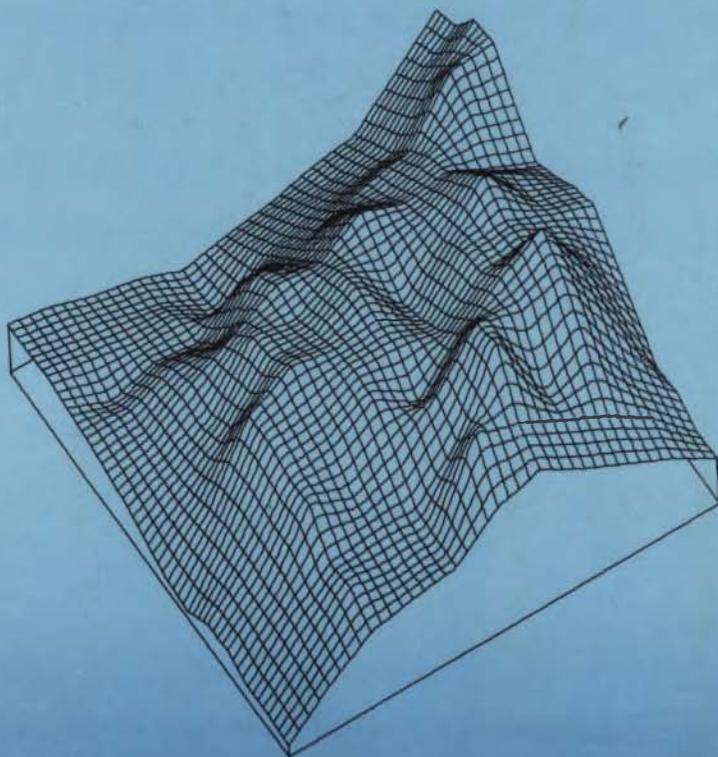




ISSN-0002-3272

ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ
АКТИВНОСТЬ
И ОСАДОЧНЫЙ ПРОЦЕСС
В КАРИБСКО-
МЕКСИКАНСКОМ
РЕГИОНЕ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ И ОСАДОЧНЫЙ ПРОЦЕСС В КАРИБСКО- МЕКСИКАНСКОМ РЕГИОНЕ

Труды, вып. 448

Основаны в 1932 году



МОСКВА
"НАУКА"

1990

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

GEOTHERMAL ACTIVITY AND SEDIMENTOGENESIS
ON THE CARIBBEAN — MEXICAN REGION

Transactions, vol. 448

Авторы:

В.И. Кононов, В.П. Зверев, М.Д. Хуторской, О.В. Августыняк, Д.Б. Богатырев,
Ф. Буисс, Г.Ю. Бутузова, М.Е. Былинская, А.И. Вознесенский, Д.В. Гричук,
В.И. Дворов, В.П. Зинкевич, А. Крийю, Д.И. Кудряцев, В.Г. Матвеев,
В.И. Падучих, Б.Г. Поляк, Н.В. Поршневу, Т.А. Прилуцкая, Э.П. Радионова,
А.А. Рот, И.Л. Симонов, И.Н. Толстихин, Р. Фернандес

Геотермальная активность и осадочный процесс в Карибско-Мексиканском регионе / В.И. Кононов, В.П. Зверев, М.Д. Хуторской и др. — М.: Наука, 1990. — 192 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 448). — ISBN 5-02-002087-7

Приведены результаты детальных геофизических, геологических и газогидрохимических исследований в Карибско-Мексиканском бассейне и Западной Атлантике, полученные в 4-м рейсе нис "Академик Николай Страхов". Дана картина распределения теплового поля в различных тектонических структурах этого региона. Описаны очаги разгрузки подводных гидротерм в тектонически активных структурах, подтвержденные геотермическими, геологическими и гидрохимическими данными. На основании литолого-фациального анализа современных осадков установлены различные их генетические типы, фации и макрофации, показана их специфика в различных геоморфологических зонах дна. Путем изучения состава свободной водной толщи и поровых вод осадков оценена гидрогеохимическая обстановка современной седиментации и начального диагенеза.

Фототабл. 8. Табл. 30. Ил. 66. Библиогр.: 189 назв.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *А.Л. Книппер* (главный редактор),
В.А. Дриц, Ю.Б. Гладенков, В.Г. Гербова

Ответственный редактор:

член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*

Рецензенты: *А.М. Городницкий, А.Е. Шлезингер*

Редактор *А.В. Копп*

Editorial Board:

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences
A.L. Knipper (Editor-in-Chief), *V.A. Dritz, Yu.B. Gladenkov, V.G. Gerbova*

Responsible Editor:

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *P.P. Timofeev*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сегодня одной из главных задач наук о Земле является всестороннее исследование строения и эволюции дна Мирового океана. В преобразовании океанической коры огромную роль играют процессы тепломассопереноса — перераспределения земного вещества и энергии. Их изучение необходимо как для дальнейшего развития теоретической геологии, так и для решения важнейших практических задач выявления и использования месторождений полезных ископаемых и геотермальных ресурсов.

