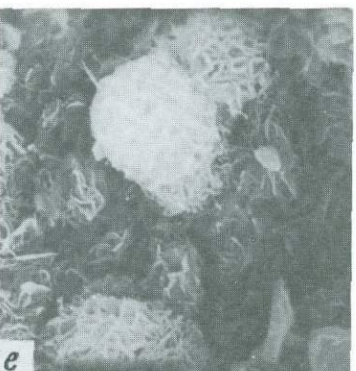
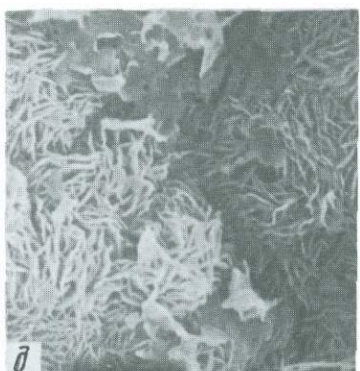
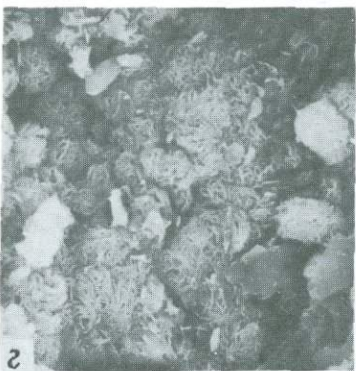
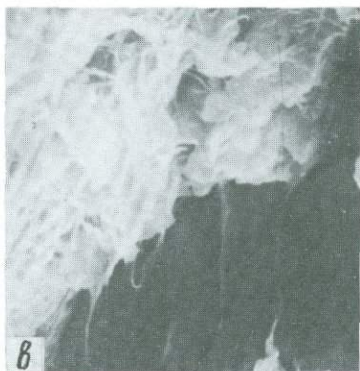
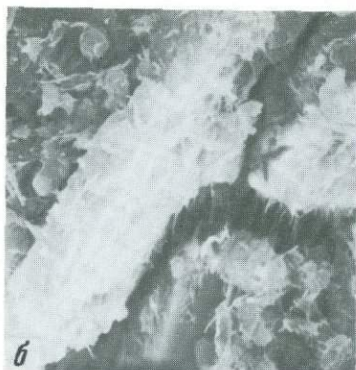
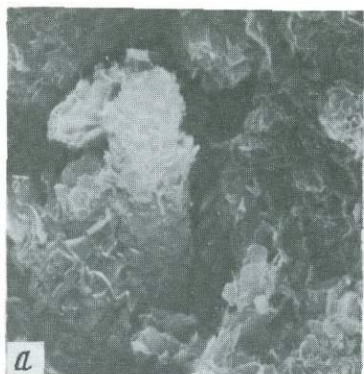


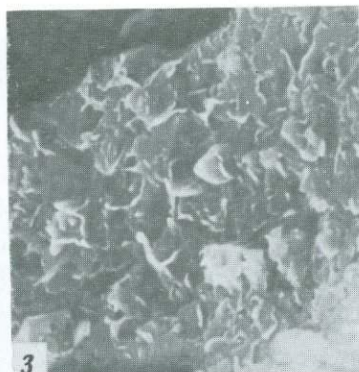
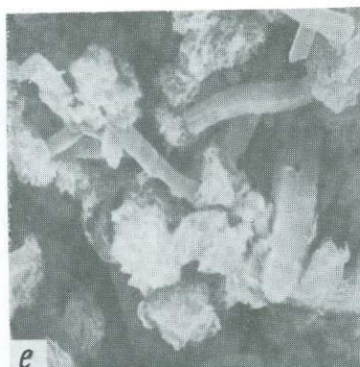
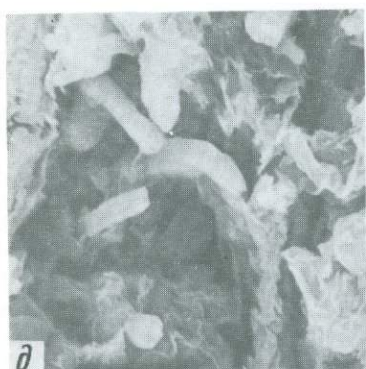
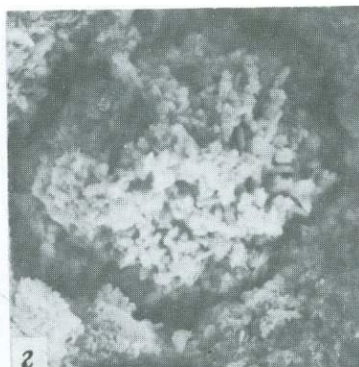
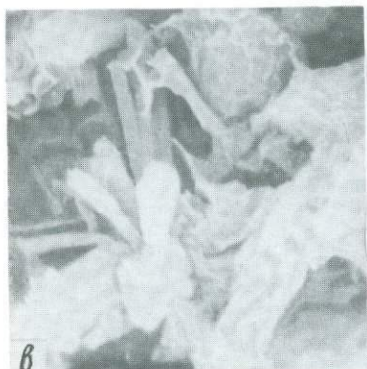
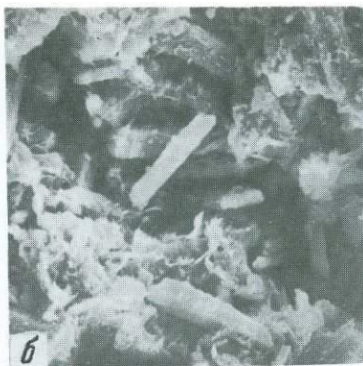
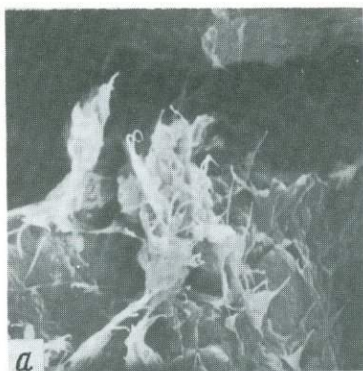


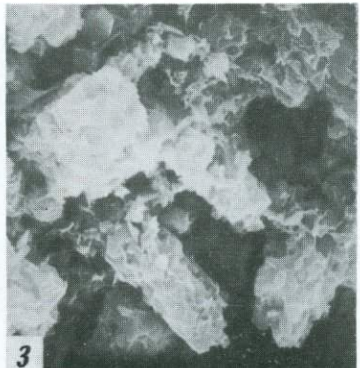
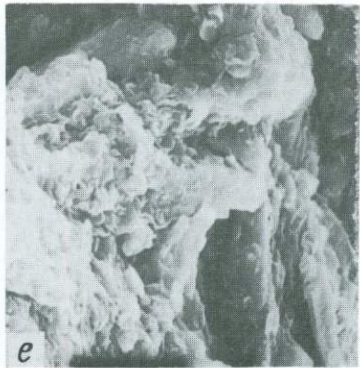
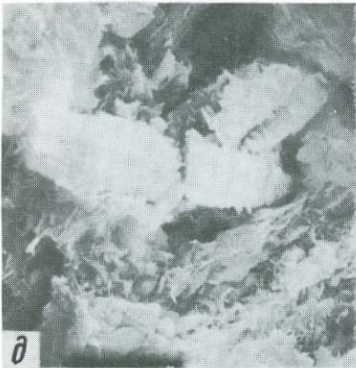
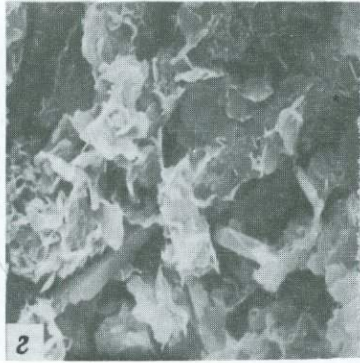
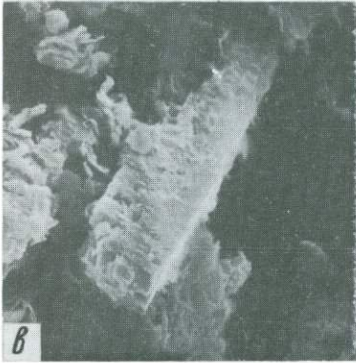
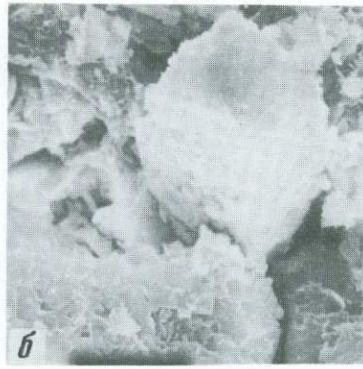


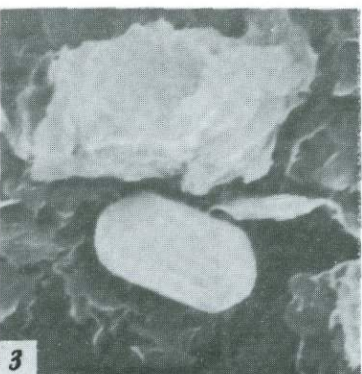
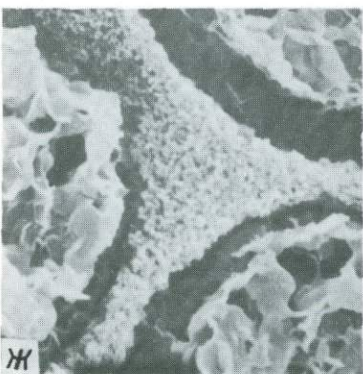
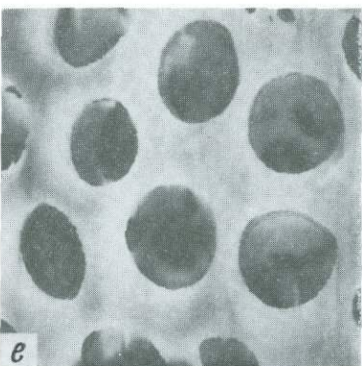
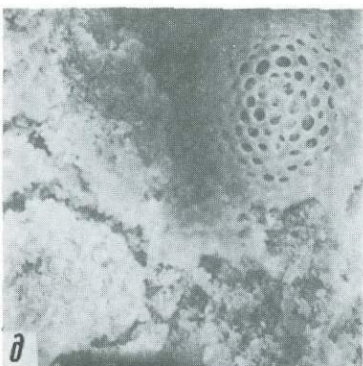
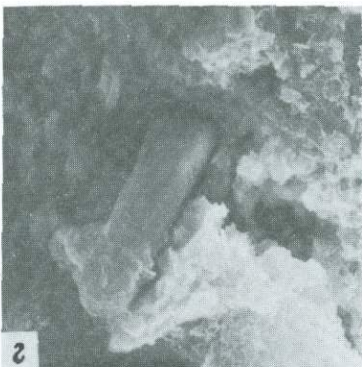
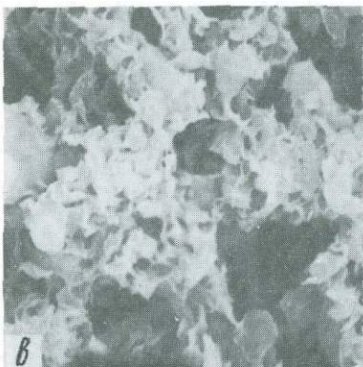
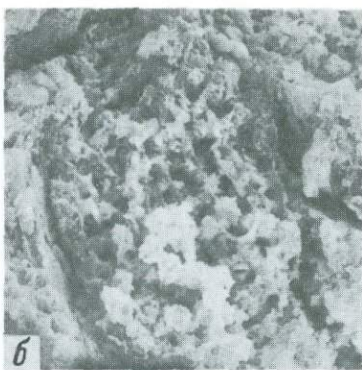
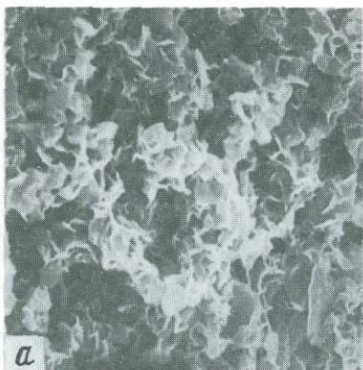


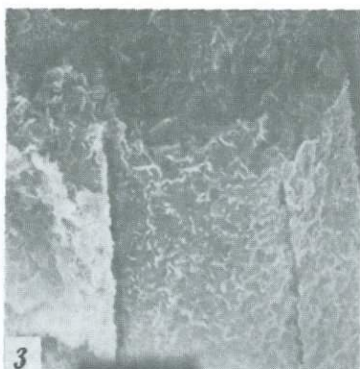
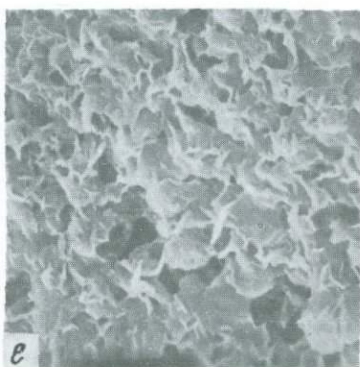
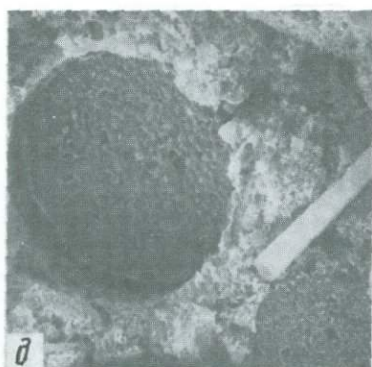
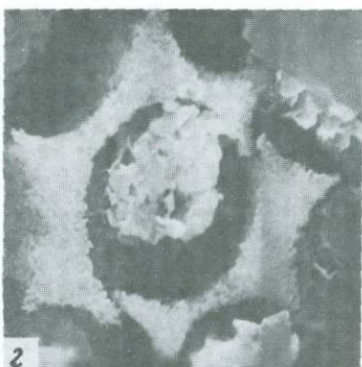
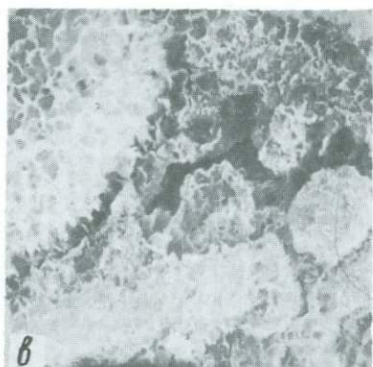
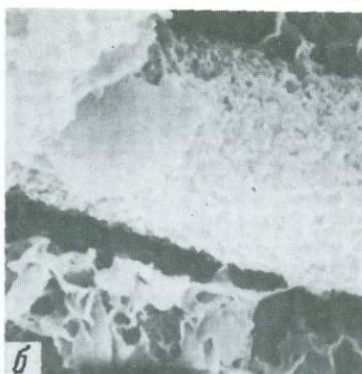
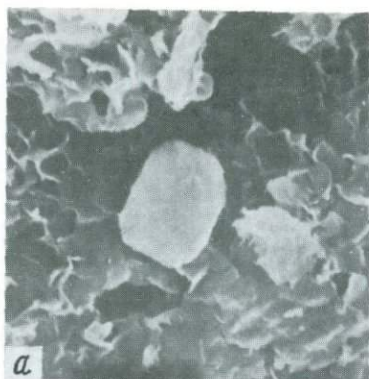


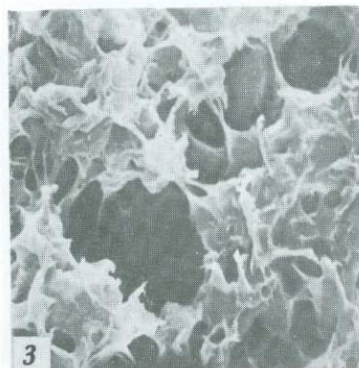
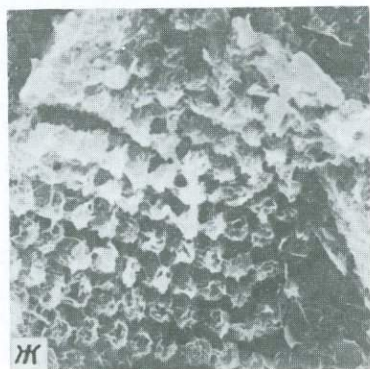
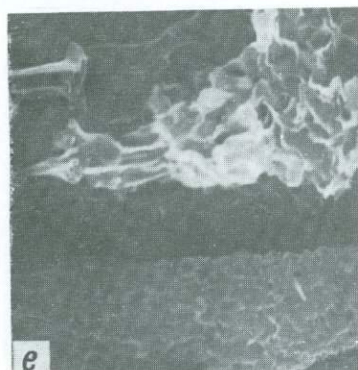
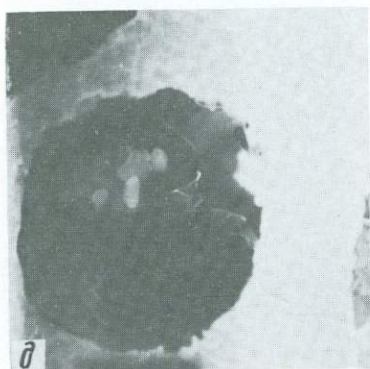
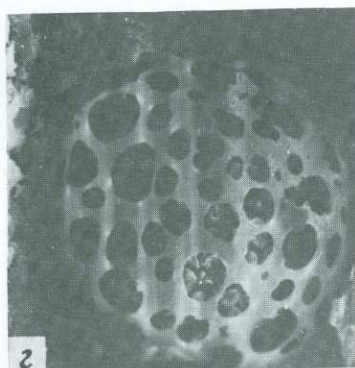
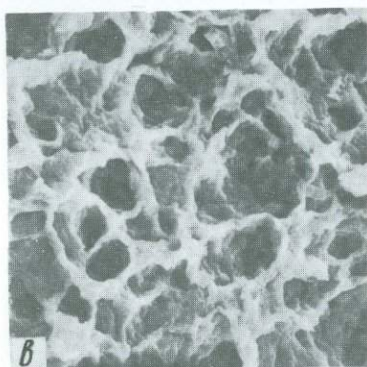
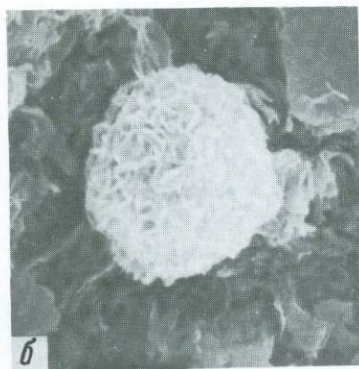
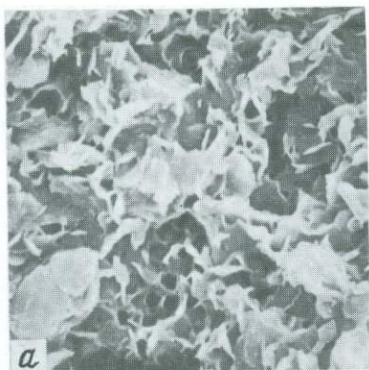


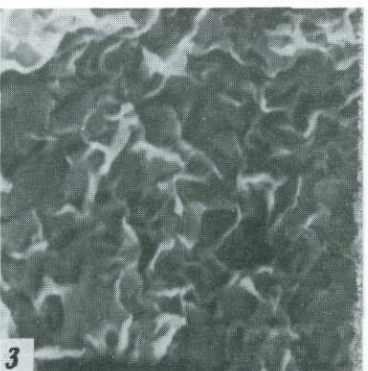
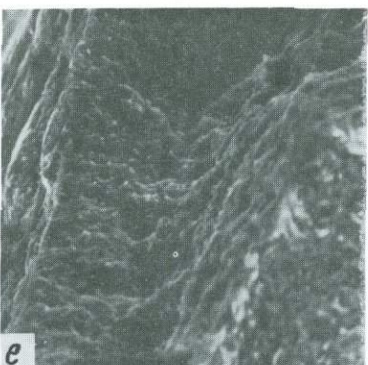
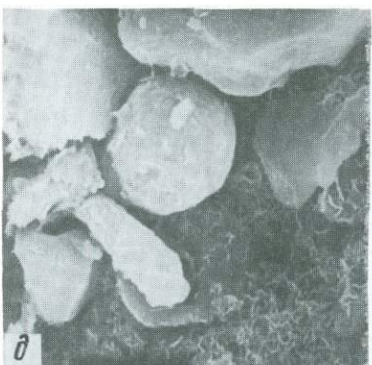
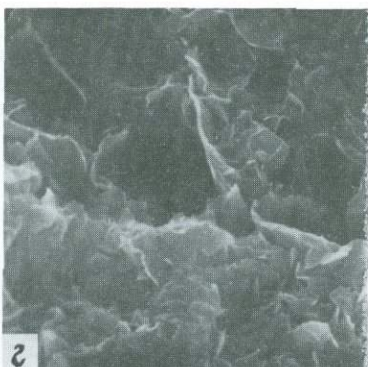
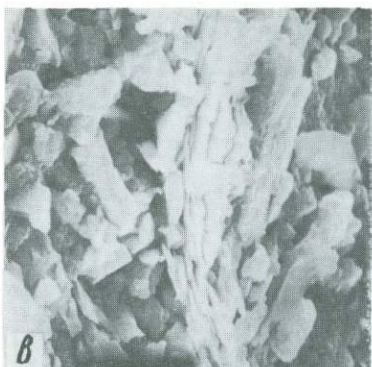
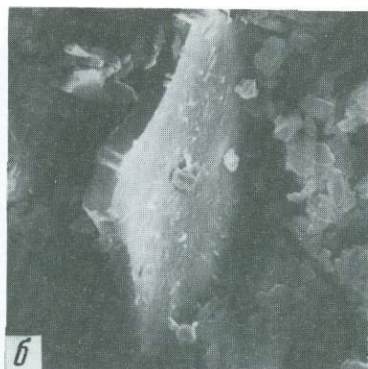
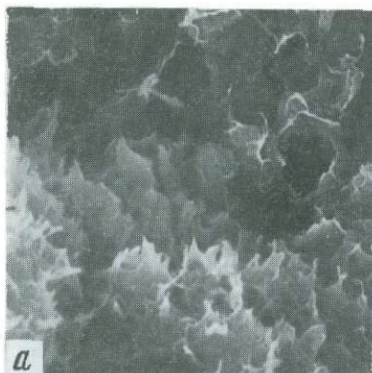


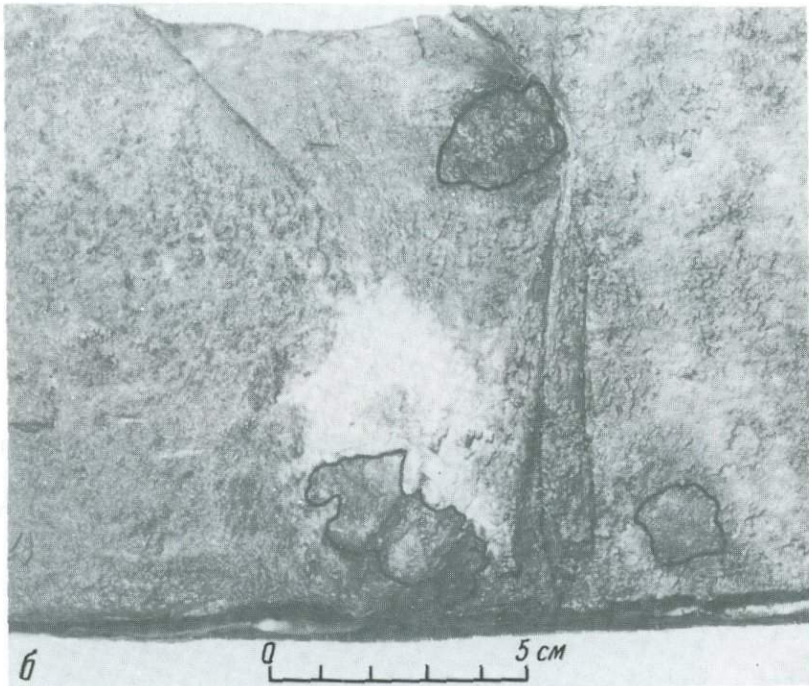
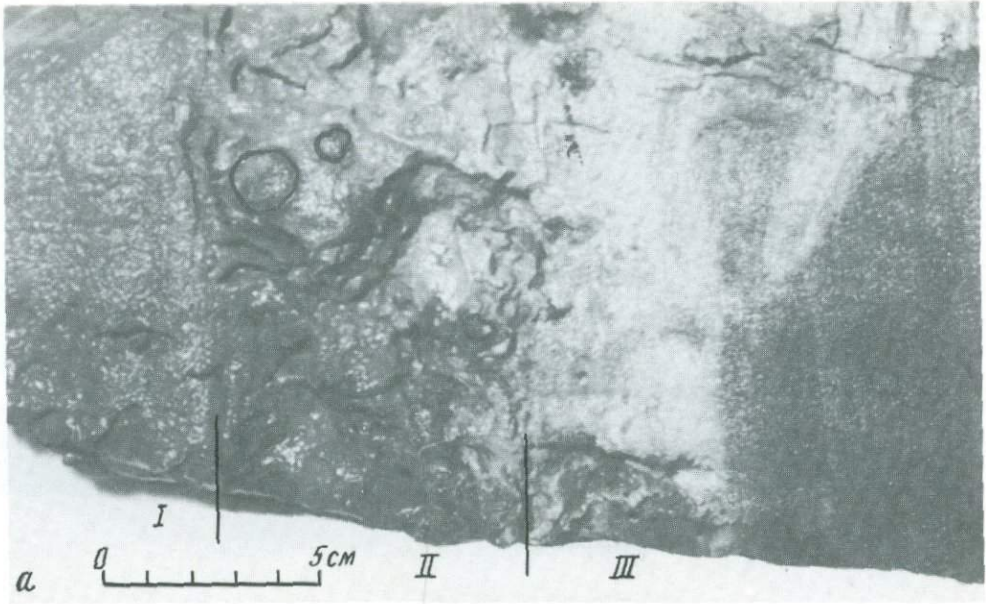


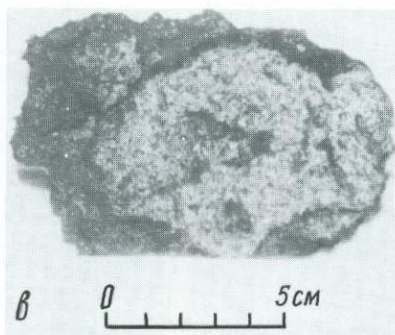
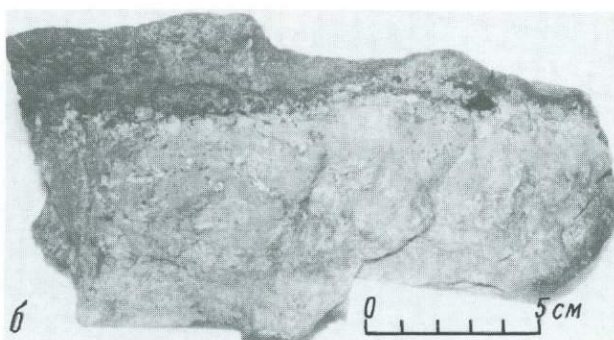
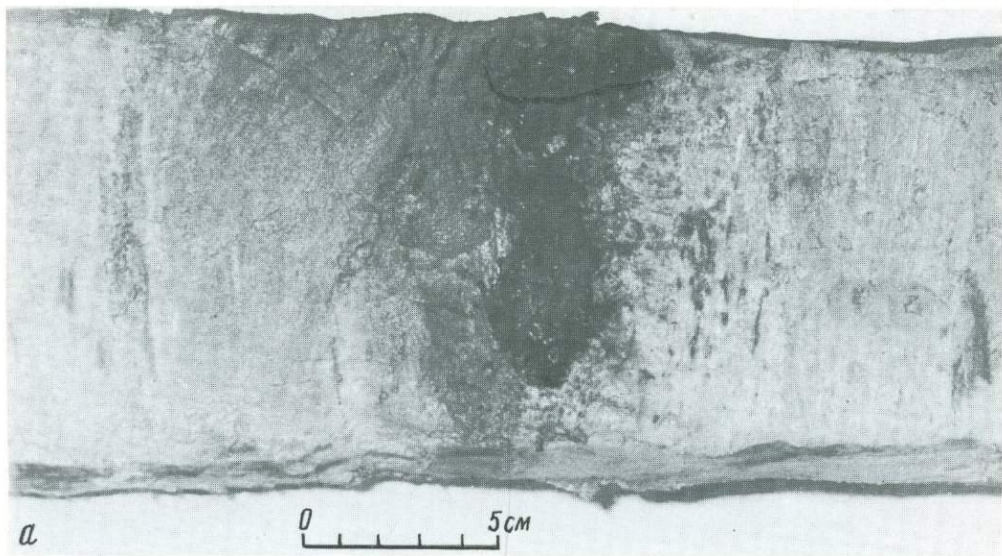


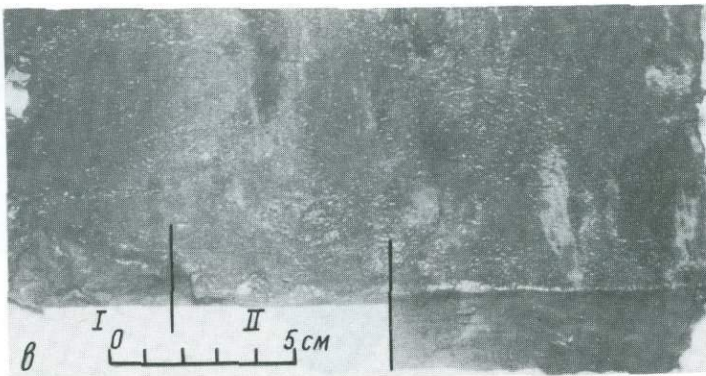
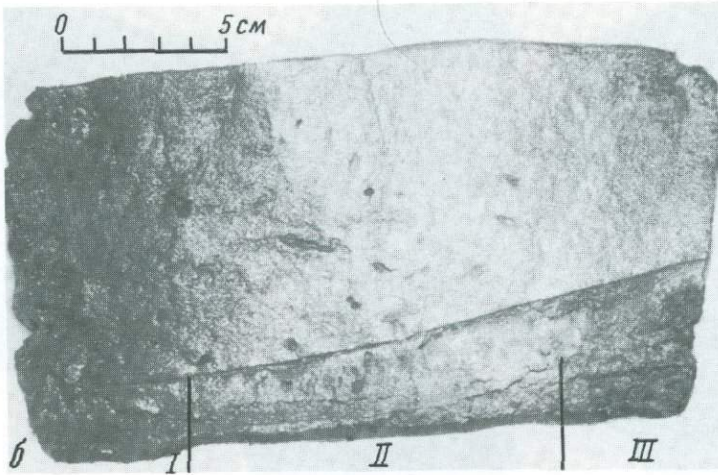
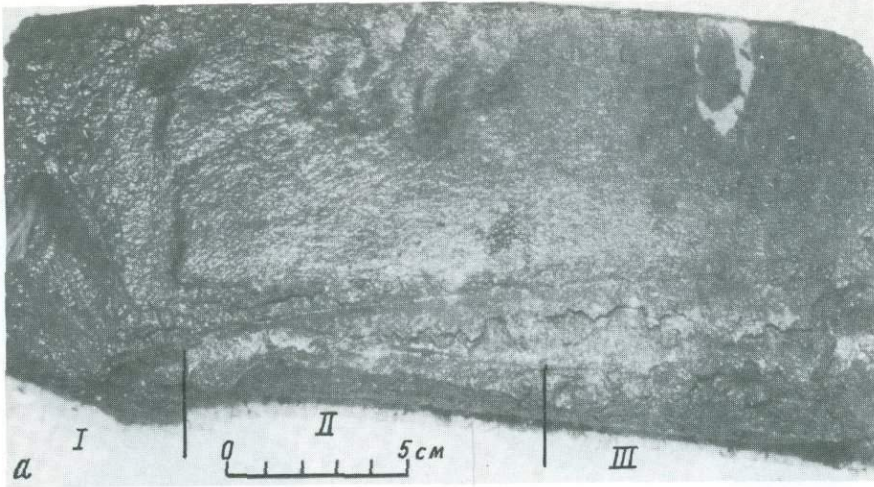