В геологических проявлениях тепломассопереноса тесно переплетаются геоэнергетические и геохимические следствия. Особенности геотермальной активности в различных структурах океанического дна, характер распределения фонового теплового потока и причины возникновения геотермальных аномалий, специфика конвективного тепломассопереноса и его геохимических признаков в разной тектонической обстановке, гидрогеохимические условия седименто- и литогенеза, построение комплексных (синтетических) геодинамических моделей — все эти и многие другие проблемы встают перед исследователями, занимающимися изучением геоэнергетики и геохимии дна Мирового океана. Изучение этих проблем осуществляется в рамках крупных долговременных проектов, как международных ("Литосфера", "Проект глубоководного бурения" и др.), так и национальных ("Геопол", "Седимент", "Переходная зона океан—континент" и др.).

4-й рейс нис "Академик Николай Страхов" был организован в соответствии с планом научных работ ГИН АН СССР, программами "Геопол" и "Седимент", заданием 02.05 Н22 проблемы 0.50.01 ГКНТ СССР, а также договором о двустороннем научно-техническом сотрудничестве между СССР и Мексикой. В рамках указанных программ в экспедиции выполнялись также два международных проекта с участием мексиканских и французских ученых.

Целью рейса было изучение геотермальной активности и гидрогеохимических условий современного седименто-литогенеза в различных структурах океанического дна. Выбор района работ экспедиции — Карибско-Мексиканского региона — был продиктован двумя причинами. Во-первых, в этом регионе ярко проявляются общие закономерности тектонической эволюции дна океана в переходной зоне и имеется широкий спектр тектонических структур, резко различающихся геотермальной активностью и условиями осадкообразования. Но при довольно хорошей геологической изученности этот регион все еще недостаточно исследован в геотермическом и гидрогеохимическом отношении. Во-вторых, проведение исследований на акваториях именно этого региона было связано с возможностью увязать полученные данные с материалами многолетних наземных работ ГИН АН СССР на территории Мексики.

В данном регионе были исследованы четыре полигона, характеризующих основные типы тектонических структур: впадину Мексиканского залива с мощной осадочной толщей и интенсивным соляным диапиризмом (Кампече), зону сопряжения континентальной и океанической коры (Юкатан), активную островную

Малоантильскую дугу (Гваделупа) и зону спрединга в пределах глубоководного трога Кайман (Кайман).

Такой широкий спектр тектонических структур, охватывающий все их основные типы в зоне перехода от континента к океану, предопределял возможность решения цели рейса. В программу рейса были включены три конкретные задачи: 1) выяснить, как меняется величина регионального (фонового) кондуктивного теплового потока через дно акваторий в разных тектонических структурах региона; 2) локализовать и исследовать подводную гидротермальную деятельность в этих структурах путем наблюдений с борта судна с помощью геотермических измерений, отбора проб воды для последующего общего и изотопного анализа содержащихся в них компонентов (в том числе водорастворенного He), изучения донных отложений с целью поиска в них минеральных продуктов разгрузки гидротерм (железомарганцевых образований и др.); 3) изучить литолого-фациальные особенности состава осадков и гидротермические условия современного седименто-литогенеза.

На каждом из полигонов, кроме того, проводились батиметрическая съемка и непрерывное сейсмопрофилирование (НСП) для получения информации о рельефе дна и строении осадочного чехла и фундамента. На основе этой информации выбирались наиболее подходящие объекты для последующего проведения геотермических, гидрохимических и геологических работ. Изучались также структура и вещественный состав пород фундамента путем драгирования коренных пород (каменный материал отбирался и на суше во время геологических экскурсий на Азорских и Канарских островах).