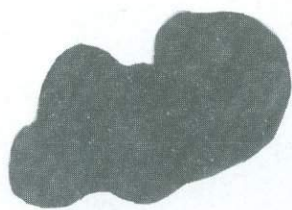




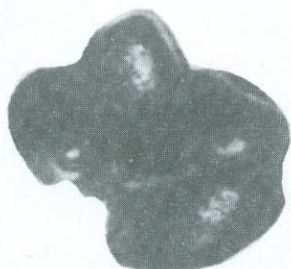








PSs



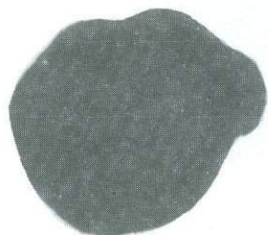
PEs



PETs



PEs



Ss



Es



TbS



Tfs

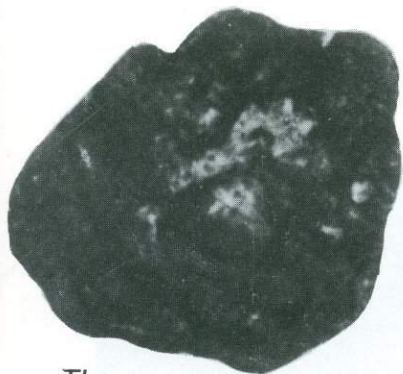




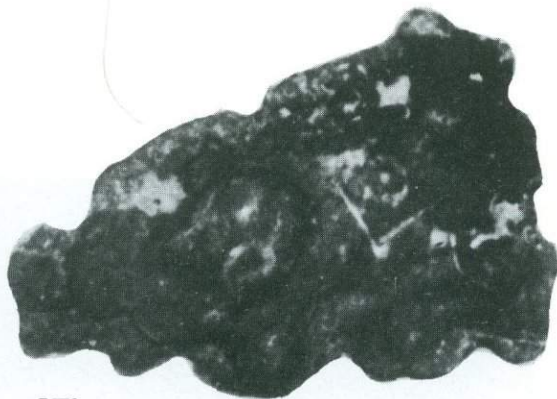
Ss



ISs



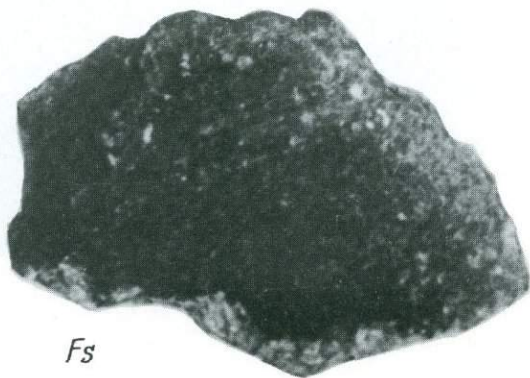
Tbs



ITbs



ITS



Fs

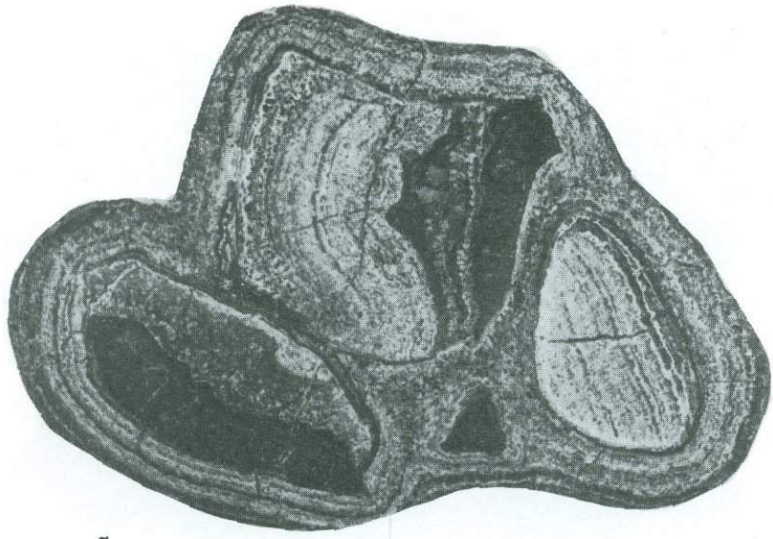




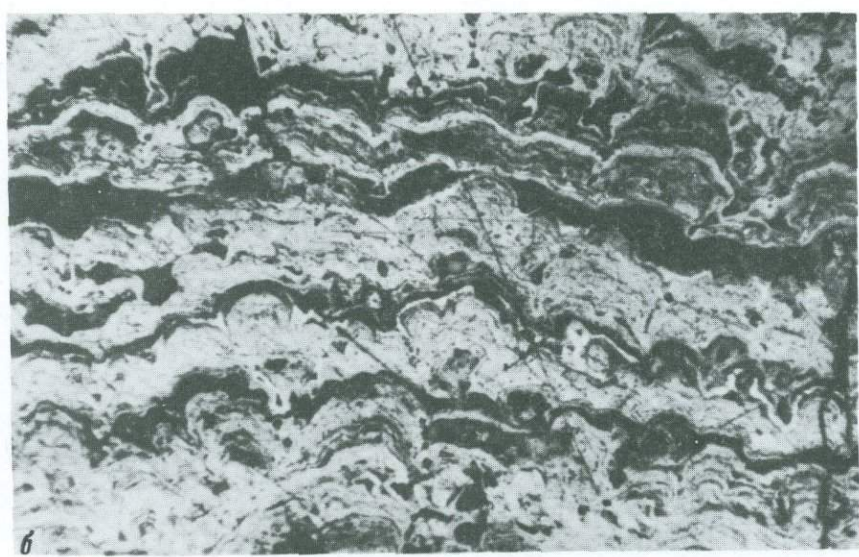
a



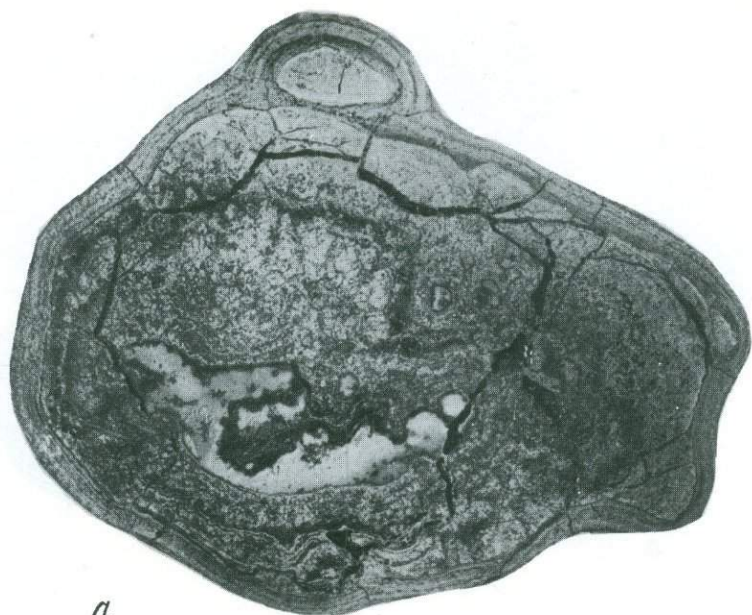
b



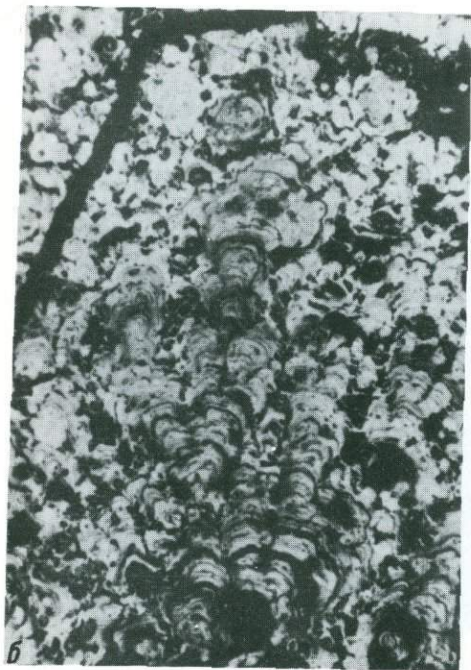
a



б



a



b



b



Tr



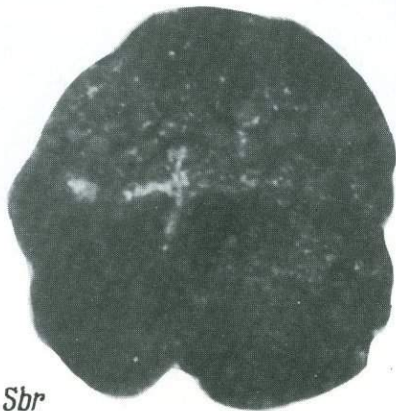
Er



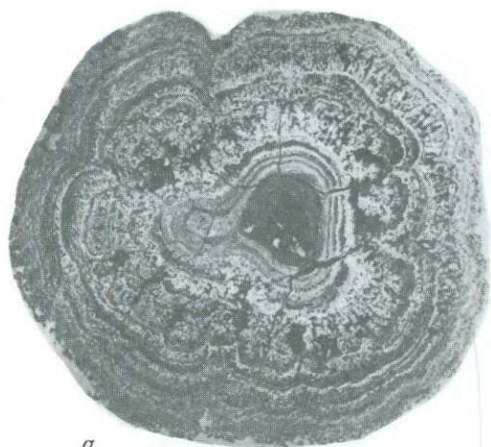
ESp



Sp



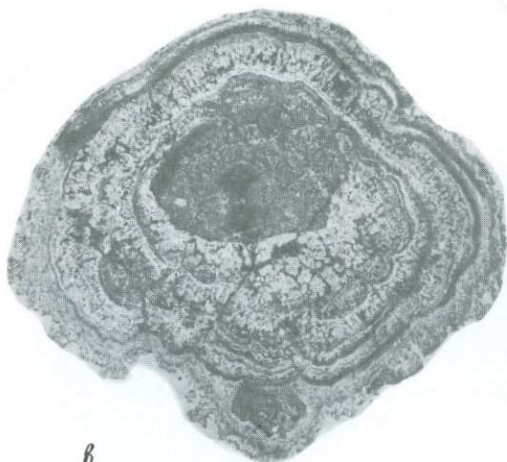
Sbr



a



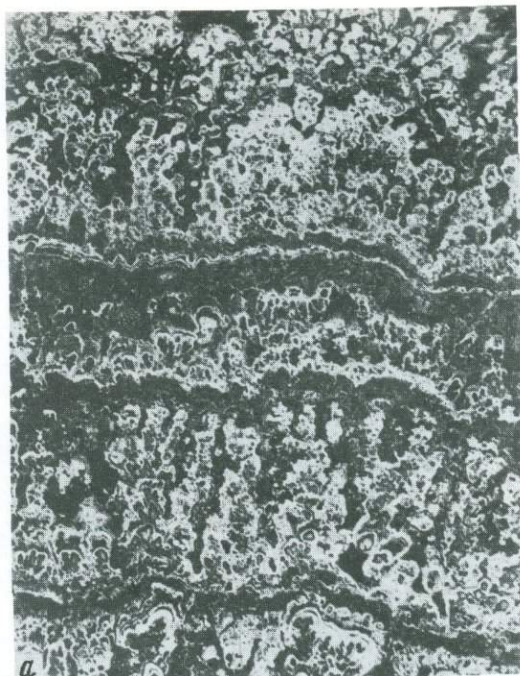
б



в



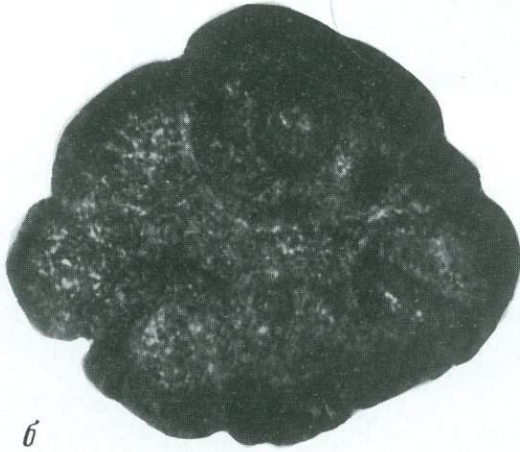
г



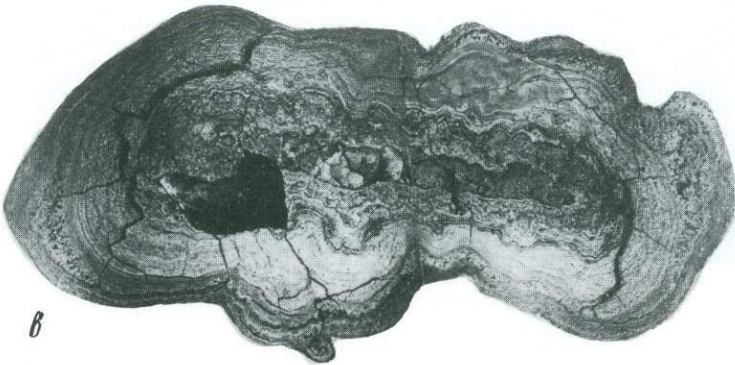


a

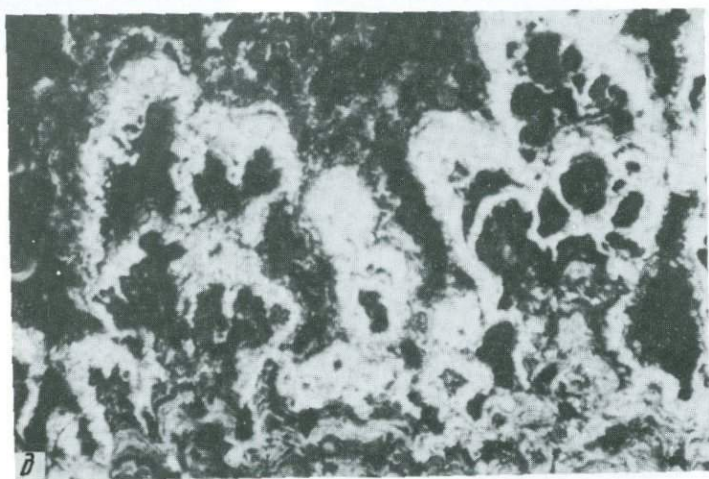
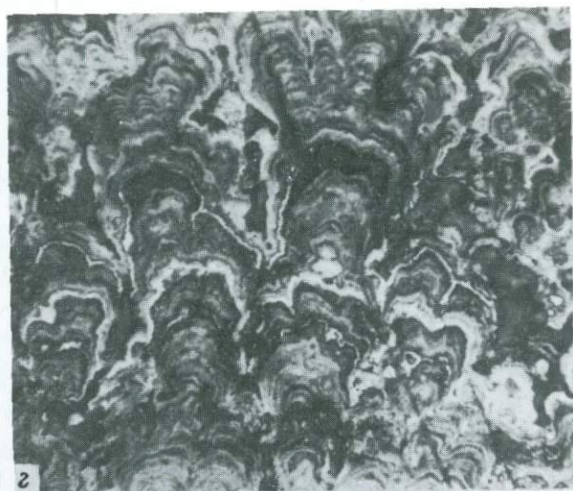
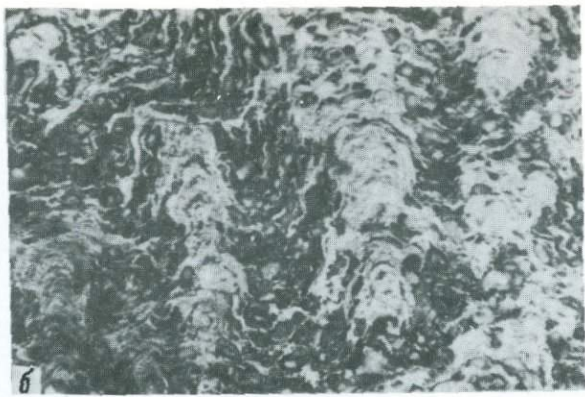
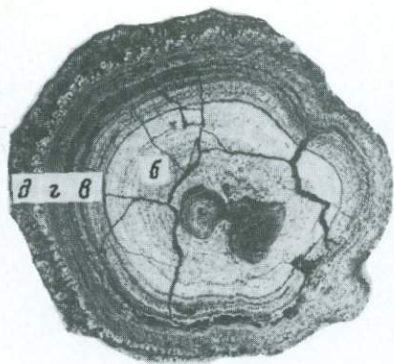
Dbsr



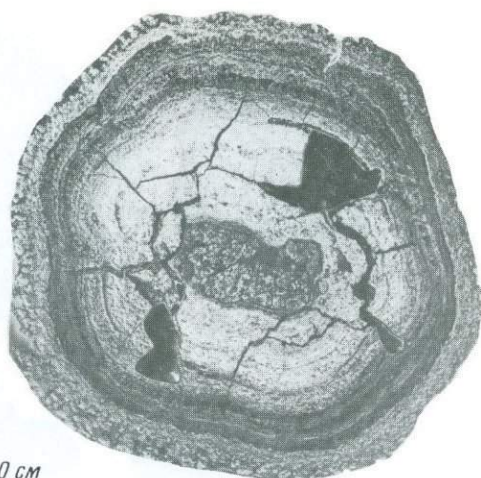
b



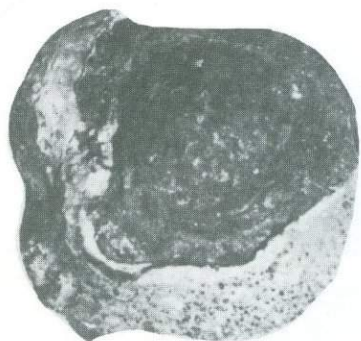
в







Горизонт 0 см



Горизонт 339—345 см

Горизонт, см



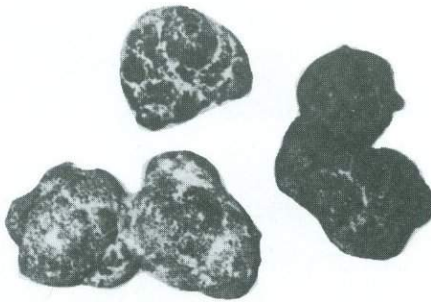
0



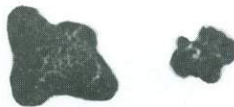
12 - 57



67 - 75



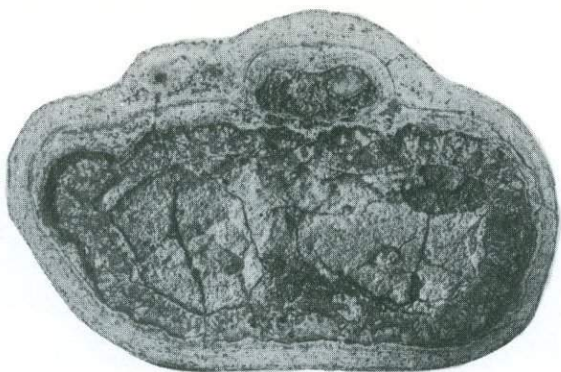
178 - 189



214



221



0



49-73



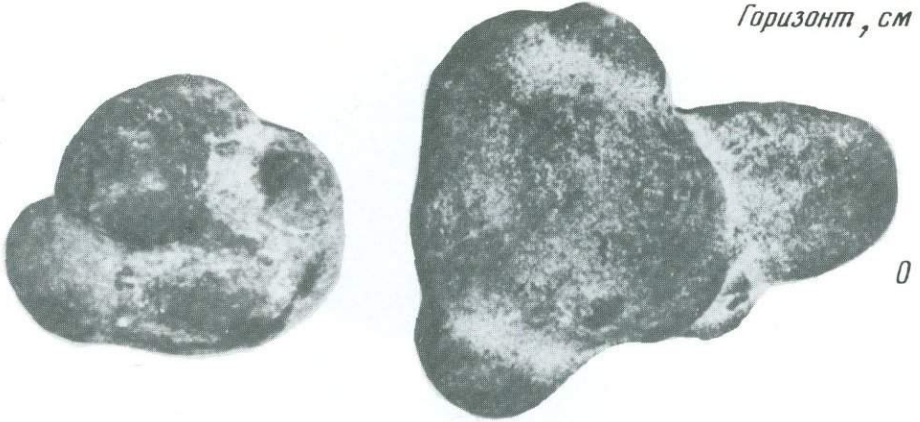
186-189



201-202



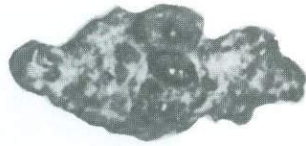
221



0



39-43



60-72



122-151

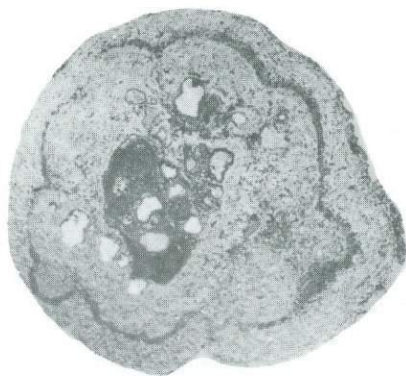


185-187

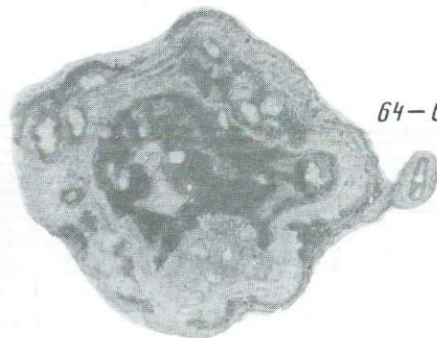
Горизонт, см



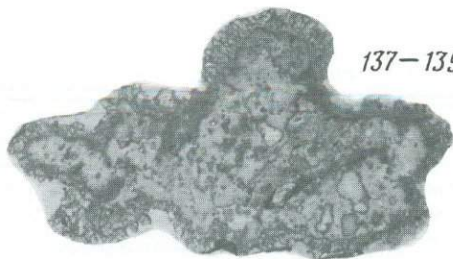
0



39-43



64-65



137-139

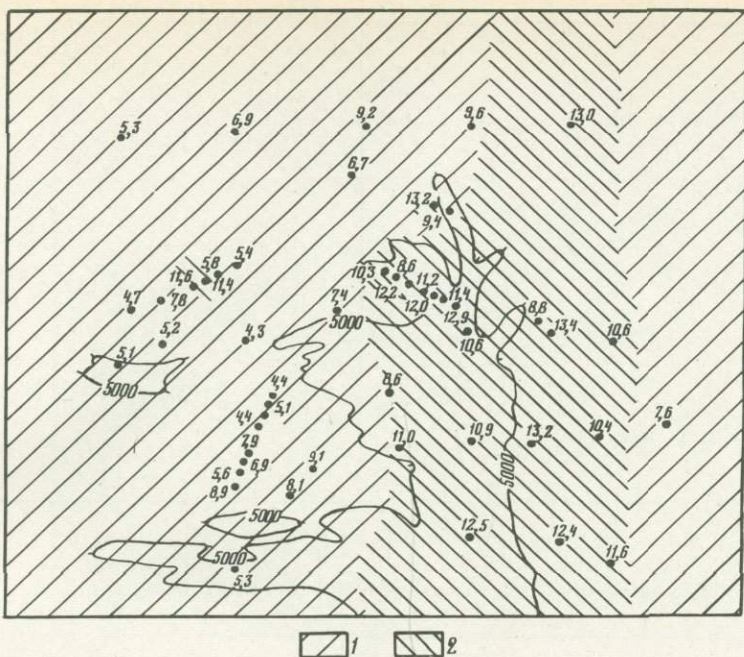


Рис. 49. Содержание Fe (в %) в конкрециях полигона 1352
1 — менее 10; 2 — более 10

Ni, Zn, Mo, Cu тесно коррелируются с Mn и величиной отношения Mn/Fe (табл. 20, рис. 50, 51), Ti, Co, V, Pb — с Fe, это находит отражение в распределении элементов по площади дна. Схемы распределения Ni, Zn, Mo, Cu близки к схемам Mn и Mn/Fe.

Содержание Ni в конкрециях полигона колеблется от 0,45 до 1,38%, при этом величины более 1% встречаются в обогащенных марганцем конкрециях типа Д и С+Д. В седиментационных конкрециях меридиональной гряды содержание Ni составляет от 0,4 до 1% и увеличивается по мере роста Mn/Fe и Mn (рис. 52).

Содержание цинка колеблется от 0,055 до 0,218% (рис. 53), при значениях менее 0,1% (0,05—0,08%) в седиментационных и более 0,1% в обогащенных марганцем конкрециях типа Д и С+Д, с максимумом (0,14—0,22%) в диагенетических конкрециях.

Содержание Mo в конкрециях полигона варьирует от 0,027 до 0,058 (рис. 54). В седиментационных конкрециях меридиональной гряды его содержания не превышают 0,04%, к западу и востоку от гряды в области распространения диагенетических конкреций увеличиваются и составляют 0,04—0,058%, с максимумом в конкрециях с отношением Mn/Fe более 5 и содержанием Mn более 28%.

Среди рудных элементов в конкрециях полигона Cu характеризуется наибольшими пределами колебания — от 0,25 до 1,38%, т.е. в 5,5 раза, при колебаниях для Zn в 4, Ni в 3 и Mo в 2 раза. Вариации содержания Cu, по существу, следуют за отношением Mn/Fe. Минимальные величины концентрации Cu встречаются (0,25—0,6%) в седиментационных конкрециях с Mn/Fe менее 2,5 (рис. 55). На западной периферии меридиональной гряды с увеличением Mn/Fe в конкрециях типа С+Д содержание Cu возрастает до 0,75%. Максимальные величины Cu (более 1%) встречаются в диагенетических конкрециях с Mn/Fe больше 5 и содержанием Mn более 28%.

Картина распределения Co и Pb обратная таковой Ni, Cu, Zn и Mo. На фоне в целом характерных для конкреций радиоляриевой зоны низких величин содержания

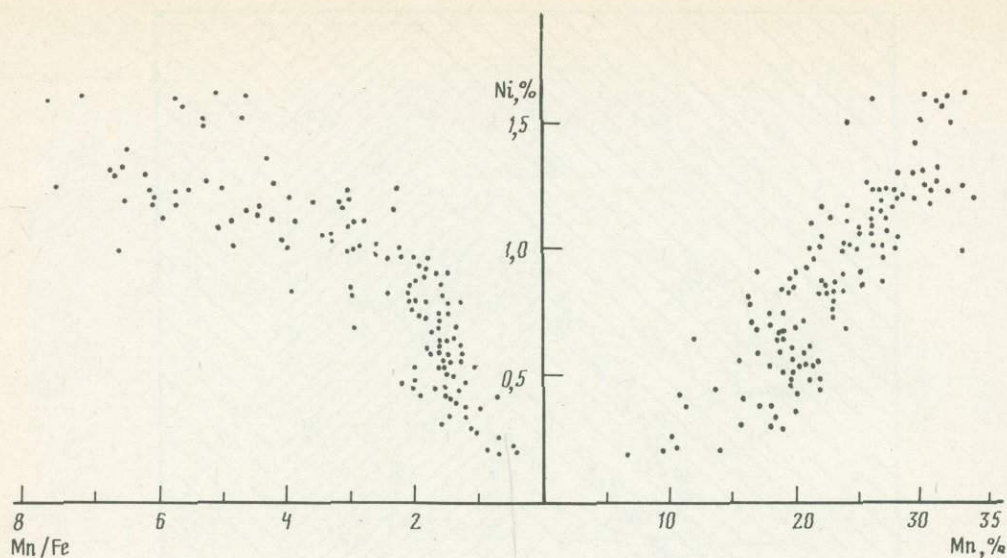


Рис. 50. Зависимость между содержанием Ni и Mn, Ni и отношением Mn/Fe

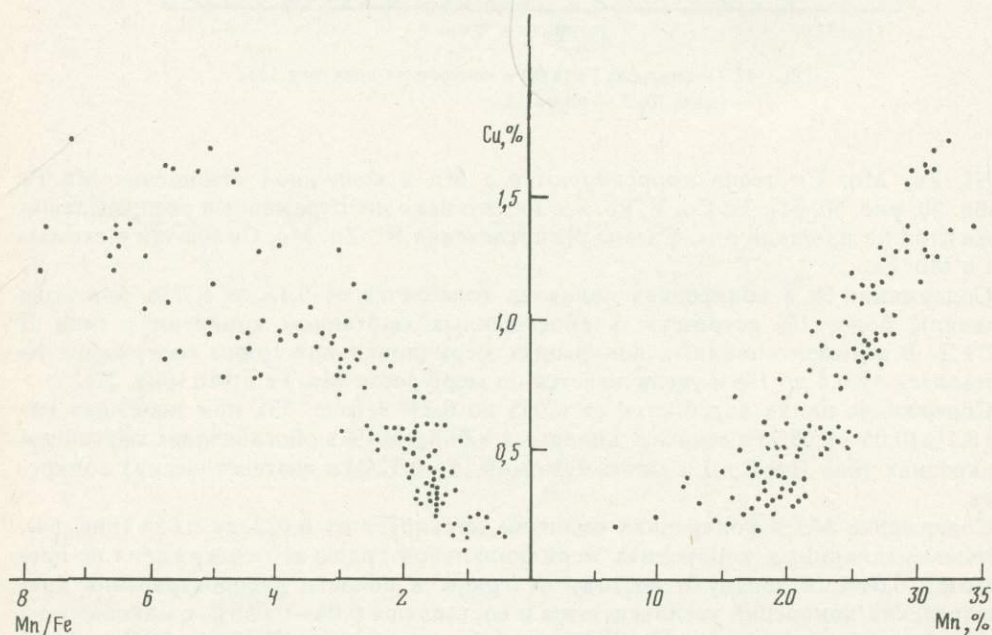


Рис. 51. Зависимость между содержанием Cu и Mn, Cu и отношением Mn/Fe

Со и Pb (на полигоне Со — от 0,11 до 0,26%, Pb — от 0,021 до 0,109%) несколько повышенные значения этих элементов приурочены к седиментационным конкрециям. В седиментационных конкрециях меридиональной гряды содержание Со колеблется от 0,18 до 0,26 (рис. 56), обычно более 0,2%, Pb — от 0,075 до 0,109 (рис. 57). Минимальные значения Pb и Со встречены в богатых марганцем диагенетических конкрециях (соответственно 0,05 и 0,13%).

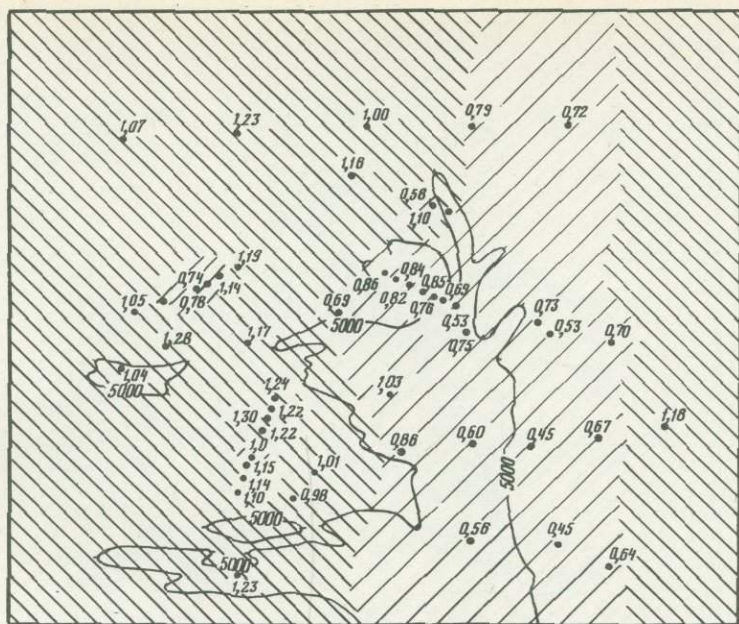


Рис. 52. Содержание Ni (в %) в конкрециях полигона 1352
 1 — менее 1,0; 2 — более 1,0

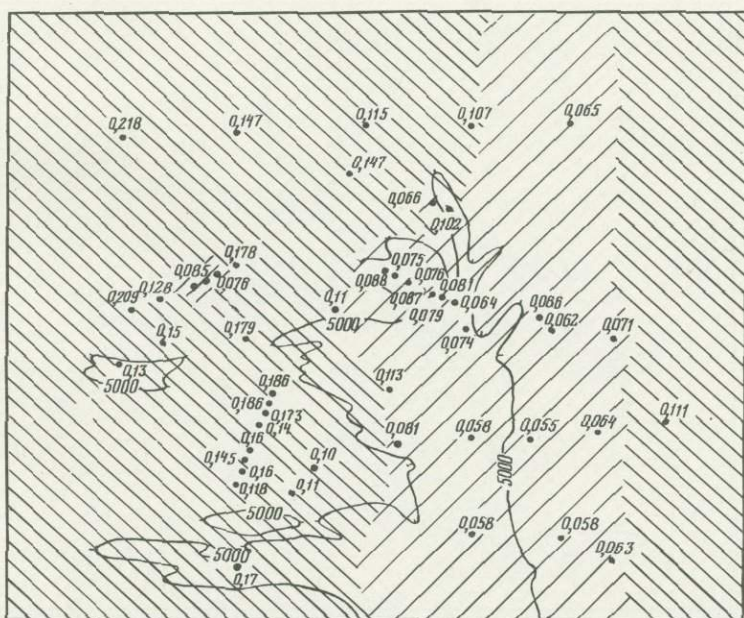


Рис. 53. Содержание Zn (в %) в конкрециях полигона 1352
 1 — менее 0,1; 2 — более 0,1

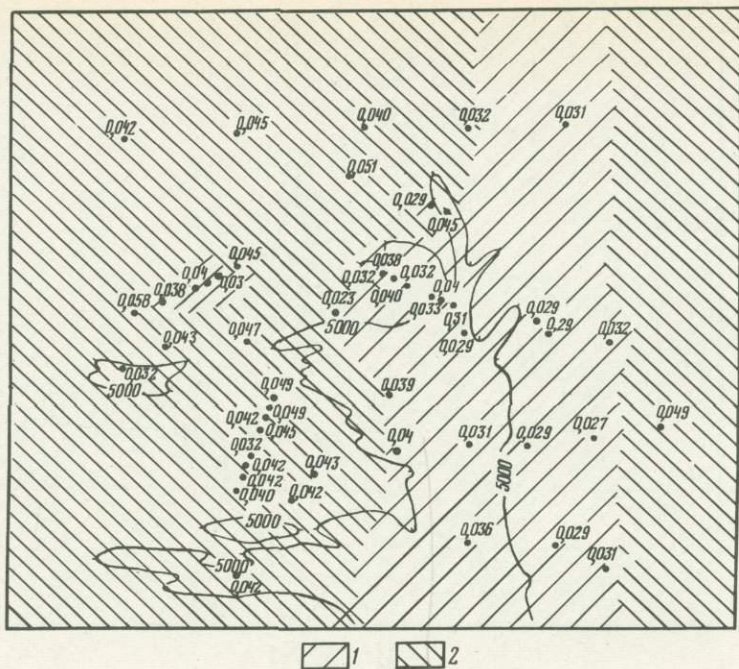


Рис. 54. Содержание Mo (в %) в конкрециях полигона 1352
1 — менее 0,04; 2 — более 0,04

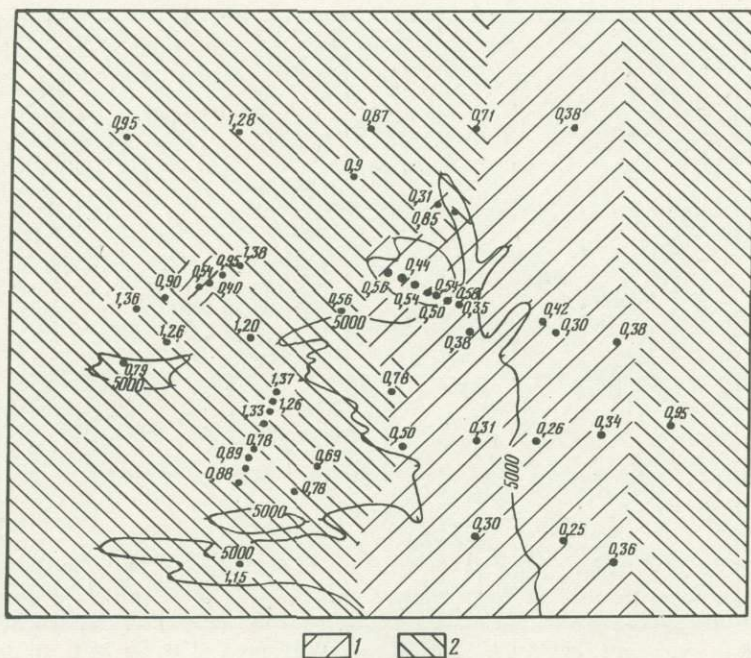


Рис. 55. Содержание Cu (в %) в конкрециях полигона 1352
1 — менее 0,75; 2 — более 0,75

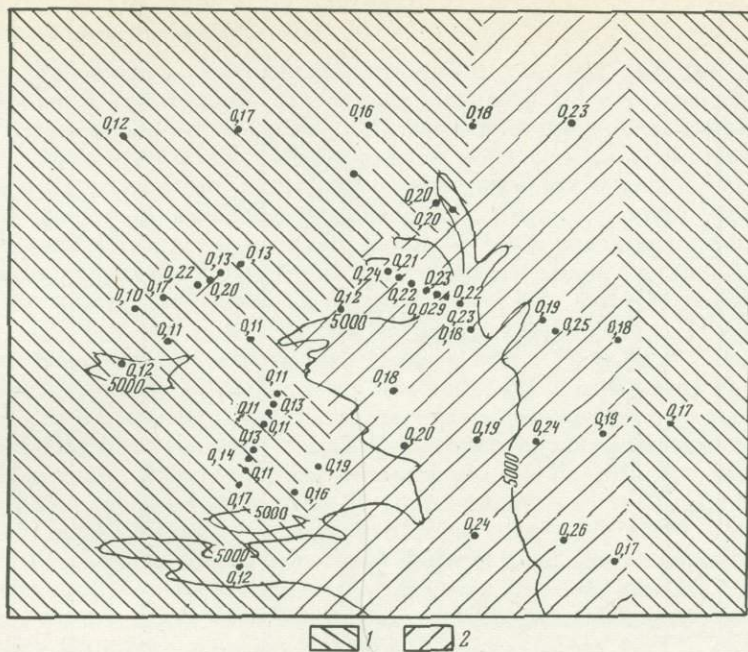


Рис. 56. Содержание Со (в %) в конкрециях полигона 1352
 1 — менее 0,18; 2 — более 0,18

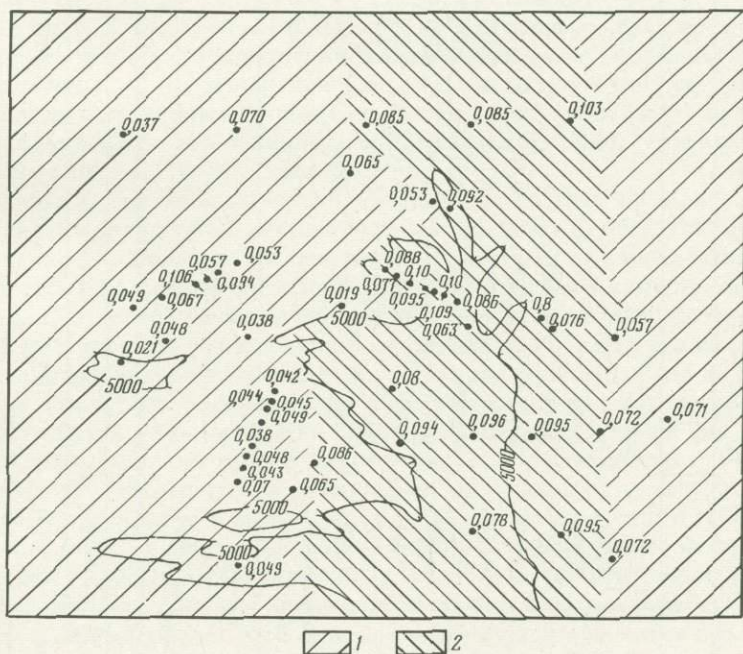


Рис. 57. Содержание Рв (в %) в конкрециях полигона 1352
 1 — менее 0,075; 2 — более 0,075

Таблица 24

Коэффициенты корреляции (r) металлов в осадках радиоляриевого пояса Центральной котловины

	Fe ₁	Fe ₂	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ti	V	Cr	Pb
Fe ₁	—										
Fe ₂	0,208	—									
Mn	0,078	0,077	—								
Co	-0,02	0,139	0,764*	—							
Ni	0,037	0,058	0,850*	0,713*	—						
Cu	0,114	0,175	0,919*	0,742*	0,812*	—					
Zn	0,60	0,632*	0,262	0,378	0,476**	0,408	—				
Ti	0,069	0,677*	0,302	0,114	0,332	0,303	0,550*	—			
V	0,014	0,692*	0,060	0,113	0,136	0,137	0,698*	0,505*	—		
Cr	0,126	0,181	-0,053	0,045	0,27	0,098	0,619*	0,192	0,381	—	
Pb	0,092	-0,147	0,665*	0,661	0,748*	0,652	0,289	0,193	0,063	0,190	—

$n = 23$ $p^* = 0,01$; $r = 0,537$;
 $p^{**} = 0,05$; $r = 0,423$

Fe₁ — подвижное.
Fe₂ — валовое.

Таблица 25

Коэффициенты корреляции металлов в конкрециях и вмещающих осадках: Ме-конкреции — Ме-осадки ($n = 23$)

Fe _{вал}	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ti	V	Cr	Pb
0,244	0,213	0,329	0,002	0,054	-0,266	-0,183	-0,075	0,012	0,218

3.5. СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ КОНКРЕЦИЯМИ И ВМЕЩАЮЩИМИ ОСАДКАМИ

Осадки радиоляриевой зоны Индийского океана (см. табл. 18) характеризуются довольно низкими величинами содержания валового Fe и относительно высокими значениями отношения Mn/Fe (0,25), сходными с отношением Mn/Fe в пелагических глинах южной части Центральной котловины и существенно отличными от величин содержания кремнисто-глинистых илов западной части рудной провинции Кларион—Клиппертон ($Mn/Fe_{вал}$ 0,11; Свальнов, 1986). При сходстве величин отношения ($Mn/Fe_{реакц}$ около единицы) Mn с реакционноспособным Fe в осадках радиоляриевого пояса Индийского и Тихого океанов в первом встречены относительно низкие величины содержания Cu, Zn, Co (Скорнякова, 1986).

Валовое содержание Cu, Ni, Pb, Co в осадках радиоляриевой зоны Индийского океана тесно коррелируется с содержанием Mn, а Ti, V, Zn — с Fe, тогда как в осадках Тихого океана Zn связан с Mn (см. табл. 24). Взаимосвязь Ni и Cu с Mn сохраняется и в конкрециях, хотя в последних существенно возрастает влияние отношения Mn/Fe, с высоким значением коэффициентов корреляции металл (Me) — Mn/Fe (см. табл. 20). Характер связи меняется для Co, Pb и Zn. В глубоководных конкрециях радиоляриевой зоны Co и Pb коррелируются с Fe, Zn — с Mn.

Как нами неоднократно отмечалось (Скорнякова, 1976, 1979, 1986), обогащенные Mn, Fe и рядом малых элементов пелагические осадки не контролируют состав конкреций. Это подтверждается и данными по коэффициентам концентрации металлов в конкрециях из пелагических глин и радиоляриевых илов Центральной котловины Индийского океана (см. табл. 18). Богатые Mn, Ni, Cu, Zn конкреции формируются на фоне относительно низких величин этих металлов в радиоляриевых илах. Более того, на фоне очень близких по содержанию металлов подстилающих глинисто-кремнистых илов с отношением $Mn_{вал}/Fe_{реакц}$ около 1 (см. табл. 19) формируются существенно разные по составу конкреции с величинами Mn/Fe от 1,22 до 7,6 (1,7—4,5 в среднем) и значительными колебаниями Ni (0,3—1,3), Cu (0,21—1,38) и Zn (0,048—0,21). Отсутствие прямой взаимосвязи между составом осадков и конкреций подтверждается и коэффициентами корреляции Me-осадок — Me-конкреции (табл. 25) и между отношениями Me/Mn, Me/Fe в осадках и различных типах (С и Д) конкреций (табл. 26). Так же как для рудной провинции Кларион—Клиппертон (Скорнякова, 1986), тенденция корреляции отмечена лишь для Co/Mn (табл. 26).

Таким образом, можно считать доказанным отсутствие прямой взаимосвязи между составом конкреций и вмещающих их осадков. Состав конкреций определяется, по нашему мнению, механизмом их роста и интенсивностью диагенетического перераспределения элементов при формировании конкреций. Основной движущей силой этого процесса служит распад органического вещества в осадках, приводящий к частичному расходованию кислорода иловых вод, снижению окислительно-восстановительного потенциала и восстановлению Mn. Судя по изменению концентрации кислорода и содержания $S_{орг}$, максимальная интенсивность этого процесса достигается в самых верхних сантиметрах осадка, тогда как на глубине 10—20 см процесс распада органического вещества прекращается (Grundmanis, Muggau, 1982). Это согласуется и с данными, полученными в результате последовательного (через 2 мм) отбора проб осадков из дночерпателей и определения $S_{орг}$, Mn, $Fe_{реакц}$ и малых элементов в верхнем сантиметровом слое осадков и затем через 4—5 см. Максимальные величины концентрации (0,54—0,73) $S_{орг}$ встречены в самом верхнем двухмиллиметровом слое осадков.

В верхнем сантиметровом слое осадков отмечены и существенные колебания содержания Mn и подвижного Fe (см. табл. 14). Исходя из градиента концентрации O_2 и $S_{орг}$ в верхних сантиметрах осадка, можно ожидать и максимальных градиентов концентрации Mn^{2+} , так же как Cu^{2+} , Ni^{2+} , Zn^{2+} , а значит, усиления диф-

Таблица 26

Отношение Me/Mn, Me/Fe в конкрециях и осадках радиоляриевой зоны*

Me/Mn, Me/Fe	Тип конкреций	Конкреции			Вмещающие осадки			r**
		\bar{x}	min	max	\bar{x}	min	max	
Mn/Fe	I	4,48	2,86	6,52	1,22	0,61	2,09	-0,45
	II	1,74	1,22	2,19	1,14	0,48	2,86	0,36
Co/Mn	I	0,56	0,33	0,99	0,69	0,54	0,82	0,496
	II	1,02	0,64	1,5	0,81	0,60	1,24	0,29
Ni/Mn	I	4,14	3,4	5,0	2,68	2,1	3,7	0,023
	II	3,11	1,9	4,4	3,01	2,4	4,10	-0,27
Cu/Mn	I	3,8	3,1	4,7	3,63	3,2	4,1	-0,19
	II	1,93	1,26	3,3	3,87	2,9	5,8	-0,44
Zn/Mn	I	0,54	0,39	0,70	1,43	1,2	1,86	-0,28
	II	0,32	0,28	0,41	1,71	0,93	2,70	-0,40
Pb/Mn	I	0,20	0,07	0,32	1,13	0,85	1,50	-0,23
	II	0,40	0,27	0,54	1,36	0,90	1,70	-0,01
Co/Fe	I	2,37	1,76	4,31	0,87	0,42	1,67	-0,09
	II	1,74	1,29	2,04	0,91	0,40	1,72	-0,11
V/Fe	I	0,45	0,33	0,59	0,24	0,09	0,32	-0,14
	II	0,27	0,22	0,32	0,30	0,08	0,79	-0,62
Pb/Fe	I	0,85	0,41	1,01	1,39	0,65	2,32	-0,36
	II	0,72	0,48	0,97	1,45	0,62	3,00	-0,024

* Me/Mn даны для валовых концентраций элементов, для Mn/Fe и Me/Fe использовались значения реакционно-способных форм Fe (вытяжка в 3,5 NH₂SO₄).

** Коэффициенты корреляции для отношений Me/Mn, Me/Fe в осадках и конкрециях.

I — диагенетические конкреции и подстилающие их осадки (n = 11), II — седиментационные конкреции и подстилающие их осадки (n = 12).

фузионного потока Mn к границе вода—дно, т.е. интенсификации диагенетической поставки металлов к конкрециям (Скорнякова, Мурдмаа, 1986).

В свете изложенного отмеченные выше (см. табл. 22) вариации химического состава внутри конкреций могут быть объяснены флуктуацией биопродуктивности и содержания C_{орг} в поверхностном слое осадков и соответственно интенсивностью диагенетической ремобилизации Mn и ионов других двухвалентных металлов.

Геохимическим показателем диагенетических процессов при формировании конкреций служит отношение Mn/Fe, изменение которого сопровождается сменой текстуры и минерального состава рудного вещества.

Седиментационные конкреции с радиально-дендритовой текстурой рудной оболочки, сложенные ультратонкими сростаниями вернадита с протофероксигитом или фероксигитом (Mn/Fe менее 1,5), формируются как за счет непосредственного осаждения коллоидных гидроокислов Fe и Mn из придонной воды, так и за счет стяжения и гидроокислов в самой поверхностной пленке осадков в результате электрохимических процессов на границе осадок—конкреции (Успенская и др., 1988; Безруков и др., 1976).

Изменение текстуры рудного вещества от радиально-дендритовой (РД) к тонкоконцентрически-слоистой (КС — сложенного железистым вернадитом и асболанбузеритом) — тонкоглобулярно-дендритовой (ТСД — сложенной асболанбузеритом+железистым вернадитом) — массивно-дендритовой (МД — сложенной преимущественно бузеритом-I) отражает постепенное возрастание мощности обогащенных марганцем слоев вплоть до образования массивных, почти чисто марганцевых слоев. Чередование чисто марганцевых (МД) слоев и марганцево-железистых (ТСД) в пределах одной конкреции отражает периодическое изменение физико-химических

условий поверхностного слоя осадков (Успенская и др., 1987), связанное с флуктуациями содержания органического вещества и интенсивности диагенетической ремобилизации Mn.

Что же касается формирования в пределах радиоляриевой зоны океана, с повышенной продуктивностью вод, на поверхности однотипных, близких по химическому составу и содержанию $C_{орг}$ осадков (полигон 1352) различных морфогенетических типов конкреций — С, СД, Д и С+Д (чередование слоев С и Д), то оно, по-видимому, определяется динамикой процессов осадконакопления в самом придонном слое: скоростями придонных течений и соответственно скоростями осадконакопления, размывом и переотложением осадочного материала, взмучиванием поверхностного полужидкого ила, интенсивностью биотурбации.

Седиментационные конкреции с характерными для них высокими значениями продуктивности формируются в условиях устойчивых придонных течений, определяющих постоянный контакт поверхности конкреций с богатой кислородом придонной водой и непосредственное осаждение из нее гидроокислов Fe и Mn. И лишь рост нижней, соприкасающейся с осадком поверхности может обеспечиваться диагенетическими процессами, роль которых возрастает в крупных уплощенных конкрециях. Это находит свое отражение в асимметрии химического состава верхней и нижней поверхностей седиментационных конкреций с тонкоконцентрически-слоистым строением рудной оболочки, реже в конкрециях с РД-текстурой. Диагенетические конкреции формируются в приповерхностном слое осадков за счет диагенетического перераспределения металлов (диффузионной миграции двухвалентных металлов) в условиях флуктуации придонных течений, определяющих захоронение конкреций под небольшим (по-видимому, несколько миллиметров) сильно обводненным слоем осадков, из которых и поступает диффузионный поток. Подтверждением этому служит отмеченное выше изменение текстуры (ТСД—МД) и состава конкреций.

Формирование конкреций с чередованием диагенетических и седиментационных прослоев или с развитием диагенетической поверхности (обогащенных Mn глобуль-дендритов) на седиментационных конкрециях (станции 1352-11, 36 и др.) связано с нестабильными условиями их роста, с периодическим изменением (флуктуацией) скоростей придонных течений. Усиление скоростей придонных течений, смыв или неотложение осадочного материала обеспечивают формирование седиментационных прослоев за счет непосредственного осаждения коллоидных гидроокислов Mn и Fe из придонной воды, ослабление течения приводит к перекрытию конкреций тонким слоем полужидкого ила и к их диагенетическому росту.

4. ПОГРЕБЕННЫЕ КОНКРЕЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ

Сведения о погребенных конкрециях Центральной котловины содержатся в работах П.Л. Безрукова (1962), М.А. Левитана и В.В. Гордеева (1981), М. Денис-Клачиатти (Denis-Clachiatti, 1981), Ф. Фрелих (Fröhlich, 1982), В.Н. Свальнова (1983). Эти данные с указанием горизонтов, содержащих конкреции, с краткой характеристикой вмещающих осадков и их возраста сведены в табл. 27. В табл. 28 приведены данные о погребенных конкрециях радиоляриевого пояса Индийского океана по материалам 11-го рейса нис "Академик Мстислав Келдыш".

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что погребенные конкреции являются характерной принадлежностью разреза пелагических осадков. В пределах Центральной котловины конкреции встречены в осадках от олигоцена до верхнего плейстоцена включительно и приурочены к пелагическим глинам, кремнисто-глинистым илам, реже к карбонатным осадкам.

Вмещающие конкреции олигоцен-плиоценовые осадки представлены пелагическими глинами, а плейстоценовые — обычно кремнисто-глинистыми илами.

Таблица 27

Погребенные конкреции Центральной котловины Индийского океана

Судно, № станции	Координаты:	Глубина, м	Горизонт, см
"Витязь 4605	12°09, 0'	5365	0—6, 155—156
4609	76°17, 0'	5383	19—20
5272	76°05, 0'	5202	0—2
	11°55, 1'		183—184
	84°11, 0'		
"Дмитрий Менделеев" 2251-3	23°54, 6'	4062	85—87
2105-4	73°55, 2'	5360	35—38, 52—55
2101-1	15°51, 9'	4870	42—47
2100-2	74°25, 7'	5110	35—40
2098-3	15°10, 0'	4990	0—2
	79°58, 1'		100, 125
	12°02, 2'		
	79°57, 0'		
	7°16, 0'		
	79°59, 2'		
"Академик Курчатов" 1938	15°58'	4740	0—50, 95—125, 295—310
	73°58'		
"Марион Дюфрешн" MD-77232	14°06'	4525	0,90 и 140
	83°37'		430
			625
MD-77222	13°24'	4372	420
	85°51'		600, 620, 675
MD-77221	13°12'	4560	400
	85°46'		
MD-77218	12°29'	4425	580, 660
	83°28'		
MD-77217	11°56'	4930	410
	83°00'		430
MD-77215	11°59'	5150	0, 20
	78°56'		350
MD-77234	14°01'	4460	75, 100
	83°33'		
АЕТ 7721	13°34'	5360	35
	76°53'		
АЕТ 7720	11°54'	5100	0,35
	78°39'		
АЕТ 7714	16°52'	4725	0,10
	74°40'		40, 60, 85

* Здесь и далее в таблицах для сравнения приводятся данные по конкрециям с поверхности осадка.

При этом основные находки конкреций в глинисто-кремнистых илах приурочены к верхнему (по данным выполненного В.В. Мухиной диатомового анализа колонок 25-го рейса нис "Дмитрий Менделеев") и нижнему плейстоцену, последние — скорее даже к границе плиоцена—плейстоцена (Denis-Clachiatti, 1981; Frohlich, 1982). Судя по данным советских и зарубежных исследований, погребенные конкреции приурочены к осадкам с низкими скоростями седиментации (исходя из

Вмещающие осадки		Источники
Состав	Возраст	
Кремнисто-глинистый ил	Q	Безруков, 1962
То же	Q	То же
”	Q	Свальнов, 1983
Эвпелагическая глина	N ₂	То же
Кокколито-фораминиферовый ил	Q	Левитан, Гордеев, 1981; Лисицын и др., 1981
Кремнисто-глинистый ил	Q	То же
То же	Q	”
”	Q	”
Глинисто-кремнистый ил	Q	”
Пелагическая глина	N ₂ ²	”
Пелагическая глина с цеолитами	?	Лисицын, Бутузова, 1985
Глинисто-известковый ил	Q	Fröhlich, 1982
То же		То же
Пелагическая глина с цеолитами	Древнее N ₁ (?)	”
Глинисто-известковый кокколито- вый ил	Q	”
То же	N ₂	”
Слабокарбонатный ил	Q	”
Кремнисто-глинистый ил	Q	”
Пелагическая глина с цеолитами	Древнее N ₂ ³ (?)	”
Кремнисто-глинистый ил	Q	”
То же	N ₂ ³	”
Глинисто-кремнистый ил	Q	”
Кремнисто-глинистый ил	N ₂ ³	”
Пелагическая глина с цеолитами	Моложе P ₂ (?)	”
Глинисто-кремнистый ил	Q	Denis-Clachiatti, 1981
Глинисто-кремнистый ил	Q	То же
Глинисто-кремнисто-известковый ил	Q	”
Пелагическая глина с цеолитами	N ₂ (?)	”

сокращенных мощностей разрезов) или с перерывами в осадконакоплении. Подтверждением этому служат данные по погребенным конкрециям в разрезах осадков осевой части радиоляриевого пояса Центральной котловины, полученные в 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш". Профиль станций расположен на расчлененной поверхности дна котловины с амплитудами глубин 300—400 м в южной части и 1000—1500 м в северной.

Таблица 28

Стратиграфическое положение и морфология погребенных конкреций Центральной котловины (по материалам 11-го рейса нис "Академик Мстислав Келдыш")

Станция	Координаты: ю.ш., в.д.	Глубина, м	Горизонт, см	Вмещающие осадки		Морфотип*, размер, см
				Состав	Возраст	
1352	13°06,3'	4911	0	Глинисто-радиоляри- евый ил	Q	PS—2—2,5
	78°48,3'		175,223	Миопелагическая гли- на, обогащенная радио- ляриями	N ₂ ¹⁻²	То же
1365	12°00,9'	5145	0,20	Глинисто-радиоляри- евый ил	Q	Eb—3; S—1
	78°50,0'		54, 65, 83	Миопелагическая гли- на, обогащенная радио- ляриями	N ₂ ³	S—0,5—1
			147—148 и 224—226	Цеолитово-глинистый осадок	N ₁ ²	Плитки туфа с пленкой гидро- окислов
1370-2	9°31,0'	5357	240	То же	N ₁ ²	S—0,5
	78°50,0'		0	Глинисто-радиоляри- евый ил	Q	Sb—6
			339—345	Радиоляриево-глини- стый ил	N ₂ ³	Eb, ESb—3—4,5
1372-2	8°30,0'	4868	0	Глинисто-радиоляри- евый ил	Q	Tb, Vb, PES—1—6
	78°49,9'		12—14	Миопелагическая гли- на, обогащенная радио- ляриями	N ₁ ³	PVS, PES—0,5— 2,5
			27—57	То же	N ₁	То же
			67—75	Миопелагическая глина	N ₁	PES, PVS, Eb— 2—3
			127—128	То же		PS—2—3
			172—212	Миопелагическая гли- на, обогащенная цео- литами	N ₁	Sb, Eb, PSb—2—3
1373—2	7°58,8'	5033	221—222	То же	N ₁	Eb—2
			0	Глинисто-радиоляри- евый ил	Q	B—8; Pe, PT—2— 3,5
	78°50,3'		39—43	Миопелагическая глина	N ₁	PS—2
			54	То же, обогащенная цео- литами	N ₁	F—1—1,5
			63—74	Миопелагическая глина	N ₁	Sb, Eb—1—1,5
			115—173	Цеолитово-глинистый осадок	N ₁	F, Vb—0,5—2
		156—167	То же		Плитка глины с тонкой корочкой гидроокислов	

* Форма конкреций: S — шаровидная, E — эллипсоидальная, F — неправильная по форме ядра, P — плитчатая, PE, PVS и др. — сростки конкреций, Sb, Eb, Vb, Tb — конкреции с желвакообразными выступами.

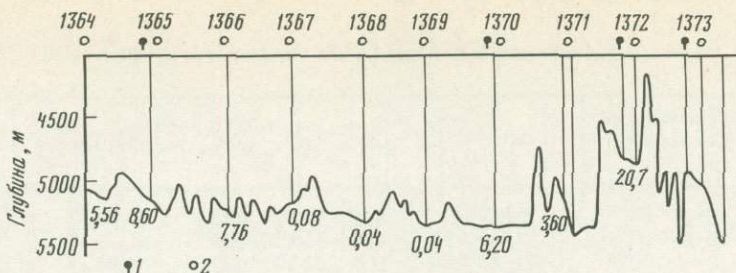


Рис. 58. Вариации продуктивности конкреций в радиоляриевой зоне Центральной котловины на профиле между 8 и 13° ю.ш.

Вверху — номера станций, под линией профиля цифрами даны значения продуктивности (в $\text{кг}/\text{м}^2$): 1 — колонки осадков; 2 — дночерпательные пробы

Дночерпателями и трубками здесь были вскрыты глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые илы и мио- и эвпелагические глины (см. гл. III). На поверхности и в толще осадков обнаружены конкреции. Прежде чем перейти к характеристике погребенных конкреций, кратко рассмотрим продуктивность, морфологию и состав конкреций с поверхности осадков (табл. 29, 30).

На поверхности осадков конкреции были встречены во всех дночерпательных пробах и четырех колонках (рис. 58), но их концентрация колеблется от долей процента до 96%, продуктивность — от граммов до $20 \text{ кг}/\text{м}^2$, при этом максимальные значения отмечены в слабоизвестковистых илах (ст. 1371-1, см. табл. 29) приподнятой северной части профиля на глубинах менее 4900 м, минимальные — в глинисто-диатомовых илах депрессии (станции 1367—1369, рис. 58).

По характеру текстуры, химическому и минеральному составу в пределах профиля отмечены седиментационные, диагенетические конкреции и конкреции с чередованием седиментационных и диагенетических слоев (см. табл. 30).

Конкреции с поверхности глинисто-радиоляриевых илов (станции 1364—1370) шаровидные, сростковые, размер их 2—6 см, реже встречаются более крупные биоморфные конкреции, образованные по уплотненным осадкам с многочисленными ходами илоедов, зубами акул и экскрементами илоедов.

Таблица 29

Вариации продуктивности и морфологии конкреций в радиоляриевой зоне Центральной котловины (8—13° ю.ш.)

Станция	Координаты		Глубина, м	Продуктивность, $\text{кг}/\text{м}^2$	Концентрация, %	Морфология*, характер поверхности	Преобладающий размер, см
	ю.ш.	в.д.					
1364-1	12° 30,0'	78° 50,0'	5053	5,56	21,1	Ebr, PSr	2—6
1365-1	12 00,6'	78 49,9'	5145	8,6	—	Bbsr, Vr, PES, PEfs	2—6
1366-1	11 30,0'	78 50,0'	5238	7,76	49,0	PTs, PETs, PSs	2—4
1367-1	11 00,5'	78 47,7'	5167	0,08	—	Er	2
1368-1	10 30,0'	78 50,2'	5297	0,04	—	Sr	2
1369-1	10 00,3'	78 49,6'	5355	0,04	—	Er	2
1370-1	9 30,7'	78 49,9'	5374	6,2	20,0	Sbr, ETsr	4—6
1371-1	9 00,2'	78 50,3'	5132	3,6	20,0	Vs, Es, Ss, PESs	2—4
1372-1	8 30,2'	78 49,9'	4811	20,7	96,0	Pfs, PES	2—4

* Пояснение см. в табл. 28.

Таблица 30

Химический состав (в %) конкреций с поверхности осадков на профиле между 8 и 13° ю.ш.*

№ Станции	Генетический тип конкреций	Mn	Fe	Ti	Co	Ni
1364-1	Д	30,69	5,22	0,18	0,12	1,21
1365-1	Д+С	27,03	7,93	0,29	0,16	1,12
1366-1	С	23,56	11,3	0,47	0,17	0,88
1368-1	Д	27,14	5,11	—	0,09	1,12
1369-1	Д	26,46	4,78	—	0,08	1,23
1370-1	Д+С	24,77	10,11	0,27	0,12	1,10
1371-1	С	19,045	13,92	0,39	0,17	0,50
1372-1	С	19,86	16,31	0,53	0,21	0,47

*В таблице даны анализы конкреций по дочерпательным пробам, данные поверхностных проб конкреций из колонок даны в табл. 31.

Конкреции станций 1364, 1368, 1369 диагенетические, с глобулярной и глобулярно-дендритовой поверхностью и грубослоистым строением. Их слоистость обусловлена чередованием богатых марганцем массивно-дендритовых и тонкоколломорфных слоев с прерывистыми глинистыми слойками. Эти конкреции характеризуются высокими значениями отношения Mn/Fe (5,51—5,88) и содержанием Ni, Cu, Zn, Mo (см. табл. 30).

Конкреции станций 1365, 1366, 1370 имеют характерную для диагенетических конкреций глобулярную поверхность, однако внутри конкреций отмечено или резкое преобладание седиментационной составляющей (мощность внешнего высокомарганцевого глобулярного слоя в конкрециях ст. 1366 составляет 1—2 мм), или чередование седиментационных и диагенетических слоев. Соотношение седиментационной и диагенетической составляющих конкреций определяет изменение химического состава конкреций с возрастанием Mn, Mn/Fe и малых элементов по мере роста мощности анизотропных диагенетических слоев.

Конкреции северной приподнятой части профиля (станции 1371, 1372, 1373) со склонов абиссальных холмов или узких локальных депрессий седиментационные, с характерной для них гладкой поверхностью, тонкоконцентрически-слоистой, очень хрупкой верхней рудной оболочкой и радиально-дендритовой (столбчатой) внутренней зоны. По форме это шаровидные и эллипсоидальные, нередко частично разрушенные конкреции и их сростки, размер конкреций колеблется от 2 до 6 см.

Погребенные конкреции в пределах профиля были вскрыты в трех дочерпательных пробах (станции 1365—1367) и в четырех из восьми колонок (станции 1365, 1370, 1373). Первые погребенные конкреции приурочены к верхнеплейстоценовым биотурбированным глинисто-радиоляриевым и радиоляриево-этомодискусовым илам (II и III слой, см. гл. III наст. монографии) мраморовидной текстуры. Здесь на фоне коричневых илов отмечены пятна и линзы осадков желтого и коричневатого-желтого цвета с гнездами конкреций. Расположение конкреций вне зависимости от состава и цвета осадков свидетельствует, по-видимому, о вторичном залегании конкреций, связанном с их оползевым перемещением.

По морфологии, составу (табл. 31) и внутреннему строению (ст. 1366) конкреции слоев II и III аналогичны поверхностным. Их обогащенная Mn верхняя глобулярно-дендритовая рудная оболочка (ТСД-слой) сложена преимущественно бузерином-I и асболан-бузерином, более железистая внутренняя тонкоконцентрически-слоистая (КС-слой) — вернадитом.

Ниже по разрезу конкреции обнаружены в радиоляриево-глинистых илах,

Cu	Zn	Mo	V	Pb	Mn/Fe
1,16	0,18	0,052	0,030	0,052	5,87
0,98	0,118	0,045	0,030	0,069	3,43
0,56	0,09	0,032	0,032	0,092	1,84
0,85	0,146	0,042	0,030	0,039	5,88
0,87	0,126	0,054	0,030	0,049	5,51
0,82	0,094	0,045	0,035	0,085	2,45
0,34	0,062	0,031	0,032	0,097	1,44
0,25	0,057	0,034	0,043	0,134	1,21

мио- и эвпелагических глинах миоцен-плиоценового возраста (станции 1365-1, 1370-1 и 1373-1, см. табл. 28). Так, в колонке ст. 1365 эллипсоидальные, шаровидные конкреции и их сростки размером 0,5—1,5 см встречаются на ряде горизонтов (от 54 до 128, см. табл. 28) миоэпелагических глин плиоценового возраста. По характеру строения (грубослоистые конкреции с чередованием ТСД- и МД-слоев) и составу (обогащены Mn, Ni, Cu, Zn, Mo; см. табл. 31) они сходны с конкрециями с поверхности осадков. Некоторые вариации химического состава (Mn/Fe от 2,59 до 4,82; см. табл. 31) вне зависимости от размеров обусловлены колебаниями мощности ТСД-и МД-слоев, т.е. в конечном итоге различиями интенсивности диагенетического перераспределения элементов при формировании конкреций.

На горизонтах 147—148 и 233 см в эвпелагических глинах встречаются плитки туфов щелочных базальтов с тонкими (1—2 мм) корочками гидроокислов. Судя по составу ядер, мощности рудных образований, они переотложены с вершинной поверхности абиссального холма (см. рис. 58).

В колонке ст. 1370 погребенные конкреции (гор. 339—345 см) приурочены к границе перерыва между вмещающими верхнеплиоценовыми радиоляриево-глинистыми илами и подстилающими миоценовыми глинами (Ni^{+2}) (см. рис. 58, табл. 28). Вмещающие конкреции осадки имеют коричневый цвет, на фоне которого выделяются крупные линзы и ободки желтого цвета. Конкреции здесь встречаются как в коричневом осадке, так и на границе коричневого и желтого илов, с образованием на контакте с последним корочки (1,0—1,5 мм) уплотненного осадка, напоминающей прерывистые слои глинистого вещества в теле конкреций. Интересно при этом, что какого-либо изменения состава или мощности внешней рудной оболочки конкреций не отмечено. Этот факт, так же как расположение конкреций на границе разноокрашенных осадков, по-видимому, свидетельствует о некотором перемещении уже сформированных конкреций.

На табл. XXVII приведены внешний облик и внутреннее строение поверхностной и погребенных конкреций. В эллипсоидально-ботриодальной конкреции (6 см в диаметре) с поверхности осадка отчетливо выделяется внутренняя седиментационная зона с РД- и КС-строением рудного вещества и внешняя диагенетическая (ТСД и МД). По внутреннему строению, минеральному и химическому составу она идентична конкреции с поверхности дночерпательной пробы той же станции (1370-1). От РД-слоя приядерной части конкреции к КС—ТСД и МД (см. табл. XXVII) в них увеличивается отношение Mn/Fe (от 0,86 до 7,37) и соответственно меняется минеральный состав FeV+Фер — АВ+FeV — Б1+FeV — Б1+Бер (см. табл. 22).

Таблица 31

Химический состав погребенных конкреций

Станция; горизонт, см	Морфотип*; размер, см	Содержание, %							
		Al	Si	Mg	K	Ca	Ti	Fe	Mn
1365-2									
0	Еб*; 3	2,77	7,42	1,8	0,38	1,6	0,26	8,43	26,45
54—55	S; 1	2,81	6,79	2,21	0,41	1,22	0,17	5,87	28,35
83—84	S; 1	3,26	13,32	1,61	0,64	0,89	0,16	8,26	21,40
105—106	PE; 1,5	2,75	5,93	2,01	0,37	1,39	0,16	5,98	30,34
128—129	S; 0,5	2,92	10,09	1,55	0,43	1,26	0,22	7,72	24,10
1366-1									
0	PSE; 3	2,47	7,85	1,46	0,51	1,58	0,47	11,3	23,56
4—7	Eb; 2,5	2,52	8,29	1,82	0,49	1,54	0,39	10,87	23,21
10—13	PSE; 3	2,01	6,34	1,85	0,36	1,69	0,36	10,22	26,07
1370-2									
0	Sb; 6	2,42	8,54	1,52	0,35	1,29	0,27	10,98	24,77
339—345	Sb; 3	2,45	9,89	1,44	0,36	1,16	0,32	14,56	21,14
1372-2									
0	Vb; 4—6	1,74	6,68	1,06	0,28	1,86	0,54	15,87	21,78
49—50	PVS; 2	2,78	12,15	1,33	0,46	1,36	0,39	14,24	17,68
67—69	PES; 3	2,49	10,76	1,21	0,39	1,34	0,39	15,66	19,10
72—73	PES; 2	2,39	9,98	1,25	0,37	1,43	0,40	16,2	20,28
127—128	PS; 2	2,39	10,16	1,21	0,35	1,36	0,41	16,74	16,01
186—189	Sb, Eb; 2—3	2,87	12,07	0,99	0,41	1,35	0,37	15,98	16,96
201—202	Sb, Eb; 1—1,5	2,75	12,15	0,90	0,38	1,37	0,33	17,5	17,67
1373-2									
0	PE; 3,5	2,32	7,46	1,54	0,36	1,63	0,45	12,83	23,03
39—43	PS; 2	—	—	—	—	—	0,32	10,0	16,81

* См. табл. 28.

Соотношение седиментационных и диагенетических слоев в поверхностных конкрециях (станции 1370-1 и 1370-2) составляет примерно 2 к 1 при мощности (ТСД+МД)-слоев 0,5—1 см.

Погребенные конкреции размером 3—5 см обладают шаровидно-ботроидальной и эллипсоидально-ботроидальной формой. Основная часть рудной оболочки этих конкреций мощностью 1,0—1,5 см имеет седиментационный генезис и сложена слабоизотропным столбчато-дендритовым (РД) и тонкоконцентрически-слоистым (КС) рудным веществом (см. табл. XXVII). Наиболее мощный внутренний приядерный РД-слой этих конкреций с отношением Mn/Fe 0,89 сложен Фер+FeV (гётит), во внешнем КС-слое с отношением Mn/Fe 1,78 наряду с FeV появляется АБ. С поверхности погребенные конкреции покрыты очень тонким (около 1 мм), обогащенным Mn глобулярно-дендритовым слоем (ТСД), сложенным АБ+Б1.

Как отмечалось выше, погребенные конкреции ст. 1370-2 приурочены к границе перерыва, их формирование, по-видимому, началось на поверхности миоценовых (N_1^{1-2}) пелагических глин и закончилось в начале верхнеплиоценового этапа накопления радиоляриево-глинистых илов. Именно с этим этапом может быть связано образование самой верхней высокомарганцевой пленки. Что же касается положения конкреций в биотурбированном слое на границе разноокрашенных осадков, то оно может быть связано с некоторым их перемещением в пределах слоя илоедами или оползанием осадков. Многочисленные горизонты погребенных конкреций обнаружены в пелагических глинах на станциях 1372 и 1373 (см. рис. 21, табл. 28). На поверхности верхнеплиоценовых слабоизвестковистых глинисто-радиоляриевых илов в колонке ст. 1372 встречаются довольно хрупкие

Содержание, %							10 ⁻³ %		Mn/Fe	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Mo	V	Li	Cr		
0,17	1,17	0,92	0,111	0,077	0,05	0,032	8,2	8,5	3,16	3,02
0,17	1,30	1,26	0,127	0,061	0,054	0,044	8,8	5,0	4,82	2,62
0,13	0,79	0,69	0,09	0,54	0,034	0,027	7,2	7,3	2,59	4,62
0,18	1,24	1,24	0,136	0,062	0,056	0,044	10,2	10	4,9	2,43
0,16	0,87	0,75	0,097	0,069	0,04	0,037	7,9	11	3,12	3,90
0,17	0,88	0,56	0,09	0,092	0,032	0,032	5,6	9,5	1,84	3,59
0,17	0,92	0,54	0,088	0,084	0,04	0,033	5,4	22,5	2,13	3,72
0,19	1,12	0,62	0,099	0,072	0,042	0,039	6,1	10	2,53	3,56
0,16	1,00	0,83	0,082	0,081	0,043	0,033	7,2	16,5	2,25	3,98
0,17	0,47	0,41	0,054	0,106	0,031	0,043	3,0	13	1,45	4,57
0,23	0,56	0,26	0,066	0,134	0,029	0,047	1,6	12	1,36	4,36
0,16	0,38	0,22	0,048	0,108	0,013	0,033	1,6	9,5	1,24	4,92
0,18	0,25	0,31	0,059	0,116	0,016	0,038	1,8	7,5	1,22	4,89
0,20	0,26	0,27	0,061	0,121	0,013	0,033	1,4	10,5	1,24	4,72
0,19	0,17	0,20	0,049	0,128	0,016	0,039	1,2	7,5	0,96	4,81
0,20	0,21	0,17	0,044	0,103	0,020	0,034	1,8	4,0	1,05	4,75
0,20	0,18	0,19	0,046	0,108	0,018	0,044	1,4	10,5	1,09	4,99
0,18	0,82	0,58	0,08	0,109	0,034	0,041	3,8	32,5	1,79	3,62
0,045	0,36		0,05	0,085	—	0,021	—	3,2	1,68	—

лепешковидные, овально-угловатые и сростковые конкреции размером 1—6 см (табл. XXVIII). Ядрами служат обломки щелочных базальтов и их туфов, резе цеолитовые глины. Почти изотропное рудное вещество (с отношением Mn/Fe 1,36, см. табл. 31) с тонкоконцентрически-слоистой рудной оболочкой (табл. XXIX) этих конкреций включает небольшой по мощности (порядка 1 мм), обогащенный марганцем глобулярно-дендритовый слой.

Ниже по разрезу в миоценовых мио- и эвпелагических глинах встречаются многочисленные мелкие (1—3 см) сростковые (PVS, PES), шаровидные (Sb) и эллипсоидальные (Eb) конкреции (см. табл. 28, табл. XXVIII). На горизонтах 2—57, 67—75, 172—212 см отмечены скопления конкреций. Ядрами конкреций служат обломки плотного цеолитита (филлипсит с небольшой примесью монтмориллонита).

В отличие от конкреций с поверхности осадка погребенные конкреции очень плотные, с радиально-дендритовой (столбчатой) текстурой рудной оболочки (см. табл. XXIX). Их рудное вещество обогащено железом (Mn/Fe от 0,96 до 1,24, см. табл. 28) и состоит из FeV+Фер (гётита) с примесью железистой X-фазы (см. гл. II, раздел "Минералогия железо-марганцевых конкреций").

Колонка ст. 1372-2 расположена в узкой депрессии между холмами (см. рис. 58). Это и наличие в толще осадков горизонтов, обогащенных рассеянными конкрециями, позволяют предположить вторичный характер их залегания, связанный с периодическими осыпями конкреций с крутых склонов абиссальных холмов. Возможна и другая интерпретация скопления конкреций — осыпи обломочного вулканогенного материала и формирование конкреций *in situ*. Однако и в том

и другом случае небольшие размеры конкреций при низких темпах осадконакопления свидетельствуют о примерно изохронном формировании конкреций и осадков.

Сходный характер распределения конкреций отмечен и в колонке ст. 1373. На поверхности верхнеплейстоценовых глинисто-радиоляриевых илов колонки встречены биоморфная конкреция (по уплотненной, нарушенной илоедами глине) размером 8 см по длинной оси и несколько сростковых конкреций (табл. ХХХ). Их ядрами служит глина, обогащенная цеолитами и костными остатками. Преимущественно седиментационная рудная оболочка этих конкреций содержит тонкий диагенетический слой. Внутренняя приядерная зона этих конкреций с радиально-дендритовой текстурой сложена FeV+Фер, внешняя — тонкоконтрически-слоистая AB+FeV, а обогащенный марганцем массивно-дендритовый слой — AB+B1 (табл. ХХХI).

Ниже в толще пелагических глин встречены рассеянные седиментационные конкреции и их скопления (гор. 63—72 и 115—173 см). На гор. 39—43 см обнаружены плотные шаровидно-ботроидальные и сростковые конкреции размером 1,5—3 см с радиально-дендритовой внутренней рудной оболочкой, обогащенной обломочным материалом (см. табл. ХХХI), и тонкоконтрически-слоистой внешней зоной. Рудное вещество конкреций обеднено Mn и малыми элементами, сложено FeV+Фер с небольшой примесью гётита, AB- и X-фазы.

Конкреции гор. 63—72 см (2—3 см в диаметре) имеют шаровидно- и эллипсоидально-ботроидальную форму и гладкую (с металлическим блеском) поверхность (см. рис. ХХХ). Лишь в западинах между выступами сохранились участки первоначальной микроботроидальной поверхности конкреций. Это дает основание говорить об их переотложении, по-видимому, вместе с включающей конкреции вязкой глиной. Радиально-дендритовая рудная оболочка этих конкреций, так же как конкреций гор. 39—43 см, обогащена хаотически расположенными в ней полуокатанными обломками цеолитита, плагиоклаза, базальта. Обломочный вулканогенный материал отмечен и в цеолитовой глине ядер конкреций (см. табл. ХХI). Конкреции в целом отличаются крупными размерами ядер и тонкими рудными оболочками. Основным минералом этих конкреций служит FeV, в виде примеси отмечены фероксигит, гётит, асболан-бузерит и X-фаза.

Ниже по разрезу (гор. 115—173 см) встречены многочисленные угловатые и овально-угловатые плитки размером 0,5—20 см уплотненной глины с тонкой железистой радиально-дендритовой рудной корочкой (мощностью 0,5—1,5 мм), сложенной гётитом и фероксигитом (FeV).

Сопоставление состава (включения обломочного материала), характера поверхности погребенных конкреций и мощностей рудных оболочек станций 1372 и 1373 приводит нас к мысли, что скопления конкреций могут быть как результатом оползневых процессов (см. ст. 1373, гор. 62—73 см), так и результаты осыпания обломочного материала — потенциальных ядер конкреций, формирующихся *in situ*.

Таким образом, погребенные конкреции Центральной котловины приурочены к перерывам или осадкам с крайне медленными темпами осадконакопления — к пелагическим глинам (0—1,1 мм/1000 лет). В то же время отмечены переотложения или перемещения конкреций, связанные с оползневыми процессами или биотурбацией.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛЕЙ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

В настоящей главе изложены результаты научных исследований железомарганцевых конкреций Индийского океана прежде всего как значительного по масштабам геологического явления, присущего определенным пелагическим фациям. С одной стороны, плотные скопления конкреций на поверхности дна океана уже давно рассматриваются как потенциальные руды марганца, никеля, кобальта, меди и ряда других сопутствующих металлов, которые в недалекой перспективе могут стать объектом промышленной добычи. Эффективность геологоразведочных работ на этот принципиально новый вид минерального сырья во многом зависит от надежности положенных в их основу научных разработок, в том числе от методики научных исследований. С другой стороны, некоторые методические подходы, разработанные для изучения полей железомарганцевых конкреций, могут прямо использоваться в прикладных целях при проведении поисков и разведки глубоководных месторождений конкреционных руд.

Здесь мы приводим характеристику и традиционных и новых методик исследования полей конкреций, примененных в Индийском океане, но в значительной мере отработанных ранее при работе в Тихом океане. Особое внимание уделено новым высокоэффективным акустическим методам, тогда как ставшие уже традиционными геологические методы (включая подводное фотографирование) излагаются кратко.

Глобальные и региональные закономерности распространения конкреций и поля повышенных их концентраций были выявлены в ходе комплексных океанологических и специализированных геологических экспедиций по сравнительно редкой сети станций. Для обнаружения конкреций, опробования, определения концентрации (процента покрытия дна конкрециями) и массы на единицу площади (продуктивности) использовались тросовые грунтодобывающие приборы — дночерпатели, грунтовые трубки, тралы, драги различных конструкций. Из них только дночерпатели с известной площадью захвата пригодны для точной количественной оценки концентрации и продуктивности (широко применяемый в отечественной практике дночерпатель "Океан-50 имеет площадь захвата 0,25 м и дает достаточно представительные данные). Трубки, даже большого диаметра (до 200 мм), захватывают лишь случайные конкреции и могут дать сведения в основном о наличии конкреций, но не об их количестве. Тралами и драгами удается получить большие пробы конкреций (до тонны), но площадь, с которой они собраны, остается неизвестной.

Наиболее эффективным методом обнаружения конкреций на поверхности дна и определения их концентрации является подводное фотографирование. На уровне региональных исследований в принципе достаточно получить на каждой станции по одному снимку, но, естественно, представительность и достоверность результатов резко возрастают при многократном фотографировании в дрейфе судна и последующем усреднении данных. Особое значение такое многократное фотографирование (до нескольких сот снимков на одном спуске камеры), или, иначе фотопрофилирование, имеет, однако, для детальных исследований локальной изменчивости полей конкреций. Достоверное определение массы конкреций на единице площади (продуктивности) по фотографиям дна возможно только при сочетании фотографирования с отбором проб дночерпателем. Зная площадь дна на кадре, средний диаметр конкреций, их форму,

плотность (в г/см^2) и определив по фотографии процент покрытия дна, можно рассчитать продуктивность (в кг/м^2), но только при условии достаточной однородности размеров и формы конкреций в пределах кадра.

Анализ подводных фотографий, сборов проб дночерпателями и тралами показал большую неравномерность залегания конкреций на поверхности дна (Скорнякова, Зенкевич, 1961, 1976; Menard, 1964; Craig, 1979; и др.). Нередко на одной и той же станции тралы приносили большое количество конкреций, а в дночерпателе и на фотографиях они отсутствовали. Иногда конкреции наблюдались на фотографиях, а в дночерпателе их не обнаруживали. Эти различия в количественном содержании конкреции Г. Менард (Menard, 1964) связывал с большой расчлененностью рельефа ложа океана.

Новые доказательства неравномерности прерывности залежей железомарганцевых конкреций и рудных корок в связи с характером рельефа были получены при работах на геологических полигонах. Метод геологических полигонов, впервые в полной мере примененный в 43-м рейсе нис "Витязь" в Тихом океане под руководством П.Л. Безрукова (1969), получил в настоящее время широкое признание и стал основным методическим приемом при исследовании процессов современного осадконакопления и рудообразования на дне океана, в том числе при исследовании железомарганцевых конкреций.

Основная идея метода заключается в том, что на небольшом типичном для данного региона (геологической структуры рудной провинции) участка производится, по возможности, детальная комплексная съемка важнейших геофизических полей, донных осадков и залежей конкреций, а выявленные при этом закономерности экстраполируются на весь регион. Подобная экстраполяция достаточно обоснованная лишь в том случае, если геологическая ситуация на полигоне действительно типична и при всем разнообразии внутри полигона имеет тенденцию многократно повторяться в пределах определенной геологической провинции, выделенной по результатам маршрутных исследований.

В практике геологических работ Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР чаще всего использовались полигоны в виде квадрата 10×10 миль, иногда 20×20 , или 10×30 миль, в зависимости от особенностей рельефа дна. Для исследования холмистых абиссальных равнин наиболее подходящими оказались полигоны размером 10×10 миль.

Работа на полигонах проводится с привязкой к заякоренному бую. Геологические работы на полигоне начинаются обычно еще до постановки буя. На намеченном для полигона участке дна предварительно берутся одна-две дночерпательные пробы. По ним можно судить о составе осадков, наличии или отсутствии конкреций, что позволяет более обоснованно решать вопрос о целесообразности проведения детальных работ в выбранном участке дна. С этой же целью в ряде рейсов применялось и предварительное фотографирование дна.

После постановки буя проводится эхолотная съемка по системе взаимно пересекающихся меридиональных и широтных, а иногда и диагональных галсов, с охватом площади порядка 100—300 квадратных миль. Одновременно обычно ведется непрерывное сейсмопрофилирование. Планирование геологических работ ведется на основании батиметрической карты.

Задача геологических работ на таких полигонах состоит в выявлении закономерностей и причин мелкомасштабных изменений осадков и конкреций. В связи с этим основное время на полигоне расходуется на сбор проб дночерпателями и на фотографирование дна.

Систематическое геологическое опробование дночерпателями на наших полигонах обычно ведется по квадратной сетке 2×2 мили, а на отдельных участках с учетом рельефа дна — через 1 милю. Кроме того, целесообразно

выполнить на наиболее важных участках (на границах рудных залежей, перегибах рельефа и т.п.) детальные профили опробования с помощью серий автономных (самовсплывающих) пробоотборников. Фотографирование дна проводится на наиболее характерных по рельефу участках. Последовательность геологических работ должна корректироваться в зависимости от дрейфа судна с тем, чтобы избежать большого количества переходов в пределах полигона. При устойчивом достаточно сильном дрейфе работы ведутся по направлению дрейфа судна, в условиях слабого ветра и неустойчивых течений выгоднее целенаправленный выход в точку взятия пробы ходом судна с контролем по эхолоту. Учитывая большую неравномерность залегания особенно богатых Mn, Ni и Cu диагенетических конкреций, в 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" на полигоне 1352 в Центральной котловине Индийского океана были выполнены геологические микроразрезы. На них отбор дночерпательных проб производился через 200—300 м с подработкой и удержанием судна в точке опробования.

На полигонах площадью 10×10 миль обычно выполнялись 3—4 фоторазреза и отбор 50—60 дночерпательных проб, с последующим определением концентрации и продуктивности конкреций. В рейсе обычно проводится макро- и микроскопическое описание конкреции (в полировках), определение их химического состава и соответственно их морфогенетическая типизация (Скорнякова, 1984, 86). Данные по концентрации и продуктивности конкреций, составу подстилающих осадков, характеру самих конкреций (их морфогенетической типизации) с учетом рельефа дна служат основой для составления карт их распределения по площади дна.

Таким образом, геологические полигоны служат основой для количественной и качественной типизации и расчленения полей конкреций. Однако эти традиционные геологические методы требуют значительных временных и материальных затрат. Для повышения эффективности исследований, а особенно поисково-разведочных работ, необходимо применять более производительные средства обнаружения и оконтуривания рудных залежей, такие, как буксируемые над дном фототелевизионные установки и локаторы бокового обзора. Еще более эффективными могут оказаться акустические методы обнаружения полей конкреций, подробно описанные в последующих разделах.

Следует, однако, подчеркнуть, что все "бесконтактные" методы сами по себе не могут обеспечить ни потребности научных исследований, ни нужды практики поисков и разведки. Геологическое опробование рудных объектов сохраняет свое значение на всех этапах работ, а научные исследования с целью выяснения генезиса конкреций и их рудных залежей вообще невозможны без отбора проб. При этом особенно важно получение ненарушенных монолитов, по возможности, с сохранением всех физических и химических их характеристик.

2. АКУСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ОБНАРУЖЕНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

Акустические методы поиска ЖМК развивались в нескольких направлениях. Первой попыткой было использование "привычных" для геологов сейсмических методов. Суть метода (Tamaki et al., 1977) заключается в следующем. Известно, что крупные скопления конкреций соответствуют областям с пониженными скоростями осадконакопления (Безруков и др., 1976). В силу этого предсказывалось, что ЖМК в океане покрывают в основном участки дна, на сейсмограммах отраженных сигналов которых наблюдается наиболее тонкий верхний "прозрачный" слой ("transparent" layer) рыхлых неконсолидированных

осадков. Эксперименты в океане показали, что, хотя некоторая корреляция между толщиной прозрачного слоя и количеством конкреций на дне наблюдается, она слишком слаба для надежного оконтуривания полей ЖМК на дне.

Второе направление развития акустических методов обнаружения ЖМК — создание буксируемых у дна высокочастотных гидролокаторов бокового обзора, работающих, как правило, в диапазоне частот 100—500 кГц и имеющих полосу обзора шириной в несколько сот метров. Метод зондирования основан на зависимости уровня обратного рассеяния от количества ЖМК на дне. В отдельных случаях на изображениях дна, полученных с использованием высокочастотных гидролокаторов бокового обзора (ГБО), удается различить не только скопления ЖМК, но и отдельные крупные конкреции. Достоинства этого метода — высокая детальность и хорошая разрешающая способность при существенном повышении скорости съемки по сравнению с точечными методами. Недостатки — небольшая скорость буксировки (до 2—3 узлов), относительно небольшая полоса обзора, неточность привязки координат из-за большой длины буксировочного кабеля.

В последнее время разрабатываются и опробуются гидролокационные системы для зондирования скопления ЖМК, работающие в диапазоне частот 3—30 кГц. Относительно малое поглощение звука в морской воде на таких частотах дает возможность осуществлять обнаружение конкреций с поверхности океана, что позволяет существенно повысить скорость съемки и снизить стоимость работ, естественно, при некоторой потере детальности получаемых изображений.

Одной из наиболее известных систем для обнаружения ЖМК с поверхности океана является многочастотная эхолотирующая система MFES (Multi Frequency Echosounding System) (Suzuki, 1982; Magnusson et al., 1982). В ней используются данные по отражению звука от дна, получаемые с трех эхолотов, работающих на частотах 3—4, 10—12 и 25—30 кГц. Используя модель конкреций-шариков, расположенных на плоском неотражающем (или слабо отражающем) дне, авторы метода пришли к выводу о наличии максимума в частотной зависимости коэффициента отражения звука от дна, положение, ширина и высота которого позволяют определить количество и размеры ЖМК на дне. В печати были сообщения о том, что подобная аппаратура запущена в серийное производство, однако результатов ее применения, за исключением одного специфического случая (Porta, 1983), опубликовано не было. Очевидным недостатком системы является то, что данные получают лишь вдоль линии движения судна.

Для одновременного получения семейства параллельных профилей использовался многолучевой эхолот Sea Beam (Moustier de, 1985, 1986). В полосе обзора многолучевого эхолота, которая составляла 75% глубины океана в районе работ, за один галс получалось 16 профилей. Уровень эхо-сигнала от дна при наличии конкреций повышался на 10—12 дБ, т.е. в 3—4 раза.

Масштабы пространственной изменчивости обратного рассеяния звука дном океана в районах скопления ЖМК могут составлять 100—200 м (Зотов, Фокин, 1985). При такой изменчивости рассеяния плотности профилей, даваемых многолучевым эхолотом, может оказаться недостаточно для однозначной интерпретации. В этом случае необходимо иметь непрерывное изображение дна.

Единое панорамное изображение широкой полосы дна океана может быть получено прибором, выполненным на основе ГБО. Диаграмма направленности ГБО (рис. 59,а) представляет собой лепесток, узкий в направлении движения судна и широкий в перпендикулярной к этому направлению плоскости. Ось симметрии диаграммы направленности развернута к вертикали под некоторым углом, определяемым максимальной дальностью действия гидролокатора. Излученный гидролокатором сигнал сначала достигает дна непосредственно под

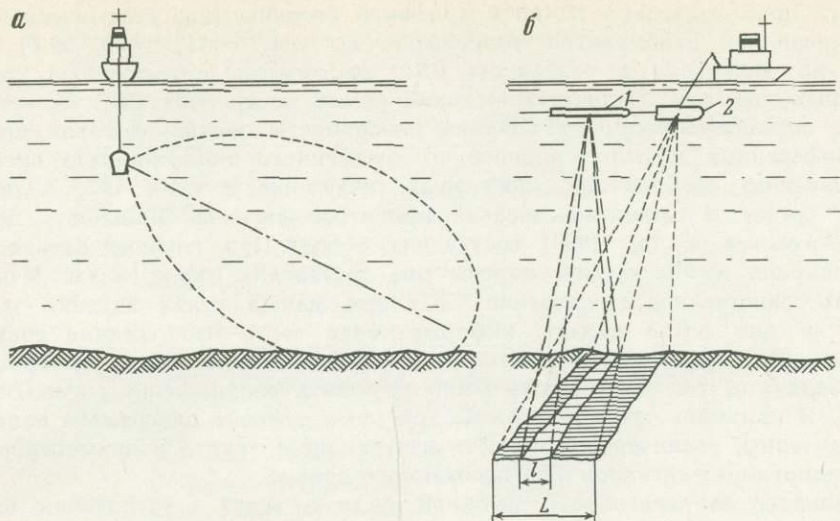


Рис. 59. Диаграмма направленности антенны ГБО (а); схема буксировки излучающей и приемной антенн (б)

1 — приемная антенна; 2 — излучающая антенна

судном, а затем рассеивается различными участками дна океана. За время между посылками ГБО смещается, поэтому каждая посылка рассеивается своей полосой дна. Так, полоса за полосой, строится изображение дна исследуемого района. Преимуществами ГБО для исследований дна являются широкая полоса обзора и непрерывность получаемого изображения, недостатком — некоторое искажение получаемого изображения, обусловленное изменениями глубины океана на исследуемом участке дна. Если рельеф дна известен, то эти искажения могут быть устранены в процессе обработки изображений.

Появившиеся за рубежом ГБО дальнего действия типа GLORIA и другие имеют, по данным С. Расби и Дж. Эндрю (Rusby, 1970; Andrews, 1977), дальность действия 20—30 км. Вес этих гидролокаторов составлял несколько тонн, а их эксплуатация возможна только со специально оборудованных судов. Для экспрессного картирования залежей ЖМК такие системы дороги и сложны в обслуживании.

Следует отметить, что акустическими методами дистанционного зондирования ЖМК, основанными на рассеянии звука скоплениями конкреций, невозможно с полной уверенностью отличить поле ЖМК от россыпи камней такого же размера, невозможно ничего сказать о содержании металлов в ЖМК. Такая информация может быть получена только при анализе проб грунта. Однако на первых стадиях исследования для сужения района поиска перспективных залежей ЖМК акустические методы дают существенный выигрыш во времени проведения работ и в затратах. Кроме того, акустические изображения дна океана оказывают существенную помощь в интерполяции геологических данных, показывая простирающиеся геологических структур, характеризующихся различными акустическими свойствами.

В начале 80-х годов в Институте океанологии АН СССР был предложен вариант построения ГБО (Артемьев и др., 1983) с отдельными приемной и излучающей антеннами, что позволило при сохранении разрешающей способности в продольном (вдоль курса) направлении существенно снизить вес и габариты устройства. Особенностью этого ГБО является применение относительно малогабаритной излучающей антенны с широкой диаграммой направ-

ленности приблизительно 10×60 и приемной антенны типа сейсмической косы, обеспечивающей необходимое разрешение по углу $\sim 1^\circ$ (рис. 59,б). Разрешение по дальности в указанном ГБО достигается применением коротких тональных посылок. Недостатком такой схемы построения ГБО является, во-первых, незащищенность от влияния поверхности океана, которая приводит к интерференции прямого водного и отраженного поверхностью сигнала и к раздвоению изображения. Во-вторых, излучение в угол 10° , а прием с угла 1° ведет к снижению энергии принятого сигнала. Дальность действия ГБО (Артемов и др., 1983) составляла 6 км. При глубине океана около 5 км ширина изображаемой полосы дна составляла около 4 км. Учитывая, что пространственное разрешение ГБО при малых углах падения звуковой волны на дно резко падает, информативная часть изображения составляет 2—3 км. Для эффективной работы в глубоком океане полосу обзора следовало увеличить, т.е. необходимо было улучшить соотношение сигнал/шум на приеме. В принципе здесь возможны три пути: сужение диаграммы направленности антенны, увеличение мощности излучающего тракта и применение сложных зондирующих сигналов и согласованного приема.

Повышение направленности антенной системы ведет к увеличению ее габаритов и веса, а также порождает серьезные технические препятствия, связанные с обеспечением необходимой стабильности движения антенн. Создание усилителей мощностью в десятки киловатт с высокой надежностью и относительно небольшими габаритами также представляет собой непростую задачу.

Наиболее перспективным с точки зрения улучшения энергетических характеристик является использование в гидролокационной системе линейно-частотно-модулированных (ЛЧМ) зондирующих сигналов по методу, предложенному в ИРЭ АН СССР (Губанов и др., 1982).

Из теории корреляционного приема известно, что при оптимальном приеме рассеянных дном сигналов отношение сигнал/шум на выходе фильтра при наличии белого шума определяется соотношением

$$(S/N)_{\text{вых}} = 2E/N_0,$$

где E — энергия принятого сигнала, N_0 — спектральная плотность белого шума.

В гидролокации из-за явления кавитации существует жесткое ограничение на максимальную, излучаемую единицей площади преобразователя мощность. Увеличить энергию сигнала в этом случае можно, лишь увеличивая длительность сигнала τ_u . Из теории оптимального приема известно, что разрешение по дальности определяется шириной полосы сигнала Δf . Для тонально-импульсного сигнала произведение $\Delta f \tau_u$ порядка единицы и разрешение по дальности Δy определяются соотношением

$$\Delta y = c \tau_u / 2,$$

где c — скорость звука в морской воде. Таким образом, для простого сигнала увеличение τ_u ведет к ухудшению разрешения Δy .

Для ЛЧМ зондирующего сигнала с базой $F_M \tau_u \gg 1$, где F_M — девиация частоты сигнала, разрешение по дальности не зависит от длительности сигнала, а определяется только величиной F_M :

$$\Delta y = c / 2 F_M.$$

В этом случае длительность зондирующего сигнала ограничена сверху только удвоенным временем распространения акустического сигнала от антенны до ближайшего к гидролокационной системе участка картируемой области дна. Увеличение энергии сигнала позволяет увеличить полосу обзора гидролокационной системы и улучшить фоновую контрастность изображения морского дна. К примеру, при мощности источника излучения 1 кВт, длительности посылки



Рис. 60. Функциональная схема сервера

4 с и девиации частоты 250 Гц энергия посылки составляет 4 кДж, а разрешение по дальности — 3 м. Чтобы обеспечить такое же разрешение по дальности и такую же энергию посылки при тонально-импульсном сигнале, длительность посылки должна составлять 4 мс, а мощность выходного усилителя — 1000 кВт. Кроме того, здесь не учитывались кавитационные ограничения.

Система с ЛЧМ зондирующим сигналом, помимо выигрыша в отношении сигнал/шум за счет увеличения энергии сигнала, обладает лучшей помехозащищенностью, т.е. способна подавлять помеху, не коррелированную с зондирующим сигналом.

Институтом океанологии АН СССР и Институтом радиотехники и электроники АН СССР совместно разработаны и испытаны исследовательские гидролокационные системы с ЛЧМ зондирующим сигналом, названные серверами, в которых применяются отдельные излучающие и приемные антенны по типу описанных в (работе Артемьева и др., 1983), цифровые методы синтеза зондирующих сигналов и акустических изображений дна океана, предназначенные для акустического картирования морского дна при глубинах океана свыше 750 м при полосе обзора 13 км по одному борту.

Техническая реализация метода для указанных выше диапазонов глубин и полосы обзора требует применения зондирующих ЛЧМ сигналов длительностью от 1 с и больше и гетеродинного ЛЧМ сигнала длительностью порядка 20 с с высокой степенью точности. Аналоговые способы формирования ЛЧМ сигналов не обеспечивают требуемой точности. Задача может быть решена лишь на основе цифрового синтеза с использованием высокостабильного опорного генератора и быстродействующих микросхем.

Примененный в серверах метод обработки сигналов позволяет перевести амплитудно-временное распределение рассеянных дном сигналов в амплитудно-частотное распределение, что по сравнению с ГБО с тонально-импульсной посылкой существенно снижает требования к амплитудным искажениям сигналов в приемном тракте. Данное преимущество позволяет без принятия специальных мер проводить оцифровку информации малоразрядными (4—8 разрядов) АЦП (в ГБО с тональными посылками без ВАРУ необходимо не менее 14 разрядов) и регистрировать рассеянные сигналы после демодуляции

на аналоговом магнитофоне с целью последующей переобработки на специализированных комплексах.

Функциональная схема сервейера показана на рис. 60. Сервейер состоит из трех частей — передающей, приемной и устройства обработки. Наиболее важными блоками передающей и приемной частей системы являются синтезатор ЛЧМ зондирующего и синтезатор ЛЧМ гетеродинного сигналов. Синтезаторы разработаны и выполнены полностью на цифровых микросхемах без использования аналоговых преобразователей частоты и фильтров. Это позволило обеспечить высокую точность и стабильность формирования сигналов с характеристиками, практически не отличающимися от идеального ЛЧМ сигнала.

Разрешающая способность сервейера определяется в направлении вдоль курса (продольном) угловой шириной лепестка диаграммы направленности антенны, а в поперечном направлении — девиацией частоты излучаемого сигнала. Для использовавшихся в экспериментах сервейеров ширина главного максимума приемной антенны составляла приблизительно 1° , а девиация частоты — 250 Гц, что соответствовало разрешению 150—200 м в продольном направлении и 3 м в поперечном.

2.1. МЕТОДИКА ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СЕРВЕЙЕРОВ

Связь между уровнем сигнала, рассеянного дном в обратном направлении, и наличием конкреций на дне впервые была отмечена в работе Ю.Ю. Житковского и Ю.П. Лысанова (1967). Дальнейшие эксперименты, проведенные с целью разработки и обоснования акустического метода зондирования ЖМК (Зотов, Фокин, 1985; Житковский, 1984; Житковский и др., 1986), подтвердили устойчивый характер этой связи и легли в основу способа обнаружения конкреций. Основные особенности рассеяния звука конкрециями следующие. Во-первых, в районах скопления ЖМК уровень обратного рассеяния заметно выше, чем в аналогичных районах без конкреций. Во-вторых, угловая зависимость сигналов, рассеянных дном в обратном направлении в диапазоне частот 2—16 кГц, при наличии конкреций практически отсутствует. Первое связано с тем, что отличие акустического сопротивления конкреций от акустического сопротивления морской воды много больше, чем у подстилающих осадков, а также с увеличением степени шероховатости поверхности дна на залежах ЖМК. Второе обусловлено тем, что рассеянный сигнал формируется как объемное рассеяние от слоя конкреций, каждая из которых представляет собой образование случайной формы, близкой к сферической. Отсутствие угловой зависимости обратного рассеяния делает возможным применение сервейера для дистанционного обнаружения конкреций в широкой полосе дна (в нашем случае — 13 км), а также вне зависимости от подстилающего рельефа, поскольку изменения угла падения звуковой волны на дно, обусловленные рельефом, не влияют на уровень рассеянного сигнала. На изображении дна, получаемом с использованием сервейера, после компенсации ослабления сигнала из-за поглощения звука в воде и геометрического расхождения конкреционные поля должны выделяться повышенным уровнем сигнала. Первый эксперимент такого рода был поставлен в 1983 г. в Тихом океане (Житковский и др., 1984).

Для выяснения относительной роли различных факторов в формировании акустического изображения дна океана, получаемого с использованием сервейеров, в 1986 г. в 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" был поставлен специальный эксперимент на полигоне ст. 1352 в Центральной котловине Индийского океана. В пределах полигона по определенной сетке галсов была выполнена съемка дна сервейером. Изображения, полученные на отдель-

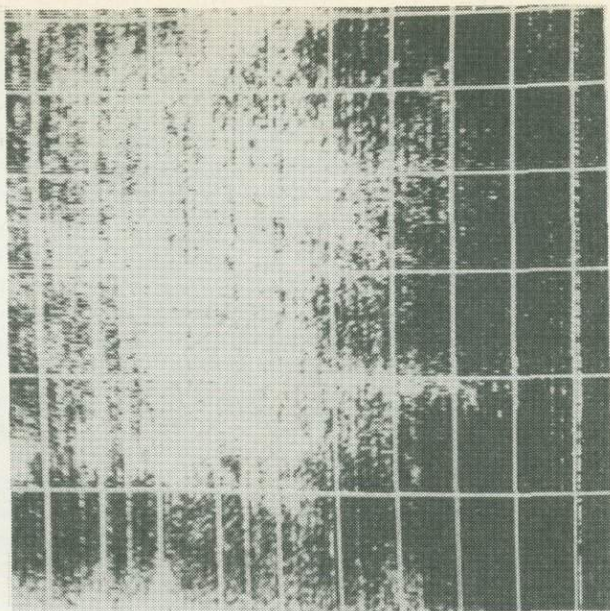


Рис. 61. Акустическое изображение дна, полученное при помощи сервейера. Масштабная сетка нанесена через 1 км

ных галсах, "сшивались" в единое изображение с использованием данных системы спутниковой навигации. При этом практически каждый участок дна озвучивался для контроля с нескольких направлений. В наиболее интересных точках полигона проводились локальные исследования коэффициента обратного рассеяния с использованием глубоководного акустического комплекса (ГАК) (см. следующий раздел), проводился отбор проб дночерпателем (см. гл. IV). Пример изображения участка дна размером приблизительно 8×10 км, полученного на полигоне, приведен на рис. 61. На рис. 62 показана карта полигона, полученная "сшиванием" отдельных изображений. На карте выделены три зоны — зоны сильного, умеренного и слабого рассеяния. Амплитуда рассеянного сигнала меняется от зоны к зоне примерно в 2 раза. На рис. 62 цифрами даны значения продуктивности конкреций по данным рис. 45. Карта наглядно демонстрирует преимущества предварительного акустического обследования полигона. Масштабы изменчивости уровня обратного рассеяния на этом относительно небольшом полигоне меняются на порядок: на западе это сотни метров, на востоке 5—10 км. При такой изменчивости акустических, а следовательно, и геологических свойств дна определение простирания геологических структур контактными методами было бы весьма затруднительно. При наличии акустической карты можно оптимальным образом выбрать точки расположения геологических станций для быстрого и достаточно подробного изучения полигона, как это было сделано на полигоне ст. 1352. Проведенные комплексные исследования позволили выяснить причину сильных изменений коэффициента обратного рассеяния на полигоне. Результаты интерпретации акустических изображений дна, полученных при помощи сервейера, приведены ниже.

В районах с железомарганцевыми конкрециями могут существовать три основных фактора, связанные с характеристиками дна, влияющие на уровень обратно рассеянного дном сигнала: рельеф дна, акустические свойства осадков, количество и размеры ЖМК на дне.

Для выяснения роли подстилающего рельефа в формировании изображения

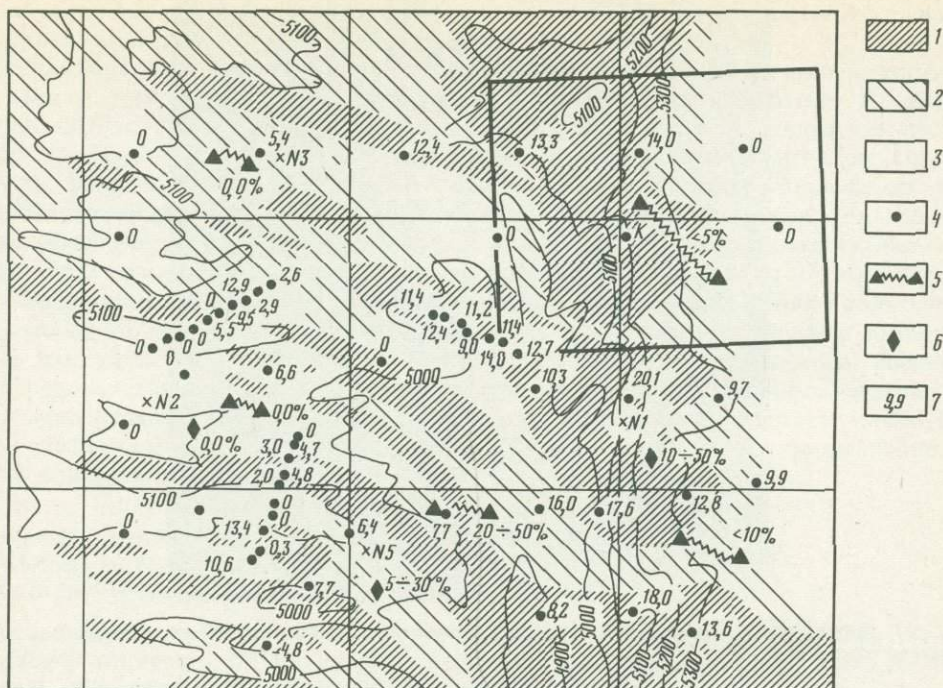


Рис. 62. Схема распределения уровня рассеяния звука на полигоне 1352

1 — сильное рассеяние; 2 — умеренное рассеяние; 3 — слабое рассеяние; 4–6 — см. рис. 44; 7 — продуктивность конкреций (в кг/м²) по данным дночерпательных проб; буквой А обозначен участок полигона, изображение которого приведено на рис. 61

на выбранных полигонах, как уже отмечалось выше, каждый участок дна озвучивался с различных ракурсов. На каждом галсе под наименьшими углами падения озвучивался один из склонов гряды холмов или отдельного холма. Если бы основой для формирования акустического изображения дна был рельеф, то на различных галсах были бы получены области повышенного и пониженного уровня обратного рассеяния в разных местах, чего не наблюдалось. Сильно рассеивали одни и те же участки дна независимо от направления падения на них звуковой волны. Было проведено сопоставление изображения дна с достаточно подробной батиметрической картой, построенной на основе сети эхолотных профилей. Корреляция между особенностями подстилающего рельефа и изображением дна на дисплее сервейера не наблюдалась. Таким образом, оказалось, что рельеф дна в виде абиссальных холмов с перепадами высот 100–200 м и углами наклонов по поверхности в несколько градусов не влияет на изображение дна, получаемое при помощи сервейера.

По данным геологических исследований, физические параметры подстилающих осадков (плотность и пористость) менялись слабо, значит, были невелики и изменения акустического сопротивления, определяющего уровень отражения и рассеяния звука от осадков. Таким образом, в пределах полигонов акустические свойства верхнего слоя осадков можно было считать постоянными и не влияющими на акустическое изображение, полученное сервейером.

Единственной причиной, влияющей на изменение локальных рассеивающих свойств дна, остается распределение ЖМК на дне океана. Для проверки этой гипотезы на исследованных полигонах производился отбор проб грунта

дночерпателем и выполнялось подводное фотографирование. Сопоставление акустических и геологических данных показало, что все точки пробоотбора, в которых зафиксирована высокая концентрация ЖМК ($> 10 \text{ кг/м}^2$), попадают в область сильного рассеяния. Там, где рассеяние слабое, конкреции, как правило, не обнаруживаются или обнаруживаются в небольших количествах ($< 5 \text{ кг/м}^2$). Коэффициент корреляции акустических данных и данных геологии, вычисленной по 56 определениям, составляет 75%. Расхождения наблюдаются только в области чрезвычайно неоднородных конкреционных полей, на оконтуривании которых, с одной стороны, начинают сказываться погрешности картирования дна сервейером, а с другой стороны, из-за невозможности точного определения положения дночерпателя на дне затрудняется сопоставление акустических и геологических данных.

Рассмотрим несколько подробнее причины, ограничивающие точность картирования дна сервейером. Во-первых, точность ограничивается конечной разрешающей способностью антенны. При ширине диаграммы направленности в один градус на расстоянии 10 км минимально разрешимое расстояние составляет приблизительно 150—200 м.

Второй причиной, ограничивающей точность картирования дна, является нестабильность движения антенны в воде. Даже небольшое угловое отклонение (порядка 1°), помноженное на расстояние до рассеивающего участка дна (8—10 км), приводит к заметным (150—200 м) ошибкам в определении его координат.

Третьей причиной снижения точности является неизвестный рельеф дна, поскольку в сервейере для определения местоположения объекта используется лишь информация о времени распространения сигнала, т.е. о наклонной дальности до рассеивающего участка. Для определения его точных координат необходимо иметь информацию о рельефе дна. Величина ошибки, вносимой неизвестным рельефом дна, зависит от глубины океана в районе работ, от горизонтального расстояния до рассеивающего участка и от высоты неровностей дна. Так, при высоте неровностей рельефа 100 м и глубине океана 5000 м ошибка определения составит приблизительно 70 м для горизонтального удаления рассеивающего участка в 10 км и около 300 м при горизонтальном удалении в 2 км. Подводная гора высотой 1000 м, удаленная на расстоянии 5 км, сместится на изображении на километр. Таким образом, использование сервейеров в районах с сильно расчлененным рельефом весьма проблематично. Очевидно, целесообразно проводить эксперименты с сервейером в комплексе со съемкой дна многолучевым эхолотом и гидрологическими исследованиями, последние позволят учесть поправку, связанную с рефракцией.

Все вышесказанное относится к определению положения рассеивающего участка относительно сервейера. В итоговую погрешность входит, естественно, и погрешность, вносимая системой спутниковой навигации. Для описанных экспериментов с использованием сервейеров суммарная ошибка картирования составляла 200—300 м. Там, где конкреционные поля имели размеры такого же порядка, естественно ожидать расхождений в акустических и геологических данных. Однако указанную точность, по-видимому, можно считать удовлетворительной для экспрессного обследования района (производительность съемки составляла приблизительно 100 км^2 в час при скорости буксировки сервейера 5 узлов).

На последующих стадиях исследований, после того как зона поисков значительно сужена, для уточнения пространственной структуры скоплений ЖМК на дне целесообразно использовать буксируемые в непосредственной близости у дна гидролокаторы, обладающие высоким пространственным разрешением, а также системы акустической привязки аппаратов к местности.

3. ХАРАКТЕРИСТИКИ РАССЕЯНИЯ ЗВУКА В РАЙОНАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

Систематические исследования, начавшиеся в 1960 г., показали, что, используя информацию о звукорассеивающих свойствах дна океана, можно получать некоторые сведения о параметрах его неровностей (Воловова, Житковский, 1966).

Обычно рассеивающие свойства неровных поверхностей принято характеризовать коэффициентом рассеяния m , который определяется как отношение звуковой мощности W , рассеиваемой единичной площадкой поверхности в единицу телесного угла в данном направлении, к интенсивности $J_{\text{пад}}$ звуковой волны, падающей на рассеивающую поверхность:

$$m = W_{\text{рас}} / J_{\text{пад}} \sigma, \quad (1)$$

где $W_{\text{рас}}$ — мощность, рассеиваемая в единицу телесного угла участком поверхности площадью σ , с которой рассеиваемый сигнал одновременно приходит в точку приема.

Величину

$$M_s = 10 \lg m \quad (2)$$

принято называть силой рассеяния.

При этом обычно оперируют двумя зависимостями — угловой зависимостью силы рассеяния звука, которая определяет связь между силой рассеяния и углом падения (рассеяния) звука от дна океана, и частотной зависимостью силы рассеяния, которая устанавливает связь между силой рассеяния и частотой излучаемого звука для фиксированного угла падения (рассеяния).

Основные исследования, выполненные многими советскими и зарубежными авторами, по исследованию рассеяния звука дном океана проведены в так называемом локационном направлении, при котором угол падения звуковой волны на дно и угол рассеяния совпадают.

Уже в 1967 г. Ю.Ю. Житковским было высказано предположение, что по акустическим характеристикам дна океан может быть условно подразделен на три категории районов: районы с выровненным рельефом — абиссальные равнины, районы с сильно расчлененным рельефом — подводные хребты, промежуточная категория — районы абиссальных холмов, вулканических поднятий и т.п. Это предположение было основано на большом экспериментальном материале по рассеянию звука, полученном в этих районах (Житковский, 1967). Рассмотрение угловых и частотных зависимостей силы рассеяния показало, что они достаточно хорошо коррелируют с предложенными категориями рельефа дна океана.

Исследования угловых и частотных зависимостей силы рассеяния звука дном океана вначале были направлены на решение задач распространения звука, однако сам по себе рассеянный сигнал несет информацию о свойствах дна, и поэтому "расшифровка" такой информации открывает перед исследователями широкие возможности дистанционного исследования дна океана с целью прогнозирования его свойств, в том числе обнаружения на дне полей железо-марганцевых конкреций.

3.1. ХАРАКТЕРИСТИКИ ДНА ОКЕАНА, СУЩЕСТВЕННЫЕ ДЛЯ АКУСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Многочисленные исследования рельефа дна глубокого океана показывают, что горизонтальный спектр неровностей рельефа чрезвычайно широк (от миллиметров до сотен километров). Естественно, что при таком широком диапазоне масштабов не существует какого-либо универсального метода исследования рельефа морского дна. Данные, имеющие к настоящему времени, получены различными способами,

и степень изученности рельефа различных масштабов крайне неодинакова. Основные сведения о крупных формах рельефа дна глубокого океана получены с помощью эхолотов. В настоящее время техника эхолотирования хорошо развита. Имеются узконаправленные эхолоты со стабилизированными диаграммами направленности, эхолоты со сканированием, прецизионные эхолоты. Тем не менее разрешающие способности эхолотов по вертикали и горизонтали ограничены. При вертикальном падении на дно сферической звуковой посылки отраженный сигнал может в первую очередь прийти не от участка дна, непосредственно находящегося под эхолотом, а от возвышенной части дна, находящейся несколько в стороне. Так, например, при глубинах более 3000 м эхосигнал от неровности высотой всего в несколько метров, находящейся более чем на 100 м в стороне, придет раньше, чем от ровного дна под эхолотом. В глубоком океане неровности с горизонтальными размерами порядка единиц и десятков метров вообще не могут быть разрешены при эхолотном промере.

Микрорельеф изучают с помощью подводного фотографирования с расстояний в единицы метров от дна. Эти эксперименты позволяют получать сведения о неровностях, размеры которых ограничены разрешающей способностью фотоаппаратов и пленки, с одной стороны, и размерами кадра — с другой. Таким образом, размеры участка дна при подводном фотографировании не превышают нескольких метров. К настоящему времени имеется довольно много фотографий морского дна, полученных в различных глубоководных районах Мирового океана.

Таким образом, если о самых крупных и самых мелких формах морского дна имеются довольно обширные сведения, то мезорельеф дна глубокого океана, т.е. неровности с масштабами от единиц до десятков метров, в настоящее время изучен очень слабо.

На формирование рассеянного дном сигнала существенно влияют также акустические свойства грунта, поскольку часть звуковой энергии поглощается грунтом, а часть рассеивается на его внутренних неоднородностях.

Физическими параметрами среды, определяющими ее акустические характеристики, являются плотность и скорость звука. Известно, что в задачах о рассеянии звука верхний слой осадков можно рассматривать как жидкую среду с параметрами, зависящими от свойств морской воды, а также от свойств и концентрации твердых частичек грунта. При этом основным параметром, описывающим физические свойства морских водонасыщенных осадков, является их пористость. Пористость определяется как отношение объема, занятого морской водой, к общему объему осадков и связана эмпирическим соотношением со средним размером твердых частичек осадка. Для рыхлых морских осадков пористость обычно изменяется в пределах 35—90% (Ильин, 1982). Многочисленные натурные и лабораторные измерения показали, что пористость морских осадков определяет как их пористость, так и скорость звука, причем плотность зависит от пористости линейно, а скорость — квадратично (Андерсон, 1977). В осадках с пористостью 75% она имеет минимальное значение, которое на 1—5% меньше скорости звука в придонной морской воде.

Естественно, в толще осадков могут встречаться различные неоднородности. Однако анализ вертикальных профилей скорости звука, плотности и пористости, приведенных в работе Л. Хэмптона (1977), показывает, что флуктуации показателя преломления в грунте довольно слабые (10^{-2}), а величины средних квадратов флуктуаций плотности и пористости примерно одинаковы и находятся в пределах 10^{-2} — 10^{-3} . В этой же работе приводятся данные о том, что скорость звука в осадках на частотах от нескольких герц до нескольких мегагерц не зависит от частоты.

Еще одним важным физическим параметром осадков является поглощение звука. Экспериментально установлено, что для любого типа осадков наблюдается линейная зависимость коэффициента поглощения от частоты звука. В большинстве работ поглощение дается в децибеллах на единицу расстояния, определенный таким

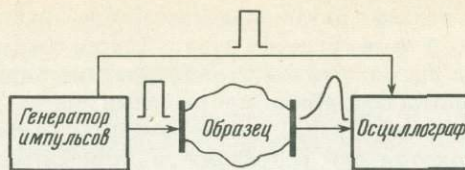


Рис. 63. Схема измерения скорости продольных волн в железо-марганцевых конкрециях

образом коэффициент поглощения имеет вид

$$\beta = b_0 f,$$

где f — частота звука, в кГц; b_0 — постоянная, имеющая размерность (дБ/м)/кГц, не зависящая от частоты и определяемая только физическими свойствами грунта. Иногда величину b_0 называют приведенным коэффициентом поглощения звука в грунте, поскольку она численно равна коэффициенту поглощения на частоте 1 кГц. Между ней и пористостью осадка существует эмпирическая связь (Клей, Медвин, 1980). Эта зависимость имеет заметный максимум при значении пористости $\sim 55\%$, что соответствует песчаным осадкам. Для глубоководных районов значение величины b_0 лежит в пределах 0,02—0,2 (дБ/м)/кГц. Необходимо отметить, что коэффициент поглощения звука в осадках на всех частотах на несколько порядков больше, чем в чистой морской воде.

Однако, если на поверхности донных осадков расположены железо-марганцевые конкреции, рассеянный дном сигнал будет также определяться и акустическими свойствами самих ЖМК. Акустические свойства среды принято описывать ее акустическим сопротивлением

$$Z = \rho c,$$

где ρ — плотность материала среды, c — скорость звука в среде.

Для расчета акустического сопротивления ЖМК были проведены измерения скорости продольных волн в материале железо-марганцевых конкреций. Схема этих измерений представлена на рис. 63. Импульс длительностью около 1 мкс подавался на пьезокерамический преобразователь дисковой формы 5 мм толщиной и 40 мм диаметром. После прохождения через образец импульс при-

Таблица 32

Характеристика экспериментальных данных об измерении силы рассеяния звука дном океана

Станция	Геоморфологические условия	Глубина, м	Конкреции	
			Скорость продольной волны м/с	Пористость, %
1352-5	Склон	5020	2000	53,9
1352-19		5150	200	44,4
1352-36	Холмистая равнина	5090	2150	62,6
1364-1		5100	1650	53,7
1359-41	Склон	4980	2020	52,2
1359-49		5120	1860	49,5
1359-50	Ровная долина	5100	1930	53,6
1359-58		5390	1720	46,7
1359-62	Склон	5130	1850	51,3

Примечание. Для осадков $Z_{\min} = 1,6$; $Z_{\max} = 1,83$ (кг/м² · с)

нимался таким же преобразователем, с которого поступал на регистрирующий осциллограф. Частота повторения импульсов была порядка 10—20 Гц. На осциллограф подавался и прямой импульс, и прошедший через образец конкреции. Время запаздывания прошедшего по отношению к прямому считывалось с экрана осциллографа — это разница между передними фронтами двух импульсов. Фронт прошедшего импульса, как правило, менее крутой, чем прямого. Для некоторых образцов его длительность сравнима с временем запаздывания. Такой "завал" фронта, по-видимому, связан с частотной зависимостью затухания и с дисперсией звука. При "завале" переднего фронта неизбежна ошибка в измерении скорости звука, которая в наших опытах была ± 50 м/с. При измерении образцы ЖМК извлекались из воды на короткое время, за которое потери влаги в них были незначительны. В табл. 32 приведены результаты измерений скорости звука в конкрециях на 9 станциях, которые находились в пределах полигона ст. 1352, а также значения плотности и пористости для конкреций и сопутствующих им осадков. Карта полигона и расположение станций показаны на рис. 43. Размеры конкреций изменялись от 1 до 8 см, плотность — от 1,4 до 2,2 г/см³, скорость продольных волн — от 1500 до 2200 м/с. Таким образом, акустическое сопротивление материала отдельных конкреций изменялось в целом по полигону от $2,1 \times 10^6$ до $4,8 \times 10^6$ кг/м²·с. Внутри полигона какой-либо заметной корреляции значений скорости звука в материале конкреций с геологическими или иными условиями не наблюдалось. Заметно изменяются значения скорости звука у конкреций из одной и той же дночерпательной пробы. Например, для пробы со ст. 1359-62 они менялись от 1640 до 2100 м/с при среднем значении 1870 м/с (количество образцов 25 шт.), а на ст. 1359-41 — от 1650 до 2240 м/с при среднем значении около 2020 м/с (измерено 12 образцов).

Скорость продольных волн в образцах конкреций на полигоне, в среднем по всем измеренным значениям составила 1900 м/с, что значительно ниже значений, полученных ранее для конкреций Тихого и Атлантического океанов (около 2200—2700 м/с) (Smith, Sundkvist, 1981; Шахов, 1984). Отсюда и более низкие значения акустического сопротивления (среднее значение $3,25 \times 10^6$ кг/м²·с). Акустическое сопротивление осадков для полигона оказалось ниже, чем среднее для такого типа осадков по Индийскому океану, и находится в пределах $1,6 \times 10^6$ — $1,83 \times 10^6$ кг/м²·с. Оценка проводилась с использованием данных

Конкреции		Подстилающий осадок	
Плотность, г/см ³	Акустическое сопротивление, кг/м ² ·с	Объемная масса, г/см ³	Пористость, %
1,73	3,46	1,22	98,3
1,48	2,96	1,22	98,1
2,10	4,51	1,20	99,2
1,72	2,84	1,18	97,9
1,66	3,35	1,07	85,7
1,69	3,14	1,18	98,4
1,69	3,26	1,18	99,3
1,52	2,61	1,14	95,0
1,70	3,14	1,13	94,8

по плотности и пористости донных осадков и регрессионной кривой, связывающей пористость и скорость звука (Андерсон, 1977). Акустическое сопротивление материала конкреций выше акустического сопротивления осадков в среднем почти в 2 раза. Интенсивность рассеянной звуковой волны определяется относительным отличием акустических сопротивлений препятствия и воды. Для осадков это отличие составляет 10—20%, а для конкреций — более 10%. Такая разница в акустических свойствах осадков и конкреций дает возможность обнаруживать последние с помощью рассеянных дном сигналов.

3.2. МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ СИЛЫ РАССЕЯНИЯ ЗВУКА ДНОМ ГЛУБОКОГО ОКЕАНА И ОБРАБОТКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В общем случае рассеянное поле в каждой точке среды является функцией четырех углов, которые определяют направление падения звуковой волны на дно и направление на точку наблюдения. Измерение рассеяния под произвольными углами связано с необходимостью контроля местоположения точек, в которых находятся излучатель и приемник звука как относительно дна, так и относительно друг друга. В глубоководных районах обеспечить такой контроль чрезвычайно трудно. Как уже отмечалось, эффективнее всего измерять поле, рассеянное в локационном направлении, или "обратное рассеяние". При этом излучатель и приемник звука располагаются таким образом, чтобы расстоянием между ними можно было пренебречь по сравнению с расстоянием до дна и считать, что источник и приемник находятся в одной точке. При такой геометрии опыта нужно контролировать местоположение относительно дна только одной точки — точки приема-излучения, что легко осуществляется по времени, прошедшему между моментом излучения и началом прихода рассеянного сигнала.

Существует два традиционных метода измерения рассеяния звука от дна, отличающиеся в основном видом излучения, — импульсный и тонально-импульсный. В импульсном методе источником звука служит взрыв заряда какого-либо взрывчатого вещества. (Отсюда другое название метода — взрывной). Методика проведения измерений этим методом подробно описана в литературе (Воловов, Житковский 1974). До недавнего времени этот метод являлся основным при измерении в глубоководных районах, и практически весь массив данных получен с его помощью. Однако, являясь очень удобным для получения средних по большому участку дна энергетических характеристик рассеяния звука, взрывной метод не позволяет получать данные о флуктуационных характеристиках рассеяния и имеет относительно плохое пространственное разрешение.

От этих недостатков свободен локальный тонально-импульсный метод (Житковский, 1973). В этом методе источником звука служит преобразователь, излучающий импульсы прямоугольной формы с синусоидальным заполнением. Однако применение этого метода в глубоком океане было связано с большими техническими трудностями. Глубоководный акустический комплекс (ГАК) (Зотов и др., 1984) позволил проводить исследования рассеяния звука тонально-импульсным методом на глубинах до 6000 м. Результаты, полученные в настоящей работе, целиком основаны на измерениях, проведенных с его помощью в ряде экспедиций.

Комплекс включал глубоководное устройство, размещенное в прочном корпусе диаметром 400 мм, с излучателем и приемником звука, расположенными вне прочного корпуса, и наборную аппаратуру управления и регистрации. Глубоководная часть соединялась с бортовой с помощью кабель-троса КПКТ-6, который имел три токонесущие жилы и стальную оплетку двойного повива.

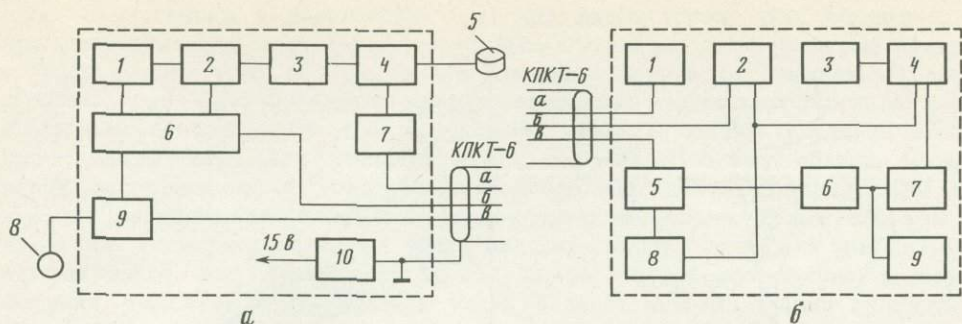


Рис. 64. Функциональная схема глубоководного акустического комплекса
 а — подводная часть; б — бортовая часть

Функциональная схема глубоководного устройства приведена на рис. 64,а. В передающий тракт устройства входили генератор тактовой частоты (1), генератор несущих частот (2), формирователь запуска (3) и мощный тиристорный генератор (4), нагруженный на излучатель (5). Питание мощного генератора производилось от бортового устройства по жиле (а) через буферный накопитель (7).

В приемный тракт глубоководного устройства входили приемник звука (8) и предварительный усилитель (9). Управление всеми режимами излучения и приема осуществлялось блоком управления (6). Питание всех устройств глубоководной части производилось от батареи.

На рис. 68,б представлена функциональная схема бортовой части комплекса. Для питания мощного тиристорного генератора служит блок питания (1). Усилительный тракт включал измерительный усилитель (5), в котором приняты специальные меры, позволяющие устранять возможные перегрузки каскадов. Кроме того, с помощью стробирующего устройства (8) измерительный усилитель мог записываться на время прихода прямого сигнала. Максимальный коэффициент усиления составлял 99 дБ и мог меняться через 10 дБ ("грубо") и через 1 дБ ("точно"). Для устранения возможных наводок измерительный усилитель имел встроенные фильтры высоких частот. Дополнительная фильтрация принятого сигнала в рабочей полосе частот производилась октавным фильтром (6). Регистрация сигнала производилась прецизионным измерительным магнитофоном (7).

При регистрации сигналов на аналоговом магнитофоне одновременно записывался пилот-сигнал с кварцевого генератора (3) через формирователь (4). Пилот-сигнал использовался в качестве частоты квантования при обработке записей на ЭВМ.

Управление глубоководной частью комплекса осуществлялось с помощью командного устройства (2), которое позволяло изменять частоту тонально-импульсной посылки в пределах 2-16 кГц, длительность ее от 10 до 40 периодов несущей частоты, период повторения посылок от 1 до 4 с и коэффициент усиления предварительного усилителя (0 дБ либо 20 дБ).

Методика измерений с помощью ГАКа заключалась в следующем. Прочный корпус с подвешенными к нему на специальных подвесах излучателем и приемником опускался на кабель-тросе и располагался над дном на высоте 10—60 м (рис. 65). Акустический импульс с тональным заполнением вначале достигал приемника звука, расположенного на расстоянии $\sim 1,5$ м (прямой сигнал), потом — дна и, рассеявшись в обратном направлении, возвращался на приемник. Использование одного и того же приемного тракта для регистрации

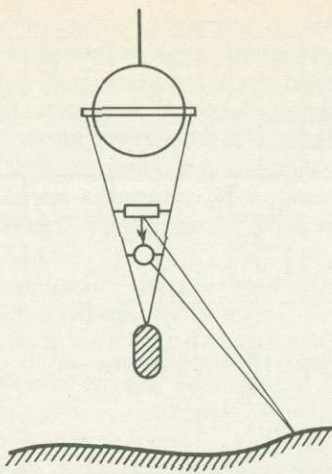


Рис. 65. Схема измерения обратного рассеяния от дна с помощью глубоководного акустического комплекса

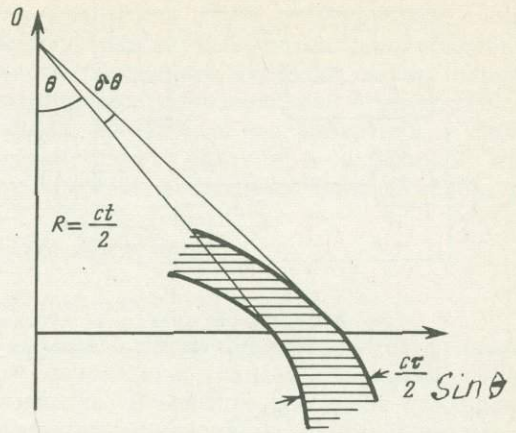


Рис. 66. Схема измерения обратного рассеяния с помощью ненаправленных излучателя и приемника

прямого и рассеянного сигналов делает измерения относительными и не требует абсолютных калибровок приемных и излучающих систем, что является одним из основных достоинств данного метода.

Пренебрегая расстоянием между излучателем и приемником и считая, что они находятся в одной точке, геометрию измерений можно представить следующим образом (рис. 66), где точка 0 — точка излучения-приема. Излученный из точки 0 звуковой импульс достигает дна и озвучивает на нем площадку, имеющую форму кольца, размеры которой связаны с текущим временем t , с длительностью импульса τ и с расстоянием от точки излучения до озвученной площадки $R = ct/2$, где c — скорость звука в воде.

Если длительность импульса невелика, т.е. $\delta\theta \ll \theta$, то площадь кольца S , с которого долго рассеянный в обратном направлении сигнал возвратился в точку приема 0, можно записать в виде

$$S = 2\pi R \sin\theta c\tau / 2 \sin\tau = \pi c\tau R. \quad (3)$$

Обозначив интенсивность излученного сигнала на расстоянии R_0 от источника через I_0 и учитывая, что $I_{\text{пад}} = I_0(R/R_0)^2$, а $W_{\text{рас}} = I_{\text{рас}}R^2$, можно переписать формулу (1) в следующем виде:

$$m = \frac{I_{\text{рас}}}{I_0} \frac{R^3}{\pi c\tau R_0^2}. \quad (4)$$

При проведении экспериментов по рассеянию звука дном океана фактически измеряется не абсолютная интенсивность падающей и рассеянной волн, а звуковое давление. При этом удобнее оперировать не с расстоянием R , а с текущим временем t . Тогда окончательная расчетная формула силы рассеяния звука дном океана может быть записана следующим образом:

$$M_S = 10 \lg \left[\frac{(P_{\text{рас}})^2}{P_{\text{пр}}} \frac{c^2 t^3}{8\pi\tau} \right], \quad (5)$$

где $P_{\text{рас}}$ — амплитуда рассеянного сигнала, $P_{\text{пр}}$ — амплитуда прямого сигнала

нала, приведенная к расстоянию 1 м. Из рассмотрения рис. 66 видно, что при фиксированной длительности импульса τ удаление точки 0 от дна приводит к уменьшению угла $\delta\theta$, т.е. к улучшению углового разрешения. С другой стороны, при фиксированных уровне мощности излученного сигнала и чувствительности приемного тракта удаление точки 0 от дна ухудшает соотношение сигнал/шум при больших углах падения. Поэтому обычно исследования рассеяния звука тонально-импульсной методикой проводят при двух высотах расположения точки излучения-приема над дном. Таким образом для измерения рассеяния на малых углах падения систему излучения-приема располагают выше, что обеспечивает необходимое угловое разрешение, а для измерения рассеяния при больших углах падения для получения лучшего соотношения сигнал/шум систему располагают ближе к дну.

Другим большим преимуществом тонально-импульсного метода исследования рассеивающих свойств дна глубокого океана является возможность получения большого количества реализаций рассеянного сигнала, что позволяет проводить их усреднение по времени. Смена реализаций рассеянных сигналов происходит благодаря дрейфу точки излучения-приема относительно дна.

Проведенные калибровочные работы показали, что в рабочем диапазоне частот ГАК позволяет получить акустическое давление порядка $5 \cdot 10^3$ Па/м при чувствительности гидрофона 100 мкВ/Па и уровне шумов приемного тракта, приведенных ко входу около 0,6 мкВ в полосе частот 2—16 кГц. Такие характеристики позволили проводить измерения, уверенно выделяя рассеянный сигнал над уровнем шумов вплоть до углов падения $\theta=85^\circ$.

Аналоговые записи рассеянных дном сигналов вводились в ЭВМ для расчета угловых зависимостей силы рассеяния звука с усреднением по ансамблю реализаций.

В силу того что при работах ГАК располагался на небольших расстояниях от дна (менее 60 м), затуханием звука в воде можно было пренебречь, поскольку даже для самых скользких углов на рабочих частотах оно составляло доли децибела.

При такой геометрии эксперимента и длительностях тонально-импульсного сигнала 5 мс (для частоты 2 кГц) и 0,6 мс (для частоты 16 кГц) площадь "озвученного" кольца составляла соответственно 1400 и 170 м² для угла падения порядка 45°. При меньших высотах расположения ГАКа над дном соответственно уменьшается и "озвученная" площадь. Подобное пространственное разрешение невозможно получить при работе акустических систем с поверхностью глубокого океана. Поэтому преимущество такого локального метода получения угловых и частотных зависимостей силы рассеяния звука дном океана использовалось для подтверждения данных по картированию дна с помощью сервейеров (приборов, сочетавших гидролокатор бокового обзора с системой излучения-приема сложных сигналов и со спецпроцессором для обработки получаемой информации).

Непосредственно под ГАКом была подвешена фотоустановка, позволяющая проводить плановую съемку дна океана непосредственно под акустическим комплексом в процессе проведения эксперимента. Фотографирование дна проводилось с высоты порядка 3 м. Кроме того, фотоустановка была отъюстирована таким образом, что в поле зрения всегда попадал специальный груз диаметром 10 см, что позволяло оценить линейные размеры объектов съемки.

3.3. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ АКУСТИЧЕСКИМ СПОСОБОМ

На возможность использования свойств рассеянных дном глубокого океана сигналов для индикации залежей полезных ископаемых было указано еще в 1967 г. (Житковский, 1967; Житковский, Лысанов, 1967), позднее были предложены принципы методики проведения подобных работ (Житковский, 1984). Впервые целенаправленные эксперименты по разработке методики разведки ЖМК акустическим способом были поставлены под руководством Ю.Ю. Житковского в 1983 г. на нис "Академик Мстислав Келдыш" в Тихом океане, между разломами Кларин и Клиппертон.

Комплексные экспедиционные работы этого рейса, в которых участвовали два акустических отряда и отряд геоморфологов, показали принципиальную возможность использования рассеянных сигналов для разведки залежей ЖМК (Житковский, 1984; Бреховских и др., 1985; Зотов и др., 1985; Житковский и др., 1986).

Дальнейшее развитие методика акустической разведки залежей ЖМК получила в рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" в 1986 г. в районе Центрально-Индийской котловины на полигоне с размерами 10×12 миль. Так же как и в 1983 г., работы по разведке ЖМК имели комплексный характер. После постановки реперного буя была проведена батиметрическая съемка полигона с помощью узколучевого эхолота (см. рис. 43) и выполнено акустическое картирование дна полигона с помощью сервейеров на частотах 6 и 12 кГц. В результате была получена карта распределения силы обратного рассеяния звука дном полигона, показавшая сильную изменчивость уровня силы рассеяния с характерными горизонтальными масштабами изменчивости порядка сотен метров. По данным сервейерной съемки на полигоне было намечено пять точек, в которых предполагалось как наличие большого количества ЖМК, так и их отсутствие. Все дальнейшие акустические работы с помощью ГАКа были сосредоточены в этих точках, причем судно при этом удерживалось в точке относительно реперного буя.

Геологические пробы грунта, полученные на этом полигоне, показали, что осадки представляли собой преимущественно глинисто-радиоляриевые илы, залегающие слоем 5—7 см, под которыми обычно располагался диатомово-радиоляриевый ил. Плотность осадков колебалась в пределах 1,1—1,22 г/см², пористость — 92—97,8%. Количество и размеры ЖМК в пробах, взятых дночерпателем, были различны в разных точках. Локальные исследования рассеивающих свойств дна океана в намеченных точках были проведены с помощью ГАКа на частотах в диапазоне 2—16 кГц. Как правило, ГАК располагался над дном на двух высотах (20—30 и 40—60 м), что давало возможность охватить больший диапазон углов падения. Все акустические работы сопровождались фотографированием дна непосредственно под ГАКом, в месте проведения работ.

Точки¹, в которых были проведены акустические работы, характеризовались следующими параметрами.

В точке 1 (см. рис. 43) на поверхности дна имелось значительное количество ЖМК, размеры которых составляли 2—8 см, с продуктивностью 10—12 кг/м². Площадь покрытия дна ЖМК, оцененная по фотографиям и дночерпательным пробам, составляла 10—50% (как правило, 30%). В точке 2, отстоящей от точки 1 на 7 миль, конкреции не были обнаружены. В точке 3, по данным сервейерной съемки, наблюдалась пятнистая структура распространения ЖМК на дне. Дночерпательная проба грунта показала наличие в ней ЖМК продуктивностью 5,1 кг/м², в то время как проведенное фотогра-

¹Номера точек, в которых проводились работы с ГАКом, и фотографии дна, полученные установкой ГФУ-6-8, совпадают.

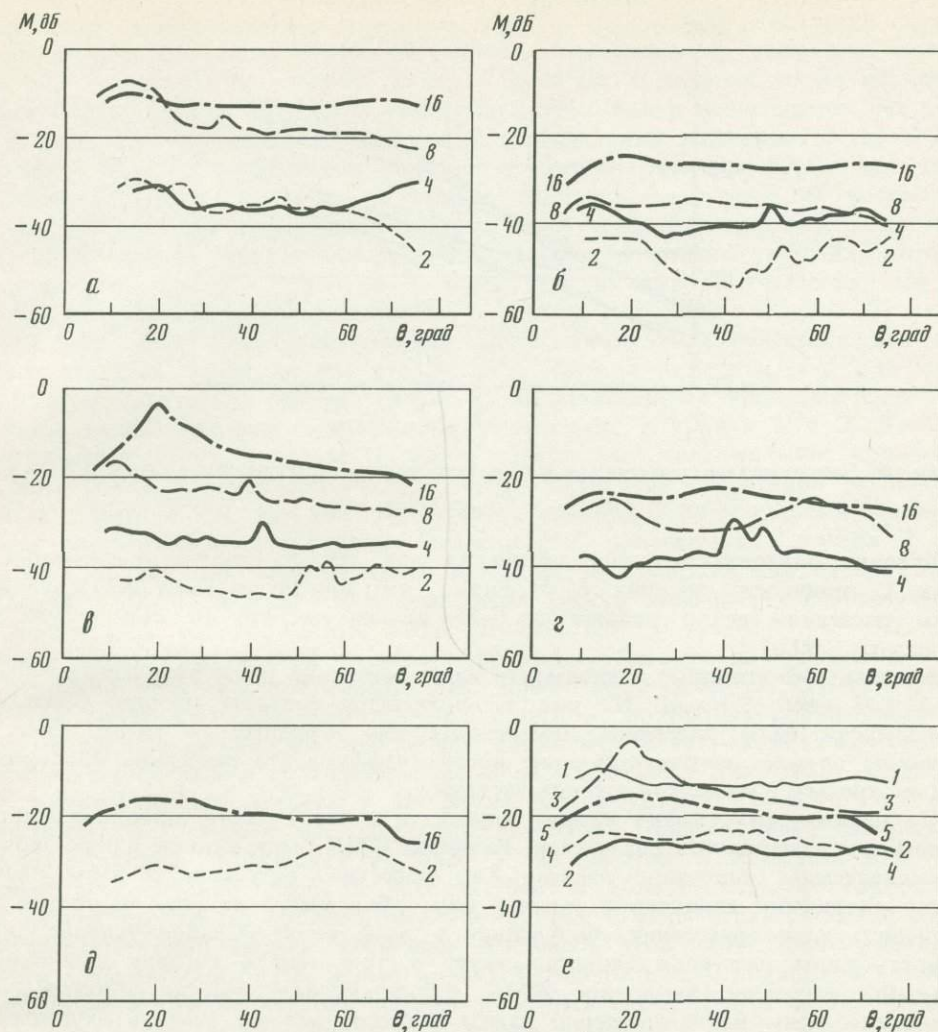


Рис. 67. Угловые зависимости силы обратного рассеяния M (децибеллы)
 Цифрами на графиках обозначены: $a-d$ — частота в кГц, e — номер точки

фирование дна всего в 400 м от места взятия этой пробы показало отсутствие ЖМК.

Точка 4 находилась на склоне за пределами полигона, и проведенное там фотографирование показало отсутствие ЖМК. И наконец, в точке 5 продуктивность ЖМК была 7—8 кг/м², размеры их составляли 2—6 см, а площадь покрытия дна ЖМК — 5—30%.

Расчет угловых и частотных зависимостей силы рассеяния проводился с усреднением по 120 реализациям.

Обратимся теперь к полученным результатам. На рис. 67, a приведены угловые зависимости силы рассеяния звука, полученные в точке 1, где продуктивность ЖМК была наибольшей. Из рассмотрения этих кривых видна слабая угловая зависимость силы рассеяния, практически на всех частотах в диапазоне углов падения от 20 до 70°. Однако уровни силы рассеяния были различны на разных частотах. Так, для частоты 16 кГц сила рассеяния составляла примерно -12 дБ, а для частоты 2 кГц — -35 дБ.

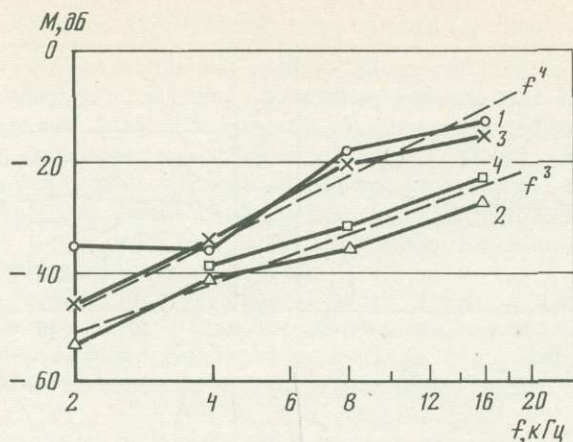


Рис. 68. Частотные характеристики силы обратного рассеяния, полученных в точках 1, 2, 3 и 4

Угловые зависимости силы рассеяния для тех же частот, полученные в точке 2, приведены на рис. 67,б. Видно, что при отсутствии ЖМК уровни силы рассеяния резко падают до -25 дБ на частоте 16 кГц и -50 дБ на частоте 2 кГц.

Аналогичные угловые зависимости силы рассеяния были получены в точках 3, 4 и 5 (рис. 67,в—д). На рис. 68 приведены соответствующие частотные зависимости силы рассеяния, полученные для исследуемых точек. Там же нанесены прямые, соответствующие росту коэффициента рассеяния пропорционально третьей и четвертой степени частоты.

По данным фотографий и проб грунта, в точке 1 ЖМК довольно плотно покрывают поверхность дна океана. Размеры ЖМК были меньше длины волны в исследуемом диапазоне частот. Как известно, рассеяние в этом случае носит рэлеевский характер и именно этим объясняется сильная частотная зависимость силы рассеяния, полученная в этой точке. Слабая угловая зависимость силы рассеяния свидетельствует о том, что в сигнале доминирует объемное рассеяние, вызванное ЖМК, поскольку акустические сопротивление осадков и воды были примерно равны и осадки можно считать акустически прозрачными. При отсутствии на поверхности дна ЖМК, как это было в точке 2, уровень силы рассеяния резко падает, а частотная зависимость идет более полого. Такой результат можно объяснить в рамках модели рассеяния звука на малых по сравнению с длиной волны неоднородностях грунта. Такими неоднородностями могут явиться вкрапления материала, акустическое сопротивление которого отличается от акустического сопротивления грунта (геологические пробы показали незначительное количество мелких конкреций), погребенных в осадках). Тогда с учетом затухания звука в грунте, которое пропорционально первой степени частоты, частотная зависимость коэффициента рассеяния должна быть пропорциональна только третьей степени частоты.

Как видно из рис. 68, частотные зависимости силы рассеяния, полученные в точках 1 и 3, где были обнаружены ЖМК, хорошо аппроксимируются прямой, соответствующей четвертой степени частоты. Частотные зависимости силы рассеяния, полученные для точек 2 и 4, где на поверхности отсутствовали ЖМК, хорошо аппроксимируются прямой, соответствующей третьей степени частоты.

Приведенные на рис. 67,а—д угловые зависимости силы рассеяния являются средними для двух высот расположения ГАКа над дном. В некоторых опытах

угловые зависимости силы рассеяния, полученные для двух высот ГАКа над дном, очень хорошо совпадали друг с другом. В некоторых случаях расхождение достигало 5—10 дБ. Можно отметить, что если для частоты 16 кГц совпадение достаточно хорошее (разброс в худшем случае не превышает 4 дБ), то для частоты 2 кГц расхождение более значительное. На угловых зависимостях наблюдался максимум уровня силы рассеяния, который смещался в сторону меньших углов при увеличении высоты ГАКа над дном. Появление такого эффекта, возможно, связано с тем, что на рассеянный сигнал накладываются сигналы, отраженные от подповерхностных слоев грунта. Этот эффект должен наблюдаться только на низких частотах, которые хорошо проникают в грунт, и отсутствовать на высоких частотах, для которых затухание в грунте существенно.

На рис. 67,е приведены угловые зависимости силы рассеяния для всех исследованных точек на частоте 16 кГц. Можно заметить, что они образуют три группы. В первую группу, с максимальными уровнями силы рассеяния, входят угловые зависимости, полученные в точках 1 и 3. Как уже указывалось выше, в точке 1 было обнаружено максимальное количество ЖМК. Точка 3 характеризовалась весьма пятнистой структурой распространения полей ЖМК на дне. Во вторую группу, с наименьшими уровнями силы рассеяния, входят угловые зависимости, полученные в точках 2 и 4. В этих точках, по всем данным, ЖМК на поверхности дна океана отсутствовали. Можно видеть, что угловая зависимость силы рассеяния, полученная в точке 5, в которой ЖМК было меньше, чем в точке 1, расположилась между верхней и нижней группами кривых. Несмотря на то что в точке 3 не были получены фотографии дна, можно предположить, что при работе в этой точке ГАК располагался над участком, покрытым конкрециями. Из рассмотрения этих зависимостей можно установить четкую связь между уровнем рассеянного сигнала и количеством ЖМК на поверхности дна океана. Подобные же выводы можно сделать и из рассмотрения угловых зависимостей силы рассеяния, полученных на остальных частотах. Лишь угловая зависимость силы рассеяния, полученная в точке 5, на частоте 2 кГц (см. рис. 67,е) имеет неоправданно высокий уровень. Но поскольку, как уже говорилось, на низких частотах в процессе рассеяния большую роль играют нижние подповерхностные слои грунта, возможно именно в этой точке благодаря сложности рельефа полигона коренные породы наиболее близко подходили к поверхности дна и отраженный от подповерхностных слоев грунта сигнал превалировал над сигналом, рассеянным от поверхности дна.

Проведенные эксперименты с ГАКом однозначно подтвердили результаты сервейрной съемки и хорошо согласуются с геологическими данными, что позволяет сделать вывод о перспективности использования сервейров для оконтуривания участков дна, покрытых ЖМК.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные в настоящей книге результаты многолетних исследований железомарганцевых конкреций Индийского океана, так же как и новые данные детального изучения конкреционного поля Центральной котловины, в целом подтверждают высказанные нами ранее представления о том, что конкреционное рудообразование в океане является специфическим элементом глобальной системы пелагического литогенеза. Здесь, как и в Тихом океане, распространение железомарганцевых конкреций, их минеральный и химический состав, морфогенетические типы, особенности локализации рудных полей и залежей, подчинены фундаментальным закономерностям океанского осадочного процесса — циркумконтинентальной, широтной (климатической) и вертикальной (batimетрической) зональностям, которые осложнены локальным влиянием геоморфологических, гидродинамических (придонные течения), литодинамических (переотложение осадков) и биологических (биотурбация) факторов.

Закономерная, безусловно причинно обусловленная, приуроченность полей конкреций к пелагическим фациям показана на обширном фактическом материале из всех крупных океанских бассейнов (Скорнякова и др., 1981; Мурдмаа, 1987). Подтверждается она и в Индийском океане. Именно в его Центральной котловине удастся проследить смену лишенных конкреций приконтинентальных фаций турбидитов и гемипелагитов южной периферии Бенгальского глубоководного конуса конкрециеносными пелагическими фациями глинисто-радиоляриевых илов приэкваториального пояса биогенного кремнеаккумуляции. Если приконтинентальные фации выражают преимущественно терригенный процесс, близкий по своим характеристикам к гумидному морскому литогенезу в понимании Н.М. Страхова (в данном случае — тропическому гумидному типу), то пелагические, мы считаем, следует отнести к особому типу пелагического литогенеза.

Процесс пелагического литогенеза, на наш взгляд, столь специфичен, что его нельзя объединить с приконтинентальным в единый осадочный океанский тип литогенеза, как предлагал в своих последних работах Н.М. Страхов. В то же время этот процесс обладает рядом общих признаков (к ним относится и железомарганцевое рудообразование), что позволяет говорить о его единстве, системной целостности, несводимости к климатическим типам литогенеза А.П. Лисицына (1978, 1981).

Железо-марганцевые конкреции занимают в системе пелагического литогенеза строго определенную позицию: их формирование связано с контактом (барьером) вода—дно. В стадийности пелагического литогенеза это промежуточное звено между седиментогенезом и диагенезом играет особо важную роль, отражающую медленность темпов пелагического осадконакопления, а следовательно, длительность взаимодействия в контактной зоне. Поэтому мы считаем, что процессы на контакте вода—дно следует выделить в самостоятельную стадию пелагического литогенеза, отличную от стадий седиментогенеза и диагенеза.

С другой стороны, как было показано нами ранее (Скорнякова, Мурдмаа, 1986; Мурдмаа, 1987) и подтверждено приведенными в данной работе материалами, стадия раннего диагенеза в пелагическом процессе в значительной мере теряет

свое значение; активность ее сказывается лишь в самом поверхностном слое осадков, главным образом в пределах первых сантиметров, а то и меньше. Только здесь происходит процесс ремобилизации, миграции и осаждения из иловых растворов марганца и ряда цветных металлов, формирующих особый тип рудного вещества конкреций, названный нами "диагенетическим". Поскольку этот полужидкий диагенетически активный поверхностный слой осадков к тому же еще динамически нестабилен, подвержен биотурбации, взмучиванию и эрозии течениями, гравитационному перемещению, поскольку он активно обменивается растворенным и взвешенным осадочным веществом с придонной водой, вероятно, правильнее рассматривать его в качестве части единой контактной зоны, а не как самостоятельную зону раннего диагенеза.

Приняв такое толкование понятия контактной зоны вода—дно, мы избегаемся от искусственного разрыва единого процесса формирования железо-марганцевых конкреций (а также других аутигенных минеральных новообразований) между двумя стадиями пелагического литогенеза. Стадийность (I—IV) пелагического литогенеза представляется тогда в следующем виде:

I. Продуцирование осадочных частиц биологическими процессами в биологически активных поверхностных водных массах океана (минеральные скелетные элементы, пеллеты, органический детрит) — стадия, в каком-то смысле занимающая место стадии мобилизации осадочного вещества по Н.М. Страхову.

II. Седиментация, т.е. транспортировка осадочных частиц главным образом биогенных, включая пеллеты через водную толщу на дно.

III. Процессы в контактной зоне вода—дно (в том числе механические, физико-химические, биохимические, биологические), в конечном счете приводящие к фиксации на дне определенной части мигрирующего осадочного материала в виде осадочных тел.

IV. Диагенез, протекающий целиком в окислительных условиях, при отсутствии источника энергии в виде постседиментационного распада органического вещества, и поэтому лишенный характерной для приконтинентального океанского (сходного с гумидным) литогенеза редукционной зоны, обуславливающей раннедиагенетическую миграцию металлов по известному механизму Н.М. Страхова.

Железо-марганцевые конкреции (а также рудные корки и микроконкреции) формируются на стадии контакта вода—дно либо путем прямого выпадения из придонных вод ионов или коллоидных частиц металлов (седиментационный механизм), либо путем ремобилизации накопившихся в поверхностном слое осадков подвижных форм металлов с последующей их диффузионной миграцией в иловых водах и осаждением на поверхность растущих конкреций (диагенетический механизм). Захоронение и переход к стадии позднего диагенеза в окислительных условиях пелагического литогенеза не приводит к каким-либо существенным изменениям формировавшихся в контактной зоне конкреций.

При обоих указанных механизмах роста конкреций источником рудного вещества служит обезличенный динамический резервуар океанских вод, который пополняется как за счет терригенного выноса с континентов, так и из эндогенных источников, в первую очередь за счет подводной гидротермальной деятельности в осевых зонах спрединга срединно-океанских хребтов. Вопрос о соотношении этих двух источников в общем балансе рудного вещества в океане остается спорным (Батурин, 1986; Волков, 1979; Лисицын, 1983; Лисицын и др., 1985), но нам представляется очевидным, что не оно определяет закономерности распространения железо-марганцевых конкреций и саму возможность их формирования (Скорнякова, Мурдмаа, 1986).

Специфика пелагического литогенеза и конкреционного рудогенеза как его элемента ярко проявляется на стадии подготовки пелагического осадочного материала в биологически активном ("деятельном") поверхностном слое водной толщи океана, где контролируется широтной зональностью биопродуктивности

(Лисицын, 1978, 1981; Мурдмаа, 1987). Основной механизм седиментации в пелагическом литогенезе — биогенный. Его доминирование в пелагической мегафациальной области определяется, однако, не высокой интенсивностью биологических процессов, а чрезвычайно слабым проявлением терригенного осадконакопления вплоть до полного отсутствия.

На самом деле, все океанские бассейны, в том числе и Индийский океан, обрамлены циркумконтинентальными поясами высокой биопродуктивности, достигающей максимума в прибрежных апвеллингах. Это предопределяет высокие темпы продуцирования и накопления биогенного осадочного материала в приконтинентальных фациальных обстановках и большие его абсолютные массы в осадках, на несколько порядков превышающие соответствующие величины для пелагической области. Больше здесь скорости накопления также конкрециеобразующих металлов — железа, марганца и микроэлементов (Лисицын, 1974, 1978; Лисицын и др., 1980, 1985). Более того, высокое содержание и быстрые темпы захоронения органического вещества создают условия для развития раннедиагенетической редукционной зоны и связанных с ней процессов миграции железа и особенно марганца к поверхности осадков. Тем не менее конкреционное рудообразование проявлено лишь локально в крайне ограниченных масштабах, а в большинстве случаев отсутствует. В Индийском океане известно лишь несколько участков, где конкреции встречаются в гемипелагических фациях (см. гл. II). Причина кроется в высоких скоростях осадконакопления, как терригенного, так и биогенного, которые препятствуют развитию и длительному существованию свойственной для пелагического литогенеза контактной зоны вода—дно, где формируются конкреции.

В главах I и II настоящей книги показано, как реализуется в Индийском океане широтная зональность пелагического осадко- и рудообразования в зависимости от поля биологической продуктивности поверхностных вод. Конкреционные поля развиты как в продуктивных, так и в непродуктивных зонах, но только в условиях низких скоростей осадконакопления. При этом обнаруживается подобная описанной в Тихом океане приуроченность диагенетических и седиментационно-диагенетических конкреций, с их специфическим минеральным и химическим составом, к приэкваториальному продуктивному поясу радиоляриевых илов. В непродуктивной (южной аридной) зоне развиты только конкреции седиментационного типа. Возникает вопрос, каким образом рудный процесс на дне связан с биопродуктивностью поверхностных вод. На примере Тихого океана мы показали (Скорнякова, Мурдмаа, 1986), что эта связь, скорее всего, осуществляется через седиментационный поток органического вещества, поступление которого в осадки контролирует возможность раннедиагенетической ремобилизации марганца, приводящей к относительному обогащению им диагенетического рудного вещества. Такой же механизм действует, очевидно, и в радиоляриевом поясе Индийского океана.

Что же касается интенсивности биогенной поставки на дно конкрециеобразующих металлов, прямо зависящей от биопродуктивности, то существенного влияния она на количество и состав конкреций как будто не оказывает, если не считать некоторого сдвига в соотношении никеля и меди в пользу последней в конкрециях радиоляриевого пояса, возможно вызванного усиленной поставкой меди в составе кремнистых скелетов радиолярий.

Региональные, а особенно локальные закономерности распространения, изменчивости состава и морфогенетических типов конкреций контролируются процессами в контактной зоне вода—дно, где происходит рост конкреций и формирование их рудных скоплений. Конкреционное рудообразование зависит от действия механических (гидродинамических, литодинамических), физико-химических (растворение и выпадение из растворов, окислительно-восстановительные реакции, диффузия и фильтрация растворов), биологических и биохимических (деятельность

бактерий, биотурбация) процессов, в совокупности определяющих характер фациальных обстановок на дне и их конкреционность.

Отмеченная в главах II и IV преимущественная приуроченность конкреций к абиссальным фациям дна котловин, вблизи или глубже КГК, обусловлена универсальным для пелагического литогенеза процессом растворения планктонного CaCO_3 (фораминифер и кокколитов) на поверхности осадков. Частичное (глубже лизоклина) или полное (ниже КГК) растворение наиболее быстро накапливающегося биогенного компонента CaCO_3 способствует формированию конкреций и их рудных залежей, прежде всего из-за соответствующего снижения темпов аккумуляции осадков. Кроме того, при растворении биогенных карбонатных частиц высвобождаются содержащиеся в них железо и другие конкрецьеобразующие металлы, что, по мнению ряда исследователей, служит непосредственным источником рудного вещества в придонных водах и в поверхностном слое осадков.

Рассмотренные в предыдущих главах материалы о распространении полей повышенных концентраций конкреций в Индийском океане и локализации их рудных залежей демонстрируют важную, в ряде случаев решающую роль динамики природных вод в процессах рудообразования на контакте вода—дно. Действием интенсивных придонных течений, обуславливающих эрозию и неотложение осадков, объясняется возникновение приантарктического пояса конкреций при относительно высоких средних скоростях биогенного осадконакопления. Этот же динамический фактор обусловил формирование плотных залежей конкреций в полях Диамантина, Крозе и других (см. гл. II). Сказывается его влияние, как видно из материалов главы IV, и на распространение конкреций в Центральной котловине, в пределах приэкваториального пояса радиоляриевых илов. Стратиграфическое положение конкреций, захороненных в толще осадков, вероятно, свидетельствует об эпохах усиления придонной циркуляции, которые увязываются с эволюцией оледенения Антарктиды (см. гл. II). Длительная экспозиция обнаженных поверхностей скалистого дна, поддерживаемая высокой гидродинамической активностью придонных вод, является необходимым условием устойчивого роста седиментационных железо-марганцевых корок на подводных горах и возвышенностях.

Во всех этих случаях придонные течения выступают не только в качестве фактора замедления (до нулевых и отрицательных величин) скоростей осадконакопления, но также в роли поставщика растворенного (или коллоидного) рудного вещества к растущим конкреционным образованиям седиментационного типа. Без активного водообмена, при имеющихся низких концентрациях рудных компонентов в растворе (придонных водах), устойчивый седиментационный механизм роста конкреций и корок был бы невозможен.

Диагенетический механизм роста конкреций в специфических условиях глинисто-радиоляриевых илов приэкваториальной зоны, описанный на примере Центральной котловины Индийского океана (см. гл. IV), а ранее изученный в радиоляриевом поясе Тихого океана (Скорнякова, Мурдмаа, 1986), также предполагает участие придонных течений. Но если формированию седиментационных конкреций и корок способствуют сильные устойчивые течения, то предлагаемый нами механизм диагенетического роста требует неравномерных, пульсирующих скоростей течений, попеременно то намывающих на конкреции "питательную среду" в виде полужидкого диагенетически активного слоя ила, то смывающих этот слой, обнажая поверхность конкреций воздействию придонных вод. Подробнее этот механизм выявлен на основании структурно-текстурных, минералогических и геохимических исследований в главах II и IV.

Какие же особенности контактной зоны вода—дно приводят к тому, что диагенетический рудный процесс развит только в определенных фациях глинисто-радиоляриевых илов приэкваториального пояса, а в других зонах и фациальных обстановках доминирует, или даже является единственным, седиментационный механизм? Суммируя сказанное по этому поводу в главах данной книги и в предшест-

вовавших публикациях по Тихому океану (Скорнякова, 1984; Скорнякова, Мурдмаа, 1986), можно предположить, что главную роль играет развитие в таких фациях специфического полужидкого поверхностного слоя радиоляриевых илов, представляющего собой по физическому состоянию нечто промежуточное между густой суспензией и осадком и служащего "питательной средой" для диагенетического механизма рудного вещества конкреций. Некоторые вопросы состава, мощностей и происхождения этого слоя рассмотрены в главах III и IV.

В целом мы пришли к выводу, что ремобилизация в диагенетически активном слое марганца как главная предпосылка формирования диагенетического типа рудного вещества с его высокими величинами отношения Mn/Fe, обусловлена распадом дееспособного органического вещества в окислительной среде. При этом расходуется значительная часть растворенного в иловой воде кислорода и снижается Eh, что создает условия для частичного восстановления марганца и его перехода в иловый раствор, где он мигрирует и осаждается на поверхности растущих конкреций снизу и сбоку (асимметричный тип СД) или со всех сторон (тип Д), если конкреции засыпаются илом целиком. Обнаруженный в Центральной котловине новый тип седиментационно-диагенетических конкреций с чередованием диагенетических и седиментационных слоев рудного вещества отражает, вероятно, периодичность периодов захоронения и обнажения в результате длиннопериодных флюктуаций придонных течений.

Связь диагенетического механизма с радиоляриевыми илами мы объясняем в первую очередь несколько усиленным седиментационным потоком органического вещества в приэкваториальной биопродуктивной зоне. Кроме того, существенную роль играют, по-видимому, физические свойства радиоляриевого ила, способного удерживать большой объем (до 90%) поровой воды, облегчая тем самым диффузию в них растворенных компонентов. В формировании гомогенного полужирного поверхностного слоя значительную роль играет биотурбация, которая способствует "затаскиванию" в ил дееспособного органического вещества и путем перемещения осадка выводит обогащенные ремобилизованными растворенными металлами иловые воды к поверхности.

Все эти факторы проявлены слабо или отсутствуют в фациях пелагических глин, где зона контакта вода—дно ограничена собственно поверхностью дна, чем и обусловлено отсутствие здесь диагенетических конкреций.

Таким образом, конкреционное рудообразование в Индийском океане хорошо вписывается в систему пелагического литогенеза, отражая одну из его основных стадий, которая охватывает процессы на контакте вода—дно. Раскрытие сущности этой стадии следует считать одной из ключевых задач исследований пелагического литогенеза и неразрывно связанного с ней осадочного рудообразования в океане.

ЛИТЕРАТУРА

- Андерсон Р.С. Статистическая корреляция между физическими свойствами и скоростью звука в осадках // Акустика морских осадков: Пер. с англ. М.: Мир, 1977. С. 438—480.
- Андреев С.И., Казмин Ю.Б., Егиазаров Б.Х. и др. Распространение железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции Мирового океана. Л.: Недра, 1984. С. 18—61.
- Андрущенко П.Ф. Минеральный состав и текстуры железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 129—189.
- Аникеева Л.И., Андреев С.И., Казмин Ю.Б. и др. Морфология железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции Мирового океана. Л.: Недра, 1984. С. 62—104.
- Артемьев В.А., Бабошин Ю.Б., Ломоносов Ю.И. и др. Гидролокатор бокового обзора дальнего действия // Океанология. 1983. Т. 23, N 6. С. 1053—1056.
- Бабинец А.Е., Емельянов В.А., Митропольский А.Ю. и др. Физико-механические свойства донных осадков Черного моря. Киев: Наук. думка, 1981. 204 с.
- Базилевская Е.Г. Железо-марганцевые рудопроявления в осадочной толще океанского дна (по данным глубоководного бурения) // Литология и полез. ископаемые. 1981. N 5. С. 38—50.
- Батурин Г.Н. Геохимия железо-марганцевых конкреций океана // М.: Наука, 1986. С. 186—260.
- Безруков П.Л. Распределение железо-марганцевых конкреций на дне Индийского океана // Океанология. 1962а. Т. 2, N 6. С. 1014—1019.
- Безруков П.Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане // Тр. Океаногр. комис. 1962б. Т. 10, вып. 3. С. 3—8.
- Безруков П.Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1964. Т. 64. С. 182—201.
- Безруков П.Л. 43-й рейс н/с "Витязь" в центральной части Тихого океана // Океанология. 1969. Т. 9, N 1. С. 193—200.
- Безруков П.Л. Общие черты осадкообразования в Тихом океане // Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. Кн. 2. С. 301—321.
- Безруков П.Л. Геологические полигоны и их значение для исследования геологического строения дна океана // Океанология. 1973а. Т. 13, N 5. С. 280—283.
- Безруков П.Л. Основные научные результаты 54-го рейса нис "Витязь" в Индийском океане (февраль—март 1972) // Океанология. 1973б. Т. 13, N 5. С. 921—925.
- Безруков П.Л. Железо-марганцевые конкреционные руды // Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 345—360.
- Безруков П.Л., Андрущенко П.Ф. Железо-марганцевые конкреции Индийского океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. N 7. С. 3—20.
- Безруков П.Л., Андрущенко П.Ф. К геохимии железо-марганцевых конкреций Индийского океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. N 9. С. 17—37.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П. Распределение органического углерода в донных осадках // Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975. С. 128.
- Безруков П.Л., Богданов Ю.А., Мурдма И.О., Романкевич Е.А. Донные осадки рифтовой зоны Индийского океана // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 1. С. 195—218.
- Безруков П.Л., Скорнякова Н.С., Мурдма И.О. Вопросы генезиса железо-марганцевых конкреций Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 241—249.
- Белявский Г.А. Физико-механические свойства донных осадков северной части Индийского океана. Киев.: Наук. думка, 1977. 117 с.
- Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. Фораминиферовый лизоклин и критические уровни карбоната накопления в Индийском океане // Литология и полез. ископаемые. 1984а. N 6. С. 57—66.
- Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. Критические уровни карбоната накопления в Индийском океане // Докл. АН СССР. 1984б. Т. 277, N 13. С. 652—655.
- Бергер В. Глубоководное осадконакопление // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 239—272.

- Бреховских Л.М., Житковский Ю.Ю., Захлестин А.Ю., Савельев В.В.* Рассеяние звука железомарганцевыми конкрециями // Акуст. журн. 1985. N 4. С. 568—569.
- Бурмистрова И.И., Беляева Н.В.* Глубоководные фораминиферовые комплексы как показатель фациальной обстановки (на примере Индийского океана) // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 184—194.
- Васильева В.Е.* Захоронение органического углерода в четвертичных осадках Тихого океана // Океанология. 1987. Т. 27, N 3. С. 450—456.
- Волков И.И.* Железо-марганцевые конкреции // Океанология. Химия океана. Т. 2: Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. С. 414—467.
- Воловова Л.А., Житковский Ю.Ю.* Определение некоторых параметров неровностей дна океана акустическим методом // Океанология. 1966. Т. 6, N 6. С. 1080—1085.
- Воловов В.И., Житковский Ю.Ю.* Отражение и рассеяние звука дном океана // Акустика океана. М.: Наука, 1974. С. 395—490.
- Геодекян А.А., Розанов А.Г.* Железо-марганцевые конкреции Мозамбика // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, N 6. С. 1630—1631.
- Геолого-геофизический атлас Индийского океана // М.: Изд-во АН СССР; ГУГК, 1975. 151 с.
- Горбунова З.Н.* Распределение глинистых минералов в осадках Индийского океана // Океанология. 1966. Т. 6, вып. 2. С. 267—276.
- Гордеев Е.И.* Количественное распределение взвеси в поверхностных водах северной части Индийского океана // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1964. Т. 64. С. 201—213.
- Гордеев Е.И.* Количественное распределение взвеси в толще вод северной и центральной частей Индийского океана // Океанология. 1970. Т. 10, вып. 1. С. 76—86.
- Горшков А.И.* Применение микродифракции электронов для получения базальных рефлексов от пластинчатых слоистых силикатов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. N. С. 133—138.
- Горяинов И.Н., Горяинова Г.И.* К вопросу о "непотопляемости" железомарганцевых конкреций // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, N 2. С. 432—437.
- Губанов Ю.Н., Зайцев А.Л., Захаров А.И.* и др. Вопросы цифровой обработки акустических сигналов гидролокатора бокового обзора с частотно-модулированным зондирующим сигналом // Тез. докл. 2-го Всесоюз. съезда океанологов. Севастополь, 1982. Вып. 8. С. 134.
- Дворецкая О.А.* Осадки Индийского океана южнее о-ва Цейлон // Литол. и полез. ископаемые. 1971. N 4. С. 76—86.
- Демиденко Е.Л., Попов В.П.* Некоторые черты глубоководного осадконакопления в западной части Центральной котловины Индийского океана // Океанология. 1977. Т. 17, N 4. С. 672—674.
- Демиденко Е.Л., Казарина Г.Х., Свальнов В.Н.* Неоген-четвертичное осадконакопление в Центральной котловине Индийского океана в связи с изменением палеогеографической обстановки // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1989. N 6.
- Евсюков Ю.Д.* Изучение детального строения дна в северной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, N 6. С. 1441—1444.
- Евсюков Ю.Д.* Изучение рельефа дна в 11-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш". М., 1987. 22 с. Деп. в ВИНТИ 14.01.87, N 312-В.87.
- Железо-марганцевые конкреции Мирового океана. Л.: Недра, 1984. С. 174.
- Житковский Ю.Ю.* Исследование рассеяния звука дном океана // Тр. Акуст. ин-та. 1967. N 2. С. 118—130.
- Житковский Ю.Ю.* Сопоставление импульсного (взрывного) и тонально-импульсного методов измерения силы рассеяния звука дном океана // Тр. Всесоюз. акуст. конф. М., 1973. С. 88—91.
- Житковский Ю.Ю.* Акустические исследования в океане // Земля и Вселенная. 1984. N 3. С. 88—93.
- Житковский Ю.Ю., Лысанов Ю.П.* Акустические методы разведки полезных ископаемых на дне океана // Тез. докл. Всесоюз. межвузов. науч. конф. М.: Горн. ин-т, 1967.
- Житковский Ю.Ю., Захлестин А.Ю., Зотов А.И.* и др. Дистанционное акустическое зондирование железомарганцевых конкреций // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, N 3. С. 697—699.
- Житковский Ю.Ю., Захлестин А.Ю., Каевичер В.И.* и др. Исследование рассеяния звука дном океана с железомарганцевыми конкрециями // Тез. докл. Всесоюз. шк. по техн. средствам и методам исследования Мирового океана. М., 1987. С. 119.
- Значко-Яворский Г.А.* Морские геологические работы // Тр. Сов. Антаркт. экспедиции. Л., 1971. Т. 54. С. 200—208.
- Зотов А.И., Фокин А.В.* Об исследовании локальных характеристик рассеяния звука дном глубокого океана // Океанология. 1985. Т. 25, N 2. С. 219—223.
- Зотов А.И., Кузнецов В.Н., Савельев В.В.* Глубоководный комплекс для гидроакустических исследований // Океанология. 1984. Т. 24, N 1. С. 175—179.
- Иванова Е.В.* Палеоокеанология Индийского океана и Красного моря в позднечетвертичное время // Докл. 27-го МГК. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 162—171.
- Ильин А.В.* Характеристики дна океана, важные для акустики // Акустика океана: Современное состояние. М.: Наука, 1982. С. 226—242.
- Индийский океан. Батиметрическая карта масштаба 1:10000000. М.: ГУГК, 1977.
- Исаева А.Б.* Химический состав железомарганцевых конкреций Индийского океана // Литология и полез. ископаемые. 1967. N 3. С. 43—56.

- Казарина Г.Х. Диатомей в верхнемиоценовых плейстоценовых осадках восточной части тропической области Индийского океана // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 5—18.
- Канаев В.Ф. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. С. 266.
- Кара В.И., Евсюков Ю.Д. Детальное исследование рельефа дна на полигоне в пределах западного борта трога Индранги. М., 1987. 22 с. Деп. в ВИНТИ 20.04.87, N 2764—В.87.
- Кашинцев Г.Л. Новые данные об изверженных и метаморфических породах северо-восточной части Индийского океана // Океанология. 1973. Т. 13, вып. 5. С. 848—851.
- Кеннетт Дж. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 1. 384 с.; Т. 2. 397 с.
- Клей К., Медвин Г. Акустическая океанография. Основы и применения. М.: Мир, 1980. 580 с.
- Кобленц-Мишке О.И. Первичная продукция. Биологическая структура океана // Биология океана. М.: Наука, 1977. Т. 1. С. 62—65.
- Кобленц-Мишке О.И., Волковинский В.В., Кабанова Ю.Г. Первичная продукция планктона Мирового океана // Программа и методика изучения биоценозов водной среды. М.: Наука, 1971. С. 66—84.
- Кобранова В.Н., Извеков Б.И. и др. Определение петрофизических характеристик по образцам. М.: Недра, 1977. 432 с.
- Козлова О.Г. Количественное распределение и видовой состав диатомей и силикофлагеллат в поверхностном слое осадков Индийского океана // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадкообразования в океанах и морях. М.: Наука, 1969. С. 28—51.
- Крашенинников В.А., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б. и др. Стратиграфия плиоценовых и четвертичных осадков Восточно-Тихоокеанского хребта и Галапагосской спрединговой зоны по планктонным микроорганизмам // Систематика, экология и биостратиграфическое значение микроорганизмов. М.: Наука, 1983. Вып. 26. С. 94—184.
- Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы // Изд-во иностр. лит., 1954. 424 с.
- Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. С. 72—190.
- Кругликова С.Е. Радиолярии в поверхностном слое осадков Тихого океана // Тихий океан. Биология. Микрофлора и микрофауна в осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969. С. 115—126.
- Левитан М.А., Гордеев В.В. Морфология и химический состав железно-марганцевых конкреций центральной части Индийского океана // Литология и полез. ископаемые. 1981. N 5. С. 27—50.
- Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П. Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана // Геотектоника. 1985. N 1. С. 15—23.
- Левыкина И.Е. Стратиграфия неогеновых отложений северо-западной части Тихого океана по радиоляриям. М.: Наука, 1986. С. 1—117. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 413).
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лисицын А.П. Зональность природной среды и осадкообразование в океанах // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 5—44.
- Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии в океане и их биогеохимическое значение // Биогеохимия в океане. М.: Наука, 1983. С. 201—273.
- Лисицын А.П., Живаго А.В. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1958. N 3. С. 22—36.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Левитан М.А. и др. История мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане // Океанология. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980а. С. 407—427.
- Лисицын А.П., Гурвич Е.Г., Лукашин В.Н. и др. Геохимия элементов-гидролизатов. М.: Наука, 1980б. 240 с.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гордеев В.В. и др. Металлоносные осадки Индийского океана. М.: Наука, 1987. 166 с.
- Лисицын А.П., Гордеев В.В., Демина Л.Л., Лукашин В.Н. Геохимия марганца в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 3. С. 3—29.
- Лисицын А.П., Левитан М.А., Мухина В.В., Ушакова М.Г. Новые находки дочетвертичных отложений в центральной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1981. T. 273, N 6. С. 1446—1448.
- Лисицын Н.А., Бутузова Г.Ю. Литолого-фациальные типы донных осадков западной части Индийского океана: Профиль о. Мадагаскар — Центральная котловина // Литология и полез. ископаемые. 1981. N 6. С. 3—12.
- Лисицын Н.А., Бутузова Г.Ю. Литолого-фациальная характеристика плейстоцен-голоценовых осадков Индийского океана // Геохимия диагенеза осадков Индийского океана. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1985. С. 6—25.
- Лукашин В.Н. Геохимия микроэлементов в процессах осадкообразования в Индийском океане. М.: Наука, 1981. 184 с.
- Марина М.М., Левитан М.А., Люцарев С.В. Органический углерод в голоценовых отложениях северо-западного шельфа Баренцева моря // Океанология. 1984. T. 24, вып. 2. С. 285—288.
- Мурдма И.О. Эдафогенные обломочные отложения современных океанов // Палеонтология: Морская геология: Междунар. геол. конгр. XXV сес.: Докл. Сов. геологов. М.: Наука, 1976. С. 156—165.
- Мурдма И.О. Океанские фации // Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 269—307.
- Мурдма И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.

Мурдма И. О., Иванова Е. В. Глубоководные фауны: современные и времени последнего оледенения // Литология и полез. ископаемые. 1987. N 1. С. 3—16.

Мурдма И. О., Скорнякова Н. С., Агапова Г. В. Фациальная обстановка распространения железо-марганцевых конкреций в Тихом океане // Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 7—11.

Нейман В. Г. Новые карты течений Индийского океана // Докл. АН СССР. 1970. Т. 195, N 4. С. 948—952.

Непрочнов Ю. П. 31-й рейс нис "Дмитрий Менделеев" 18 ноября 1983 г. — 14 марта 1984 г. // Океанология. 1985. Т. 25, вып. 2. С. 361—365.

Петелин В. П. Формирование минерального состава глубоководных осадков // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 207—219.

Петрушевская М. Г. Радиолярии отрядов Spumellaria и Nassellaria Антарктической области // Исследование фауны морей. Результаты биологических исследований Советской Антарктической экспедиции (1955—1958). М.; Л.: Наука, 1967. С. 5—186.

Петрушевская М. Г. Биостратиграфия глубоководных четвертичных осадков по данным радиоляриевого анализа // Океанология. 1972. Т. 12, N 1. С. 71—86.

Петрушевская М. Г. Радиолярии (полицистина) в донных осадках Индийского океана как индикаторы гидрологических условий // Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. С. 44—45.

Розанов А. Г., Тримонис Э. С. Железо-марганцевое рудообразование в районе материкового склона Юго-Восточной Африки // Геохимия диагенеза осадков Индийского океана. М., 1985. С. 34—44.

Розанова Т. В. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 174—194.

Розанова Т. В., Штеренберг Л. Е. О карбонатонакоплении в пределах срединных хребтов и абиссальных впадин западной части Индийского океана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, вып. 6. С. 146.

Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.

Свальнов В. Н. Этмодискусусовые илы восточной части Индийского океана // Океанология. 1974. Т. 14, вып. 5. С. 859—863.

Свальнов В. Н. Влияние островного вулканизма на осадкообразование в Индийском океане // Океанология. 1981. Т. 21, вып. 5. С. 855—864.

Свальнов В. Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1983. 192 с.

Свальнов В. Н. Закономерности формирования осадков, вмещающих железо-марганцевые конкреции // Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986а. С. 104—108.

Свальнов В. Н. Геохимические неоднородности в разрезах пелагических осадков как показатель перерывов седиментации // Литология и полез. ископаемые. 1986б. N 6. С. 28—44.

Свальнов В. Н., Гордеев В. В. Химический состав осадков // Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 68—88.

Свальнов В. Н., Демиденко Е. Л. Эволюция приэкваториального пояса биогенного кремнеаккумуляции в Индийском океане // Океанология. 1982. Т. 22, вып. 1. С. 80—86.

Свальнов В. Н., Рудакова А. Н. Состав крупноалевритовой фракции современных осадков восточной части Индийского океана // Литология и полез. ископаемые. 1976. N 2. С. 35—46.

Свальнов В. Н., Шевченко А. Я. К вопросу о распространении глинистых минералов в осадках восточной части Индийского океана // Океанология. 1977. Т. 17, вып. 5. С. 855—861.

Свальнов В. Н., Беляева Н. В., Демиденко Е. Л. и др. Комплексное исследование турбидитов в восточной части Индийского океана // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 100—126.

Свальнов В. Н., Демиденко Е. Л., Мухина В. В. Скорости осадконакопления в восточной части Индийского океана // Докл. АН СССР, 1976. Т. 227, N 2. С. 465—468.

Свальнов В. Н., Мурдма И. О., Репечко М. А., Демиденко Е. Л. Вулканический материал в четвертичных отложениях восточной части Индийского океана // Океанология. 1976. Т. 16, вып. 3. С. 479—487.

Свифт Д. Осадкообразование в пределах континентального шельфа // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. С. 132—155.

Серова В. В., Лисицын А. П., Мурдма И. О. Кварц и полевые шпаты в глубоководных осадках Тихого и Индийского океанов // Литология и полез. ископаемые. 1975. N 6. С. 36—49.

Скорнякова Н. С. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана // Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 190—240.

Скорнякова Н. С. Региональные вариации состава железо-марганцевых конкреций Индийского океана // Литология и полез. ископаемые. 1983. N 4. С. 117—128.

Скорнякова Н. С. Морфогенетические типы Fe—Mn конкреций радиоляриевого пояса Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1984. N 6. С. 67—83.

Скорнякова Н. С. Локальные вариации полей железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 109—184.

Скорнякова Н. С., Ванштейн Б. Г. Железо-марганцевые конкреции Индийского океана (результаты статистической обработки данных) // Литология и полез. ископаемые. 1983. N 2. С. 86—98.

Скорнякова Н.С., Зенкевич Н.Л. Распределение железо-марганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана // *Океанология*. 1961. Т. 1, N 1. С. 85—94.

Скорнякова Н.С., Зенкевич Н.Л. Закономерности пространственного распространения железо-марганцевых конкреций // *Железо-марганцевые конкреции Тихого океана*. М.: Наука, 1976. С. 37—81.

Скорнякова Н.С., Мурдма И.О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана // *Литология и полез. ископаемые*. 1968. N 6. С. 17—37.

Скорнякова Н.С., Мурдма И.О. Процессы формирования железо-марганцевых конкреций радиоляриевого пояса // *Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана*. М.: Наука, 1986. С. 297—319.

Скорнякова Н.С., Батулин Г.Н., Заикин В.Н. Молибден в осадках и конкрециях Тихого океана // *Геохимия*. 1986. N 12. С. 1800—1805.

Скорнякова Н.С., Безруков П.Л., Базилевская Е.С., Гордеев В.В. Железо-марганцевые конкреции восточной части Индийского океана (зональность и локальная изменчивость) // *Литология и полез. ископаемые*. 1979. N 3. С. 3—18.

Скорнякова Н.С., Гордеев В.В., Кузьмина Т.Г. Локальная изменчивость железо-марганцевых конкреций в пределах радиоляриевого пояса Тихого океана // *Литология и полез. ископаемые*. 1981. N 5. С. 79—90.

Скорнякова Н.С., Мурдма И.О., Горбунова З.Н., Зенкевич Н.Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана // *История Мирового океана*. М.: Наука, 1971. С. 148—173.

Свининников А.И., Марков Ю.Д., Леликов Е.П., Грамм-Осипов Л.М. Физические свойства осадков северо-западной части Тихого океана // *Тихоокеанская геология*. 1984. N 1. С. 8—12.

Соколов В.С. Определение реакционноспособных форм железа и марганца в морских осадках // *Химический анализ морских осадков*. М.: Наука, 1980. С. 28—42.

Соколова М.Н. О глобальном распространении трофических областей на ложе океана // *Докл. АН СССР*. 1979. Т. 246, N 1. С. 250—254.

Соколова М.Н. Питание и трофическая структура глубоководного макробентоса. М.: Наука, 1986. 208 с.

Страхов Н.М. Диагностические осадки и его значение для осадочного рудообразования // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1953. N 5. С. 12—49.

Сычев П.М., Воробьев В.М., Лютая Л.М. и др. Складчатые деформации осадочного чехла юго-запада Бенгальского залива: Индийский океан // *Тихоокеанская геология*. 1987. N 1. С. 25—37.

Фаустов С.С., Большаков В.А., Вирина Е.И., Демиденко Е.Л. Методы применения магнетизма горных пород и палеомагнетизма в изучении плейстоцена // *Палеогеография: (Итого науки и техники)*. М.: ВИНТИ, 1986. Т. 3. 195 с.

Хальбах П., Путеев Д. Богатые кобальтом железо-марганцевые корки из районов подводных гор центральной части Тихого океана — состав и образование // *Геология Мирового океана: Докл. 27-й сес. МГК*. М., 1984. Т. 6, ч. 1. С. 19—27.

Харленд У.Б., Кока А.В. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 144 с.

Хворова И.В., Серова В.В., Горбунова З.Н. Влияние речных выносов на глубоководное осадконакопление (на примере Центральной котловины Индийского океана) // *Литология и полез. ископаемые*. 1983. N 3. С. 3—15.

Хэмптон Л. Акустика морских осадков: Пер. с англ. М.: Мир, 1977. 533 с.

Шахов М.Н. О скорости продольных волн в материале железо-марганцевых конкреций // *Океанология*. 1984. Т. 24, N 2.

Шнюков Е.Ф., Красовский К.С. Погребенные железо-марганцевые конкреции Индийского океана // *Геологический журнал*. Киев: Наук. думка, 1983. N 1. С. 62—72.

Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н. Железо-марганцевые конкреции Индийского океана // *Геологический журнал*. Киев: Наук. думка, 1980. Т. 40, N 2. С. 46—70.

Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н. Экзогенная металлогения: (Железо-марганцевые конкреции. Основные поля) // *Геология и металлогения северной и экваториальной части Индийского океана*. Киев: Наук. думка, 1984. С. 107—116.

Успенская Т.Ю., Скорнякова Н.С. Железо-марганцевые конкреции и корки северо-западной части Тихого океана // *Литология и полез. ископаемые*. 1987. N 3. С. 26—34.

Успенская Т.Ю., Горшков А.И., Сивцов А.В. Минеральный состав и внутреннее строение Fe-Mn конкреций из зоны разломов Клариян—Клиппертон // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1987. N 3. С. 91—100.

Успенская Т.Ю., Горшков А.И., Сивцов А.В. Внутреннее строение и минеральный состав океанических конкреций седиментационного типа // *Изв. АН СССР*. 1988. N 5.

Челищев Н.Ф. Роль ионного обмена при глубоководном океаническом минералообразовании // *Геохимия*. 1985. N 4. С. 540—547.

Челищев Н.Ф., Грибанова Н.К. О ионообменном равновесии глубоководных океанических конкреций с морской водой // *Геология руд. месторождений*. 1983а. N 3. С. 100—102.

Челищев Н.Ф., Грибанова Н.К. Сорбционные свойства железо-марганцевых океанических конкреций // *Геохимия*. 1983б. N 5. С. 770—777.

Чудаев О.В. Минералы марганца // *Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана*. М.: Наука, 1986. С. 185—191.

Чухров Ф.В., Горшков А.И. Минералогия керченских руд // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1987а. N 1. С. 60—77.

- Чухров Ф.В., Дриц В.А., Горшков А.И. О структурных преобразованиях окислов марганца океанических Fe-Mn конкреций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. N 1. С. 3—14.
- Чухров Ф.В., Зяглиц Б.Б., Горшков А.И. и др. Ферроксицит — новая модификация FeOОН // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N 5. С. 5—24.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Рудницкая Е.С. и др. О вернадите // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978а. N 6. С. 5—19.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Рудницкая Е.С., Сивцов А.В. К характеристике бернессита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978б. N 9. С. 67—75.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Сивцов А.В., Березовская В.В. О структурных разновидностях тодорокита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978в. N 12. С. 86—95.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Витовская И.В. и др. Кристаллохимическая природа Со-Ni-абсо-лана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 6. С. 73—81.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Ермилова Л.П. и др. Минеральные формы нахождения марганца и железа в осадках океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 4. С. 5—21.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. Смешанослойные минералы асболан-бузерит и асболан в океанических железо-марганцевых конкрециях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983а. N 5. С. 91—99.
- Чухров Ф.В., Штеренберг Л.Е., Горшков А.И. и др. О природе 10 Å марганцевого минерала Fe-Mn океанических конкреций // Литология и полез. ископаемые. 1983б. N 3. С. 33—41.
- Штеренберг Л.Е. Главные марганцевые минералы океанических железо-марганцевых конкреций // Литология и полез. ископаемые. 1978. N 1. С. 32—49.
- Andrews J.E., Craig J.D., Hardy W.A. Investigation of the Deep-sea floor by side-scan sonar techniques. Central Eastern Pacific // Deep-Sea Res. 1977. Vol. 24, N 11. P. 975—985.
- Aplin C.A., Cronan D.S. Ferromanganese oxide deposits from the Central Pacific ocean. I. Encrustations from the Line Island Archipelago // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. Vol. 49. P. 427—436.
- Arrhenius G. Pelagic sediments // The sea: ideas and observations on progress in the study of the seas. N.Y.: Wiley, 1963. Vol. 3. P. 655—727.
- Barnes S.S. Minor element composition of ferromanganese nodules // Science. 1967. Vol. 157, N 3784. P. 63—65.
- Barron J.A. Miocene to Holocene planktic diatoms // Plankton stratigraphy. Cambridge: Univ. press, 1985. P. 763—809.
- Barron J.A., Keller G. Paleotemperature oscillations in the Middle and Late Miocene of the Northeastern Pacific // Micropaleontology. 1983. Vol. 29. P. 81—150.
- Berger W.H. Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation // Deep-Sea Res. 1968. Vol. 15. P. 31—43.
- Berger W.H. Deep-sea carbonates: evidence for a Coccolith lysocline // Ibid. 1973. Vol. 20, N 10. P. 917—921.
- Berger W.H. The benthic interface of deep-sea carbonates: a three-tiered sequence controlled by depth of deposition // The dynamic environment of the ocean floor / Ed. K.A. Fanning, F.T. Manheim. Lexington (Mass.); Toronto: Lexington Books, 1982. P. 95—114.
- Bischoff I.L., Heath G.R., Leinen M.G. Geochemistry of deep-sea sediments from the Pacific manganese nodule province: DOMES Sites A, B and C // Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province. N.Y.: Plenum press, 1979. P. 397—436.
- Bischoff I.L., Piper D.Z. Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province. N.Y.; L.: Plenum Press, 1979. 842 P. (Mar. Sci.; Vol. 9).
- Bischoff I.L., Piper D.Z., Leong K. The aluminosilicate fraction of North Pacific manganese nodules // Geochim. et cosmochim. acta. 1981. Vol. 45, N 11. P. 2047—2066.
- Bonatti E. Zeolites in Pacific pelagic sediments // N.Y. Acad. Sci. Trans. Ser. II. 1963. Vol. 25, N 8. P. 938—948.
- Bonatti E., Joensuu O. Deep-sea iron deposit from the South Pacific // Science. 1966. Vol. 157. P. 643—654.
- Boyle E.A., Sclater F.R., Edmond J.M. The distribution of dissolved Cu in the Pacific // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 37. P. 38—54.
- Bricker O.P. Some stability relations in the system Mn—O₂—H₂O at 25°C and one atmosphere total pressure // Amer. Miner. 1965. Vol. 50. P. 1296—1354.
- Brown F.H., Pabst A., Sawyer D.L. Birnessite on colemanite at Boron, California // Ibid. 1971. Vol. 56, N 5/6. P. 1057—1064.
- Brunland K.W. Oceanographic distributions of cadmium, zinc, nickel and copper in the North Pacific // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 47. P. 176—198.
- Burckle L.H. Cenozoic planktonic diatoms from the eastern equatorial Pacific // Nova Hedw. 1972. Vol. 39. P. 217—249.
- Burckle L.H., Opdyke N. Late Neogene diatom correlations in the circum-Pacific // Proc. First Intern. Congr. Pacif. Neogene Stratigr., Tolyo, 1976. Tokyo: Kaiyo Shuppan, Ltd, 1977. P. 84—255.
- Burns R.G., Burns V.M. Mineralogy // Marine manganese deposits. Amsterdam: Elsevier, 1977. P. 185—248.
- Burns R.G., Burns V.M., Stockman H.W. A review of the todorokitebuserite problem: implications to the mineralogy of marine manganese nodules // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 9/10. P. 972—980.
- Buser W., Grutter A. Über die Natur der Mangan-Knollen // Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt. 1956. Bd. 36. S. 49—62.
- Calvert S.E., Price N.B. Geochemical variation in ferromanganese nodules and associated sediments from the Pacific ocean // Mar. Chem. 1977. N 5. P. 43—74.

- Climap Project Members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. 1981. 18 p. (Geol. Soc. Amer. Map. and Chart. Ser.; MC-36).
- Clocchiatti M.* Sedimentation pelagique neogene et quaternaire et dissolution des carbonates dans le bassin de Madagascar // Bull. Soc. geol. France. 1976. Vol. 18, N 6. P. 1612—1624.
- Craig I.D.* The relationship between bathymetry and ferromanganese deposits in the north equatorial Pacific // Mar. Geol. 1979. Vol. 29, N 2. P. 165—186.
- Crerar D., Barnes H.* Deposition of deep-sea manganese nodules // *Gecohim. et cosmochim. acta*, 1974. Vol. 38, N 2. P. 278—300.
- Cronan D.S.* Geological and geochemical factors determining the variability of marine manganese nodules // Proc. II Oceanol. Intern. Conf.; England. Brigland. Brighton, 1975. P. 118—120.
- Cronan D.S.* Manganese nodules and other ferromanganese oxide deposits // *Chemical oceanography*. L.: Acad. Press, 1976. Vol. 5. P. 217—263.
- Cronan D.S.* Deep-sea nodules: distribution and geochemistry // *Marine manganese deposits*. Amsterdam: Elsevier, 1977. P. 11—44.
- Cronan D.S.* Underwater minerals. L.: Acad. press, 1980.
- Cronan D.S., Moorby S.A.* Manganese nodules and other ferromanganese oxide deposits from the Indian ocean // *J. Geol. Soc. London*. 1981. Vol. 138. P. 527—539.
- Cronan D.S., Tooms J.S.* Geochemistry of manganese nodules from the N.W. Indian ocean // *Deep-Sea Res.* 1967a. Vol. 14, N 2. P. 239—249.
- Cronan D.S., Tooms J.S.* Sub-surface concentrations of manganese nodules in Pacific sediments // *Ibid.* 1967b. Vol. 14, N 1. P. 117—119.
- Cronan D.S., Tooms J.S.* A microscopic and electron probe investigation of manganese nodules from the northwest Indian ocean // *Ibid.* 1968. Vol. 15. P. 215—223.
- Cronan D.S., Tooms J.S.* The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian oceans // *Ibid.* 1969. Vol. 16, N 4. P. 335—360.
- Curry T.R., Moore D.G.* Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayas // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971. Vol. 82, N 3. P. 563—572.
- Danielsson L.G.* Cd, Co, Cu, Fe, Pb, Ni, Zn in Indian ocean water // *Mar. Chem.* 1980. N 9. P. 199—215.
- Denis-Clocchiatti M.* Etat actuel de la sedimentation calcaire dans l'océan Indien Austral. Comparaison avec les autres océans et modelisation // *Mem. Mus. nat. hist. natur. C.* 1979. Vol. 43. P. 75—117.
- Denis-Clocchiatti M.* Sedimentation dans l'océan Indien au cénozoïque // *Mem. Soc. geol. France*. 1981. Vol. 60, N 143. P. 1—91.
- Dow R.L.* Radiolarian distribution and the late Pleistocene history of the southeastern Indian ocean // *Mar. Micropaleontol.* 1978. Vol. 3. P. 203—207.
- Eltanin core descriptions, cruises 4—54. Florida: State Univ., 1973. 100 p.
- Eltanin core descriptions, cruises 32—45. Florida: State Univ., 1971. 105 p.
- Feitknecht W., Giovanoli R., Michaelis W., Müller M.* Über die Hydrolyse von Eisen(III) salzlösungen. 1. Die Hydrolyse der Lösungen von Eisen(III) Chlorid // *Helv. chim. acta*. 1973. Vol. 56, N 8. P. 28, 47—2856.
- Ferromanganese deposits on the Ocean Floor / Ed. D.R. Horn. Wash. (D.C.): Nat. Sci. Found., 1972. P. 293.
- Frakes L.A.* Metalgeochemistry of manganese nodules from the Cape Leewin field, Southeast. Indian ocean // *Mar. Geol.* 1982. Vol. 47, N 1/2. P. M1—M10.
- Frakes L.A., O'Brien G.* Nickel-rich nodules in the southeastern Indian ocean // *Geology and geochemistry of manganese*. 1980. Vol. 3. P. 185—193.
- Frazer J.Z., Wilson L.L.* Manganese nodule deposits in the Indian ocean: SIO reference ser. 79—18: Scripps Inst. Oceanogr. La Solla, 1979. 79 p.
- Fröhlich F.* Silicates authigènes et sédimentation pélagique dans l'océan Indien équatorial // *Bull. Soc. geol. France*. 1978. Vol. 20, N 4. P. 569—576.
- Fröhlich F.* Evolution minéralogique dans les dépôts azoïques rouges de l'océan Indien. Relations avec la stratigraphie // *Ibid.* 1982a. Vol. 24, N 3. P. 563—571.
- Fröhlich F.* Les silicates dans l'environnement pelagique de l'océan Indien au cénozoïque // *Mem. Mus. nat. hist. natur. C.* 1982b. Vol. 46. P. 1—212.
- Gartner S.* Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // *Mar. Micropaleontol.* 1977. Vol. 2. P. 1—25.
- Giovanoli R.* On natural and synthetic manganese nodules // *Geology and geochemistry of manganese*. Stuttgart, 1980. Vol. 1. P. 159—202.
- Giovanoli R., Bürki P., Giuffredi M., Stumm W.* Layer structured manganese oxide hydroxides. IV. The buserite groups: structure stabilization by transition elements // *Chimia*. 1975. Vol. 29. P. 110—113.
- Giovanoli R., Stähli E., Feitknecht W.* Über Oxyhydroxide des vierwertigen Mangans mit Schichtengitter. 2. Mangan(III)-Manganat(IV) // *Helv. chim. acta*. 1970. Vol. 53. P. 454—464.
- Glasby G.P.* The mineralogy of manganese nodules from a range of marine environments // *Mar. Geol.* 1972a. Vol. 13, N 1. P. 57—72.
- Glasby G.P.* The nature of the iron oxide phase in marine manganese nodules // *N.Z. J. Sci.* 1972b. Vol. 15. P. 232—239.
- Glasby G.P.* Deep-sea manganese nodules in the stratigraphic record: evidence from the DSDP cores // *Mar. Geol.* 1978. Vol. 28, N 1. P. 51—64.

- Glasby G.P., Thijssen T.* Control of the mineralogy and composition of marine manganese nodules by the supply of divalent transition metal ions // *N. Jb. Mineral. Abh.* 1982. Vol. 145. P. 291—307.
- Glasby G.P., Friedrich G., Thijssen T.* et al. Distribution, morphology, and geochemistry of manganese nodules from the Valdivia 13/2 area, equatorial north Pacific // *Pacif. Sci.* 1982. Vol. 36, N 2. P. 241—263.
- Glasby G.P., Tooms J.S., Cann J.R.* The geochemistry of manganese encrustations from the gulf of Aden // *Deep-Sea Res.* 1971. Vol. 18, N 12. P. 1179—1187.
- Glasby G.P., Tooms J.S., Howarth R.J.* Geochemistry of manganese concretions from the northwest Indian ocean // *N.Z. J. Sci.* 1974. Vol. 17. P. 387—407.
- Goldberg E.D., Griffin J.J.* The sediments of the northern Indian ocean // *Deep-Sea Res.* 1970. Vol. 17, N 3. P. 513—537.
- Goodell H.G., Meylan M.A., Grant B.* Ferromanganese deposits of the South Pacific ocean, Drake passage and Scotia sea // *Antarctic oceanology.* Baltimore: Amer. Geophys. Union, 1971. Vol. 1. P. 27—92.
- Grundmanis V., Murray J.* Aerobic respiration in pelagic marine sediments // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1982. Vol. 46. P. 1101—1120.
- Halbach P., Puteanus D.* The influence of the carbonate dissolution rate on the growth and composition of Co-rich ferromanganese crusts from Central Pacific seamounts areas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 68, N 1. P. 73—87.
- Halbach P., Scherhag C., Heibisch V., Marchig V.* Geochemical and mineralogical control of different genetic types of deep-sea nodules from the Pacific ocean // *Miner. deposita.* 1981. Vol. 16. P. 59—84.
- Heezen B.C., Tharp M.* Descriptive sheet to accompany physiographic diagram of the Indian ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1964.
- Heimendahl M. von, Hybred G.L., Fuerstenau D.W., Thomas G.* A transmission electron microscope study of deep-sea manganese nodules // *Deep-Sea Res.* 1976. Vol. 23. P. 69—79.
- Holeman J.H.* The sediment yield of the major rivers of the world // *Water Resour. Res.* 1968. Vol. 4. P. 737—747.
- Horn D.R., Horn B.M., Delach M.N.* Ocean manganese nodules: Techn. Rep. N 4. Nat. Sci. Found. Wash. (D.C.), 1973. 78 p.
- Initial reports of the deep-sea drilling project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1974. Vol. 22. 890 p.; Vol. 26. 1129 p.
- International Indian ocean Expedition RRS "Discovery", Cruise 2: Report. L., 1964. 32 p.
- Jenkyns H.C.* Pelagic environments // *Sedimentary environments and facies.* Oxford etc.: Blackwell, 1986. P. 343—397.
- Johnson C.E., Glasby G.P.* Mössbauer effect determination of particle size in microcrystalline iron-manganese nodules // *Nature.* 1969. Vol. 222. P. 376—377.
- Johnson D.A.* Radiolaria from the Eastern Indian ocean, DSDP. Leg 22 // *Init. Rep. DSDP.* 1974. Vol. 22. P. 521—575.
- Johnson D.A., Damuth J.E.* Deep thermohaline flow and current-controlled sedimentation in the Amirante Passage: Western Indian ocean // *Mar. Geol.* 1979. Vol. 33, N 1/2. P. 1—44.
- Johnson D.A., Johnson T.C.* Sediment redistribution by bottom currents in the Central Pacific // *Deep-Sea Res.* 1970. Vol. 17. P. 157—169.
- Johnson D.S., Nigrini C.* Radiolarian biogeography in surface sediments of the Western Indian ocean // *Mar. Micropaleontol.* 1980. Vol. 5. P. 111—152.
- Johnson T.C.* The dissolution of siliceous microfossils in surface sediments of the Eastern Tropical Pacific // *Ibid.* 1974. Vol. 21. P. 851—864.
- Kahle H.G., Naini B.R., Talvani M., Eldholm O.* Marine geophysical study of the Comorin Ridge, North Central Indian basin // *J. Geophys. Res. B.* 1986. Vol. 86, N 10. P. 3807—3812.
- Kale V.S.* Analysis of slope curvature: a simplified approach // *Deccan Geogr.* 1982. Vol. 20, N 2. P. 198—204.
- Kanaya T., Koizumi I.* Interpretations of diatom thanatocoenoses from the North Pacific applied to a study of Core V20—130 // *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 2, Geol.* 1966. Vol. 37(2). P. 87—130.
- Karisiddaian S.M.* Mineralogy and chemistry of manganese nodules from the southern part of Carlsberg Ridge // *J. Geol. Soc. Ind.* 1985. Vol. 26, N 6. P. 402—406.
- Kennett Y.P., Watkins N.D.* Deep-sea erosion and manganese nodules development in the Southeast Indian ocean // *Science.* 1975. Vol. 188, N 1592. P. 1010—1013.
- Kennett Y.P., Watkins N.D.* Regional deep-sea dynamic process recorded by late Cenozoic sediments of the Southeastern Indian ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 87. P. 321—339.
- Klinkhammer G.P., Bender M.L.* The distribution manganese in the Pacific ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 46. P. 361—384.
- Kolla V., Be Allan W.H., Biscaye P.E.* Calcium carbonate distribution in the surface sediments of the Indian ocean // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 15. P. 2605—2616.
- Kolla V., Biscaye P.E.* Clay mineralogy and sedimentation in the Eastern Indian ocean // *Deep-Sea Res.* 1973. Vol. 20, N 8. P. 727—738.
- Kolla V., Hayes J.D.* Sedimentation in the Indian ocean // *Deep-Sea sediments. Physical and Mechanical Properties.* N.Y.; L., 1974. P. 401—415.
- Kolla V., Sullivan L., Streeter S.S., Langseth M.* Spreading of Antarctic bottom water and its effects of

the floor of the Indian ocean inferred from bottomwater potential temperature, turbidity, and sea-floor photography // *Mar. Geol.* 1976. Vol. 21. P. 171—189.

Knauer G.A., Martin J.H., Gordon R.M. Cobalt in northeast Pacific waters // *Nature.* 1982. Vol. 297. P. 49—51.

Leclaire L., Clocchiatti M., Muller C. et al. La cunes de sedimentation series condensees at nodules dans les depotes neogenes et quaternaires des nassins de l'ocean Indien austral // *Bull. Soc. geol. France.* 1976. Vol. 18, N 3. P. 725—746.

Leclaire L., Denis-Chachiatti M., Verges E. Environnements sedimentaires et nodules polymetalliques dans l'ocean // *Bull. Mus. nat. hist. natur. Sec. C. Ser. 4.* 1981. Fasc. 3, N 3. P. 211—214.

Leclaire L., Perseil E.A. Mineralogie, composition chimique et milieux de sedimentation de concrections polymetalliques dans l'ocean Indien // *Proc. intern. conf. CNRS.* 1979. N 289. P. 23—38.

Leinen M. A normative calculation technique for determining opal in deep-sea sediments // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1977. Vol. 41, N 5. P. 671—676.

Levinson A.A. Second occurrence of todorokite // *Amer. Miner.* 1960. Vol. 45. P. 802—807.

Lozano J.A., Hays J.D. Relationship of radiolarian assemblages to sediment types and physical oceanography in the Atlantic and Western Indian ocean sectors of Antarctic ocean // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1976. Vol. 145. P. 303—336.

Lowe D.R. Sediment gravity lows. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // *J. Sediment. Petrof.* 1982. Vol. 52. P. 279—297.

Magnusson A.H., Sundkvist K., Ma Y. et al. Acoustic sounding for manganese nodules // *OTC-4133: Offshore Technol. Conf.* 1982.

Mallet C.D., Heezen B.C. Circum-polar circulation and late tertiary changes in the carbonate compensation depth south of Australia // *Mar. Geol.* 1977. Vol. 23. P. 89—101.

Mallik T.K. Canges versus Indus cone: A comparative study // *J. Geol. Soc. Ind.* 1978. Vol. 19, N 9. P. 395—402.

Manheim F.T. Manganese-iron accumulations in the shallow marine environment — Narragansett // *Mar. Lab. Occass. Publ.* 1965. Vol. 3. P. 217—235.

Marine science of the North-West Indian ocean and adjacent waters // *Deep-Sea Res. Part A. Oceanographic research papers.* Pergamon Press. 1984. Vol. 31, N 6/8. P. 1—1035.

Marbini E., Warsley T. Standart neogene calcareous nannoplankton zonation // *Nature.* 1970. Vol. 225. P. 289—290.

Martin J.H., Knauer G.A. Ventex: manganese transport through oxygen minima // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 35—47.

McKelvey V.E., Wright N.A., Bowen R.W. Annalysis of the world distribution of metal-rich subsea manganese nodules // *Geol. Surv. Circul.* 1983. N 886. P. 55.

McKelvey V.E., Wright N.A., Rowland R.W. Manganese nodule resources in the northeastern Equatorial Pacific // *Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province.* N.Y.: Plenum press, 1979. P. 747—762.

Menard H.W. Marine geology of the Pacific. N.Y., 1964. 236 p.

Meylan M.A. Field description and classification of manganese nodules // *Andrews J.E.* et al. Ferromanganese deposits of the ocean floor: Hawaii Inst. Geophys. Rep. HIG-74-9. Honolulu, 1974. P. 158—168.

Middleton G.V., Hampton M.A. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows // *Marine sediment transport and environmental management.* N.Y.: Wiley, 1976. P. 197—218.

Mizuno A. Regional and local variabilities of manganese nodules in the central Pacific basin // *Geol. Surv. Jap. Cruise Rep.* Tokyo, 1981. N 15. P. 281—296.

Mizuno A., Moritani T. Deep sea mineral resources investigation in the central-eastern part of central Pacific basin (GH76-1 Cruise) // *Ibid.* 1979. N 8. P. 171.

Moorby S.A., Cronen D.S. The distribution of elements between coexisting phases in some marine ferromanganese oxide deposits // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1981. Vol. 45. P. 1855—1877.

Moritani T., Maruyama S., Nohara M. et al. Description, classification of manganese nodules // *Geol. Surv. Jap. Cruise Rep.* 1977. N 8. P. 136—158.

De Moustier C. Inference of manganese nodule coverage from sea acoustic backscattering data // *Geophysics.* 1985. Vol. 50, N 6. P. 989—1001.

De Moustier C. Beyond bathymetry: Mapping acoustic backscattering from deep seafloor with sea beam // *J. Acoust. Soc. Amer.* 1986. Vol. 72, N 2. P. 316—331.

Murray I.W. The interaction of cobalt with hydrous manganese dioxide // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1975. Vol. 39. P. 635—647.

Murray J., Renard A. Report on deep-sea deposits: Rep. sci. results, of the voyage of H.M.S. "Challenger". L., 1891. Vol. 5: Eyre and Spottiswoode. 525 p.

Murray I., Phillippi E. Die Grundproden der deutschen Tiefsee-Expedition 1898—1899 auf dem Danepfer Valdivia // *Wiss. Ergeb. Dt. Tiefsee Expedition.* Jena, 1908. Bd. 10. S. 77—206.

Murdmaa I.O., Ivanova E.V. Recent and last glacial deep-sea facies response to global climatic oscillations // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1985. Vol. 50. P. 285—290.

Nigrini C. Radiolaria in pelagic sediments from the Indian and Atlantic oceans // *Bull. Scr. Inst. Oceanogr.* 1967. Vol. 11. P. 1—125.

Nigrini C. Radiolaria zones in the Quaternary of the equatorial Pacific ocean // *The micropaleontology of oceans.* Cambridge: Univ. press, 1971. P. 443—461.

- Okada H., Bukry D. Cenozoic coccoliths from the Deep sea drilling project // SEMP Spec. Publ. 1980. N 32. P. 335—353.
- Payne R.R., Conolly J.R. Pleistocene manganese pavement production: its relation to the origin of manganese in the Tasman Sea // Pap. Conf. Ferromanganese Deposits Ocean Floor. Wash. (D.C.), 1972. P. 81—92.
- Perseil E.A., Jehanno C. Sur les caracteres mineralogiques et geochemiques des nodules polymetalliques du Bassin Indien Central // Miner. deposita. 1981. Vol. 16, N 3. P. 391—407.
- Piper D.Z., Blueford J.R. Distribution, mineralogy and texture of manganese nodules and their relation to sedimentation at DOME Site A in the equatorial North Pacific // Deep-Sea Res. A. 1982. Vol. 29, N. 8. P. 927—952.
- Piper D.Z., Williamson M.E. Composition of Pacific ocean ferromanganese nodules // Mar. Geol. 1977. Vol. 23. P. 283—303.
- Price N.B., Calvert S.E. Compositional variation in Pacific ocean ferromanganese nodules and its relationship sediment accumulation rates // Ibid. 1970. Vol. 9. P. 145—171.
- Porta D. Ferromanganese deposits detected by multifrequency acoustic system // Sea Technol. 1983. Vol. 24, N 2. P. 15—20.
- Renz G.W. The distribution and ecology of radiolaria in the Central Pacific—plankton and surface sediments // Bull. Scr. Inst. Oceanogr. 1976. Vol. 22. P. 1—267.
- Reyss J.L., Lalou C. Nodules and associated sediments in Madagascar basin // Chem. Geol. 1981. Vol. 34, N 1/2. P. 31—41.
- Riedel W.R. Sedimentation in the Tropical Indian ocean // Nature. 1951. Vol. 168, N 4278.
- Riedel W.R., Sanfilippo A. Cenozoic radiolaria from the Western Tropical Pacific. Leg 7 // Init. Rep. DSDP. 1971. Vol. 7. P. 1524—1672.
- Riedel W.R., Sanfilippo A. Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians // Micro-paleontology. 1978. Vol. 24, N 1. P. 91—96.
- Roeser H.A., Rilat M., Seiseel D. Identified magnetic seafloor spreading anomalies. Hannover, 1982. 120 p.
- Roa V. Purnachandra. Mineralogy of polymetallic nodules and associated sediments from the Central Indian ocean basin // Mar. Geol. 1987. Vol. 74, N 1/2. P. 151—157.
- Rusby S.A. Long range side-scan sonar for use in the deep sea (G.L.O.R.I.A. Project) // Intern. Hydrograph. Rev. 1970. Vol. 47, N 2. P. 25—39.
- Sancetta C. Diatom biostratigraphy and paleoceanography, Deep sea drilling project Leg 68 // Init. Rep. DSDP. 1982. Vol. 68. P. 301—309.
- Schrader M.-J. Cenozoic marine planktonic diatom stratigraphy of the Tropical Indian Ocean // Ibid. 1974. Vol. 24. P. 887—967.
- Sclater T.R., Bayle E., Edmond J.M. On the marine geochemistry of Ni // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. N 31. P. 119—128.
- Sclater J.G., Fisher R.L. Evolution of the East-Central Indian ocean, with emphasis on the tectonic setting of Ninety East Ridge // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85. P. 683—702.
- Siddique H.N. Recent sediments of the Bay of Bengal // Mar. Geol. 1967. Vol. 5. P. 249—291.
- Skorniyakova N.S. Zonal regularities in occurrence, morphology and chemistry of manganese nodules of the Pacific ocean // Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province / Ed. J.L. Bischoff, D.Z. Piper. N.Y.: Plenum press, 1979. P. 699—728.
- Smith K.D., Sundkvist K. Wavespeed of manganese nodule material and statistical properties of nodule deposits // Aerospace and Ocean Engineering Department Report. Blacksburg (Va), 1981. P.
- Sorem R.K., Fewkes R.H. Internal characteristics // Marine manganese deposits / Ed. G.P. Glasby. Amsterdam: Elsevier, 1977. P. 147—183.
- Sorem R.K., Foster A.R. Internal structure of manganese nodules and implication in beneficiation // Pap. Conf. Ferromanganese deposits Ocean Floor, Lamont-Doherty Geol. Observ. N.Y., 1972. P. 167—181.
- Sorem R.K., Reinhart W.R., Fewkes R.H., McFarland W.D. Occurrence and character of manganese nodules in Domes sites A, B and C, East Equatorial Pacific ocean // Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province / Ed. J.L. Bischoff, D.Z. Piper. N.Y.: Plenum press, 1979. P. 475—528.
- Summerhayes C.P., Willis I.P. Geochemistry of manganese deposits in relation of environment of sea floor around Southern Africa // Mar. Geol. 1975. Vol. 18, N 3. P. 159—173.
- Suzuki T. Method and apparatuses of surveying nodular targets on the sea floor // J. Acoust. Soc. Amer. 1982. Vol. 72, N 5. P. 1659.
- Tamaki K., Honza E., Mizuno A. Relation between manganese nodule distribution and acoustic stratigraphy in eastern half of central Pacific basin // Deep-sea miner. resources investigation in the central-western part of Central Pacific basin. 1977.
- Towe K.M., Bradley W.F. Mineralogical constitution of colloidal "hydrous ferric oxides" // J. Colloid and Interface Sci. 1967. Vol. 24, N 3. P. 384—392.
- Turner S., Buseck P.R. Todorokites: A new family of naturally occurring manganese oxide // Science. 1981. Vol. 212. P. 1024—1027.
- Usii A. Minerals, metal contents and mechanism of formation of manganese nodules from the Central Pacific basin (GH76—1 and GZ77—1 areas) // Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province. N.Y.: Plenum press, 1979. P. 651—679.

Van der Giessen A.A. The structure of iron(III) oxide-hydrate gels // *J. Inorg. and Nucl. Chem.* 1966. Vol. 28. P. 2155—2156.

Volat J.L., Pastouret L., Vergnaud-Grazzini C. Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: A review // *Mar. Geol.* 1980. Vol. 34. P. 1—28.

Warren B.A. Deep western boundary current in the Eastern Indian ocean // *Science*. 1977. Vol. 196. P. 53—54.

Watkins N.D., Kennett P. Antarctic bottom water: major change in velocity during the Late Cenozoic between Australia and Antarctica // *Ibid.* 1971. Vol. 173. P. 813—817.

Watkins N.D., Kennett J.P. Regional sedimentary discontinuities and Upper Cenozoic changes in bottom water velocities between Australasia and Antarctica // *Antarct. Res. Ser.* 1972. Vol. 19. P. 273—295.

Watkins N.D., Kennett J.P. Erosion of deep-sea sediments in the Southern ocean between longitudes 70° E and 190° E and contrasts in manganese nodule development // *Mar. Geol.* 1977. Vol. 23. P. 103—111.

Williams D.F. Late Quaternary fluctuations of the polar front and subtropical convergence in the South-East Indian ocean // *Mar. Micropaleontol.* 1976. Vol. 1. P. 363—375.

Williams D.F., Gribble D., Healy-Williams N., Leschak P. Dissolution and water-mass patterns in the South-East Indian ocean. Pt II // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985a. Vol. 96, N 2. P. 190—202.

Williams D.F., Healy-Williams N., Leschak P. Dissolution and water mass patterns in the South-East Indian ocean. Pt I. Evidence from recent to Late Holocene foraminiferal assemblages // *Ibid.* 1985b. Vol. 96. P. 176—189.

Willis J.P., Ahrens L.H. Some investigations on the composition of manganese nodules // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1962. Vol. 26, N 7. P. 751—764.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

Таблица I

Электронно-микроскопические изображения, энергодисперсионные спектры и электронограммы: Fe-вернадита (а, а', а''), сростания вернадита и ферроксигита (б, б', б''), асболан-бузерита низкой степени раскристаллизованности (в, в', в'')

Таблица II

Электронно-микроскопические изображения, энергодисперсионные спектры и электронограммы: асболан-бузерита более высокой степени раскристаллизованности (а, а', а''), бузерита-II (б, б', б'') и бернессита (в, в', в'')

Таблица III

Электронные микрофотографии глин

а — миоценовая гемипелагическая глина, ст. 1371, гор. 180 см, $\times 1500$; б — то же, гор. 220 см; в—д — плейстоценовая миопелагическая глина, ст. 1365, гор. 140 см; е — общий вид глины, $\times 1500$, з — диатомея и основная масса глины, замещенные аутигенным смектитом, $\times 2000$, д — то же; е—з — плейстоценовая миопелагическая глина, обогащенная радиоляриями, ст. 1352-59, гор. 390 см: е — неизменные фрагменты радиолярий, $\times 1500$, ж — то же, $\times 500$, з — корродированный кристалл цеолита, $\times 1500$

Таблица IV

Электронные микрофотографии миоценовых миопелагических глин (ст. 1372)

а, б — гор. 20 см: а — пелитовая фракция глины, $\times 2500$, б — корродированные обломки радиолярий, $\times 1500$; в—д — гор. 130 см: в — слепок радиолярии (?), выполненный смектитом, $\times 200$, з — то же, видны фрагменты растворившегося скелета, $\times 1000$, д — филлипсит, $\times 3000$; е—з — гор. 150 см: е — клиноптилолит, $\times 4000$, ж — целестобарит, $\times 5000$, з — кварц, $\times 4000$

Таблица V

Электронные микрофотографии миоценовых миопелагических глин, обогащенных радиоляриями

а — основная масса глины, ст. 1371, гор. 150 см, $\times 2500$; б—з — ст. 1372, гор. 50 см: б — кремнистые биогенные компоненты глины, $\times 300$, в — обломки спикул и диатомея (слева), напоминающие кристаллы цеолитов, $\times 1500$, з — то же, обломки спикул, $\times 5000$; д—з — ст. 1371, гор. 150 см: д — фрагмент измененной радиолярии (?), $\times 200$, е — то же, характер замещения поры смектитом, $\times 4000$, ж — выполнение пор радиолярий морской солью после сушки образца, $\times 1500$, з — целестобарит, $\times 5000$

Таблица VI

Электронные микрофотографии миоценовых миопелагических глин, обогащенных цеолитами

а—е — ст. 1372: а — основная масса глины с кристаллами цеолитов, замещенных смектитом, гор. 210 см, $\times 2000$, б, в — то же, гор. 50 см (б — то же, $\times 1500$, в — то же, $\times 5000$), з—е — гор. 210 см (з — опал С-Т и цеолиты, замещенные смектитом, $\times 1500$, д — то же, опал С-Т, $\times 5000$, е — то же, цеолиты, замещенные смектитом, $\times 3500$); ж, з — ст. 1352/24: ж — общий вид глины, $\times 2000$, з — целестобарит (светлый справа), $\times 5000$

Таблица VII

Электронные микрофотографии эвпелагических глин и цеолитово-глинистых осадков

a-e — эвпелагическая глина: *a* — смектитовая основная масса глины, ст. 1373, гор. 80 см, $\times 2500$, *b* — то же, аутигенный филлипсит, $\times 500$, *в-е* — ст. 1365, гор. 300 см (*в* — друза филлипсита, $\times 5000$, *г* — глинисто-цеолитовый сферолит, $\times 400$, *д* — то же, смектит и деформированные кристаллы филлипсита, $\times 3000$, *е* — то же, $\times 2500$); *ж, з* — цеолитово-глинистый осадок, ст. 1365, гор. 200 см: *ж* — филлипсит, замещенный смектитом, $\times 1500$, *з* — то же, средняя часть кристалла, $\times 5000$

Таблица VIII

Электронные микрофотографии цеолитово-глинистых осадков

a, б — ст. 1365, гор. 200 см: *a* — смектитовая основная масса осадка, $\times 2500$, *б* — цеолит, замещенный смектитом, $\times 1500$; *в-д* — ст. 1372, гор. 230 см: *в* — корродированный филлипсит, частично замещенный смектитом, $\times 2000$, *г* — аутигенные смектиты и цеолиты основной массы осадка, $\times 2500$, *д* — цеолиты, замещенные смектитом; *е* — слабо измененные цеолиты, ст. 1372, гор. 250 см, $\times 1000$; *ж* — цеолиты, в разной степени замещенные смектитом, ст. 1373, гор. 100 см, $\times 800$; *з* — трансформация габитуса кристаллов филлипсита при замещении его смектитом, ст. 1373, гор. 160 см, $\times 1500$

Таблица IX

Электронные микрофотографии миопелагических глин, вмещающих глинистые стяжения (ст. 1371)

a-в — гор. 103 см: *a* — смектитовая основная масса глины, $\times 2500$, *б* — диатомея, замещенная смектитом, $\times 500$, *в* — то же, фрагмент, $\times 2500$; *г-ж* — гор. 139 см: *г* — неизменная кремневая спикула, $\times 1000$, *д* — свежая и замещенная смектитом радиолярия, $\times 200$, *е* — то же, неизменная радиолярия, $\times 5000$, *ж* — то же, фрагмент радиолярии, замещенной смектитом, $\times 5000$, *з* — целестобарит в смектитовой основной массе глины, $\times 5000$

Таблица X

Электронные микрофотографии внешней зоны глинистых стяжений (ст. 1371)

a-в — гор. 135 см: *a* — целестобарит, смектит, $\times 5000$, *б* — фрагмент измененной кремневой спикулы, смектит, $\times 5000$, *в* — сфероидальный смектит, внизу — филлипсит, замещенный смектитом, $\times 2000$; *г-е* — гор. 103 см: *г* — фрагмент измененной и корродированной радиолярии, $\times 3500$, *д* — диатомеи, замещенные смектитом, $\times 700$, *е* — то же, фрагмент, $\times 4000$, *ж* — замещенные смектитом кремневая спикула (внизу) и филлипсит (вверху слева), гор. 135 см, $\times 1200$, *з* — то же, микроструктура измененной спикулы

Таблица XI

Электронные микрофотографии средней зоны глинистых стяжений (ст. 1371)

a-в — гор. 73 см: *a* — смектитовая основная масса, $\times 3500$, *б* — сфероидальный опал С-Т, $\times 4000$, *в* — каверны растворения, $\times 500$; *г-з* — гор. 139 см: *г* — корродированная радиолярия, $\times 300$, *д* — то же, фрагмент, $\times 3000$, *е* — фрагмент измененной радиолярии (внизу) в смектитовой основной массе, $\times 3000$, *ж* — фрагмент диатомеи, замещенной смектитом, $\times 1000$, *з* — то же, $\times 3000$

Таблица XII

Электронные микрофотографии центральной зоны глинистых стяжений (ст. 1371)

a — смектитовая основная масса, гор. 139 см, $\times 2500$; *б* — обломок стекла, гор. 135 см, $\times 1500$; *в* — скопление обломочных минералов, гор. 135 см, $\times 1500$; *г* — ажурно-пластинчатое строение основной массы, гор. 73 см, $\times 3000$; *д-з* — микроструктура цилиндрических биогенных остатков, гор. 75 см: *д* — обломочные минералы и смектит, слагающие оболочку биогенного остатка, $\times 2500$, *е* — волокнистое строение оболочки и заполнителя центральной полости, $\times 150$, *ж* — то же, смектит и обломочные минералы оболочки, $\times 2000$, *з* — то же, смектитовый заполнитель центральной полости, $\times 2500$

Таблица XIII

Погребенные железо-марганцевые конкреции

a — конкреции в дочерпательном монолите (верх слева), сложенном глинисто-радиоляриевыми и радиоляриево-этомодискуссовыми илами, ст. 1366-1, глубина 5238 м; I-III — слои: I — однородный, II — слабо биотурбированный, III — сильно биотурбированный; *б* — конкреции на границе раздела радиоляриево-глинистых илов и миоценовых миопелагических глин, ст. 1370-2, глубина 5350 м, гор. 335—355 см (верх слева)

Таблица XIV

Фрагменты строения разрезов пелагических осадков

a — глинистые стяжения на границе раздела этмодискусово-радиоляриевых илов и миоценовых миопелагических глин, ст. 1371/2, глубина 5422 м, гор. 62—89 см (верх слева); *b* — доплиоценовый аргиллит с железо-марганцевой коркой (темное), ст. 1352-23, глубина 5011 м; *в* — доплиоценовый цеолитово-глинистый осадок с характерной коричневато-желтой (светлое) кавернозной поверхностью раздела, ст. 1352-17, глубина 5007 м

Таблица XV

Расчленение дночерпательных монолитов

a — ст. 1352-20, глубина 5336 м; *b* — ст. 1352-9, глубина 4962, видны открытые полости; *в* — ст. 1352-3, глубина 5098 м; I—III — слои: I — однородный, II — слабо биотурбированный, III — сильно биотурбированный

Таблица XVI

Морфология седиментационных конкреций

Таблица XVII

То же

Таблица XVIII

Радиально-дендритовая текстура рудной оболочки седиментационной конкреции, полиров. шлиф, $\times 2,5$ (*a*); фрагмент, $\times 12$ (*b*)

Таблица XIX

Тонкоконцентрически-слоистая текстура рудной оболочки седиментационной конкреции, полиров. шлиф, $\times 2,7$ (*a*); фрагмент, $\times 250$ (*b*)

Таблица XX

Смена радиально-дендритовой рудной оболочки тонкоконцентрически-слоистой по направлению от ядра к поверхности седиментационной конкреции, полиров. шлиф, $\times 3,5$ (*a*); фрагмент РД-зоны, $\times 185$ (*b*); фрагмент КС-зоны, $\times 250$ (*в*)

Таблица XXI

Морфология диагенетических конкреций

Таблица XXII

Грубослоистое строение диагенетических конкреций (полиров. шлиф)

a — ст. 1352-28, $\times 2,6$; *b* — ст. 1352-24, $\times 2,8$; *в* — ст. 1352-30, $\times 2,3$; *г* — ст. 1352-34, $\times 2,5$

Таблица XXIII

Чередование МД- и ТСД-слоев в рудной оболочке диагенетических конкреций, полиров. шлиф, $\times 11$ (*a*); ажурное строение глобулей и дендритов ТСД-слоя, полиров. шлиф, $\times 320$ (*b*)

Таблица XXIV

Характер верхней (*a*) и нижней (*b*) поверхностей седиментационно-диагенетической конкреции со ст. 1352-24 и ее внутреннее строение, полиров. шлиф, $\times 1,5$

Таблица XXV

Смена седиментационных слоев диагенетическими по направлению от ядра конкреции к поверхности: РД—КС—ТСД—МД, полиров. шлиф, $\times 1,8$ (*a*); фрагменты, $\times 150$: *b* — РД-зона, *в* — КС-зона, *г* — ТСД-зона, *д* — МД-зона

Таблица XXVI

Чередование седиментационных и диагенетических слоев в конкреции: КС — МД+ТСД — КС (по направлению от ядра к поверхности), полиров. шлиф, $\times 2,8$ (а); фрагменты, $\times 150$: б — внутренняя КС-зона, в — МД+ТСД-зона, г — внешняя КС-зона

Таблица XXVII

Морфология и внутреннее строение конкреций колонки ст. 1370

Таблица XXVIII

Морфология конкреций колонки ст. 1372

Таблица XXIX

Внутреннее строение конкреций колонки ст. 1372

Таблица XXX

Морфология конкреций колонки ст. 1373

Таблица XXXI

Внутреннее строение конкреций колонки ст. 1373

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (И.О. Мурдмаа)	3
<i>Глава I</i>	
ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА (И.О. Мурдмаа, В.Н. Свальнов, Н.С. Скорнякова)	5
1. Приконтинентальные фации	5
2. Пелагические фации	10
<i>Глава II</i>	
ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА	24
1. Распределение железо-марганцевых конкреций по площади дна (Н.С. Скорнякова, В.Н. Занкин)	24
2. Погребенные конкреции Индийского океана (Н.С. Скорнякова)	33
3. Химический состав железо-марганцевых конкреций	37
3.1. Общая характеристика (Н.С. Скорнякова)	37
3.2. Региональные вариации состава конкреций (Н.С. Скорнякова)	40
4. Минералогия железо-марганцевых конкреций (Т.Ю. Успенская)	52
4.1. Минералогия железо-марганцевых конкреций и методика их исследования	52
4.2. Минералогия конкреций Индийского океана	58
<i>Глава III</i>	
ДОННЫЕ ОСАДКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ	65
1. Современные условия осадконакопления (В.Н. Свальнов)	66
2. Геоморфологические исследования на полигоне 1352 (Ю.Д. Евсюков)	67
3. Литолого-фациальные типы осадков (В.Н. Свальнов)	72
3.1. Основные типы осадков	74
3.2. Распространение и соотношение осадков	79
3.3. Локальная изменчивость осадков на полигоне 1352	85
4. Стратиграфия	96
4.1. Литостратиграфия (В.Н. Свальнов)	96
4.2. Магнитостратиграфия (В.Н. Свальнов)	97
4.3. Влияние растворения на кокколитовые комплексы в осевой зоне Центральной котловины (О.Б. Дмитренко)	98
4.4. Стратификация неоген-четвертичных отложений Центральной котловины по диатомеям (Г.Х. Казарина)	100
4.5. Радиоларии в неоген-четвертичных отложениях Центральной котловины (С.Б. Кругликова)	103
4.6. Сопоставление стратиграфических данных (В.Н. Свальнов, Г.Х. Казарина, С.Б. Кругликова)	105
4.7. Скорости осадконакопления (В.Н. Свальнов)	107
5. Физические свойства донных осадков и железо-марганцевых конкреций (Е.Ю. Шишкова)	108
6. Химический состав осадков	112
6.1. Валовые содержания осадкообразующих элементов (В.Н. Свальнов, Н.Н. Жабина, Н.Н. Завадская, Т.Г. Кузьмина)	113
6.2. Геохимические признаки перерывов осадконакопления (В.Н. Свальнов)	121
7. Состав песчано-алевритовых фракций осадков	124
7.1. Состав песчаных фракций осадков (З.Т. Новикова)	124
7.2. Состав крупноалевритовой фракции осадков (В.Н. Свальнов, З.Т. Новикова, В.П. Казакова)	127

8. Состав пелитовых фракций осадков (В.Н. Свальнов, О.В. Чудаев)	134
9. Некоторые особенности формирования неоген-четвертичных конкрециеносных осадков (В.Н. Свальнов)	138

Глава IV

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ	141
1. Распределение конкреций на поверхности дна (Н.С. Скорнякова)	141
2. Химический состав железо-марганцевых конкреций (Н.С. Скорнякова, Н.Н. Жабина, Н.Н. Завадская, Т.Г. Кузьмина)	143
3. Локальные вариации железо-марганцевых конкреций	146
3.1. Введение (Н.С. Скорнякова)	146
3.2. Морфогенетические типы конкреций (Н.С. Скорнякова, Т.Ю. Успенская)	148
3.3. Локальные вариации распределения конкреций (Н.С. Скорнякова, В.Н. Заикин)	156
3.4. Вариации химического состава конкреций по площади дна (Н.С. Скорнякова)	159
3.5. Соотношение между конкрециями и вмещающими осадками (Н.С. Скорнякова)	167
4. Погребенные конкреции Центральной котловины (Н.С. Скорнякова, Т.Ю. Успенская, В.Н. Свальнов)	169

Глава V

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛЕЙ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ	179
1. Геологические методы (Н.С. Скорнякова)	179
2. Акустический метод обнаружения железо-марганцевых конкреций (Ю.Ю. Житковский, А.Ю. Захлестин, В.И. Каевицер)	181
2.1. Методика дистанционного зондирования железо-марганцевых конкреций с использованием марганцевых конкреций с использованием серверейров (Ю.Ю. Житковский, А.Ю. Захлестин, В.И. Каевицер)	186
3. Характеристики рассеяния звука в районах распространения железо-марганцевых конкреций (Ю.Ю. Житковский, А.И. Зотов, В.В. Савельев, А.В. Фокин, М.Н. Шахов)	190
3.1. Характеристики дна океана, существенные для акустических исследований	190
3.2. Методика измерений силы рассеяния звука дном глубокого океана и обработка экспериментальных данных	194
3.3. Экспериментальные результаты исследования железо-марганцевых конкреций акустическим способом	198
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (И.О. Мурдмаа, Н.С. Скорнякова)	202
ЛИТЕРАТУРА	207

Научное издание

**ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ
ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА**

*Утверждено к печати Институтом океанологии
им. П.П. Ширшова*

Художник А.П. Дегтярев

Художественный редактор И.Ю. Нестерова

Технический редактор И.И. Джиева

Корректор Т.И. Шеповалова

*Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе*

ИБ № 40099

Подписано к печати 31. 07. 89. Т — 12437
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага книжно-журнальная

Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл.печ.л. 18,2 + 2,6 вкл.

Усл.кр.-отт. 21,1. Уч.-изд.л. 23,9

Тираж 500 экз. Тип. зак. 1669

Цена 4 р. 80 к.

**Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90**

**Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12**

4 р. 80 к.

5213