В соответствии с поставленными задачами и был сформирован состав экспедиции. В нее вошли, помимо группы руководства (В.И. Кононов — начальник экспедиции, М.Д. Хуторской, В.П. Зверев — заместители начальника экспедиции, С.Д. Борисенко — ученый секретарь), четыре научных отряда — геотермический (руководитель Б.Г. Поляк), геофизический (В.И. Падучих), геологический (А.И. Вознесенский) и гидрогеохимический (В.И. Дворов). Научную часть экспедиции составляли 18 специалистов из Геологического института АН СССР, по одному из Геологического института Кольского филиала АН СССР, Института космических исследований АН СССР и Геологического института АН АзССР, а также три инженера из Куйбышевского политехнического института и два из Краснодарского филиала "Союзморгео" Мингазпрома СССР. Кроме того, активное участие в исследованиях принимала научно-техническая служба судна под руководством С.В. Максимова. Она осуществляла контроль за работой всего штатного лабораторного оборудования: главный судовой ЭВМ, анализаторами, эхолотами (многолучевым и однолучевым глубоководными), навигационной системой, погодной станцией, системой "Розетт", а также палубными лебедками.

Помимо постоянного оборудования судна, а также дополнительных приборов и оборудования, обычно применяемых в практике морских исследований (система "Аквамарин" с пневмоизлучателями для НСП, драги, грунтовые трубки, черпаки, хроматограф "Газохром-3101", полярографы LP-4 и ППТ-1, иономер "Орион", термоградиентографы ПТГ-ЗМТБ и ТГЦП-1), в 4-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" использовалась и не применявшаяся ранее, а также усовершенствованная или специально изготовленная химико-аналитическая и геотермическая аппаратура. Так, с наилучшей стороны зарекомендовали себя плазменный спектроанализатор JV-38 и модифицированный вариант газового хроматографа "Вырухром". Для отжима поровых вод был реконструирован 10-тонный пресс. Отбор проб водорастворенных инертных газов и подготовка их для последующего изотопного анализа осуществлялись с помощью герметичных батометров и вакуумной установки, разработанных Геологическим институтом Кольского филиала АН СССР. Сравнение работы разных видов геотермической аппаратуры показало, что оптимальным ее техническим вариантом сегодня

коллег в порту Сан-Мигель (о-в Косумель) 14 февраля мы прибыли в порт Пуэнт-а-Питр (о-в Гваделупа). Здесь на борт были взяты доктор Ф. Бунсс — научный руководитель отдела морской геологии Бюро горно-геологических исследований Франции и доктор А. Крию из Комплексного института геотермических исследований. В тот же день начались работы на полигоне в экономической зоне Франции между островами Гваделупа и Монтсеррат. 24 февраля они были закончены и в порту Пуэнт-а-Питр сошли на берег французские ученые, а судно отправилось в обратный путь и 16 марта пришло в порт Санта-Крус на о-ве Тенерифе. Во время стоянки состоялась геологическая экскурсия, организованная местным университетом и Национальным музеем естественных наук (Мадрид), под руководством профессора В. Аранья, были отобраны образцы пород, пробы воды и газа. 19 марта судно покинуло Канарские острова и через 11 дней прибыло в порт Калининград.

Всего за 112 суток судно прошло 18505 миль. Общий объем работ на изученных полигонах (в числителе — общее количество станций, в знаменателе — сколько из них было успешных):

Съемка многолучевым и глубоководным эхолотами, миль	1627
Непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), миль	1431
Драгирование	27/18
Отбор проб трубами	
большого диаметра	43/32
малого диаметра	7/5
Отбор проб дночерпателем	6/4
Гидрогеохимическое опробование системой "Розетт"	11/10
гирляндой глубинных батометров	12
Геотермические измерения	128/86
температуры воды и донного осадка	77
градиента (теплового потока) в донном осадке	74
теплопроводности донных осадков системой "ГЕОС-1"	40
на борту судна (установкой "ЛИТОС-2М")	15
Общее число станций	202
Общий вес поднятого каменного материала, кг	2400
Общая длина колонок донных осадков, м	82
Количество проанализированных проб	
газа	122
океанической воды	130
поровой воды	53
донных осадков	244
Число компоненто-определений (без учета дублей)	4772
Количество изученных петрографических шлифов	60
Количество смерслайдов	300
Количество образцов для микропалеонтологического изучения	100

На изученных полигонах были собраны коллекции проб воды и газа, а также образцов пород и донных (в том числе металлоносных) осадков, характеризующих различные участки океанической коры; составлены детальные карты рельефа дна; изучено тепловое поле Земли; геотермическими и геохимическими методами выявлены места гидротермальной разгрузки.

Отобранные коллекции образцов осадков, коренных пород, свободных и поровых вод спонтанных и растворенных газов были проанализированы в лабораториях ГИН АН СССР, ГИ Кольского филиала АН СССР, МГУ, ГЕОХИ АН СССР и др.

Таким образом, 4-й рейс нис "Академик Николай Страхов" показал принципиальную возможность обнаружения и изучения подводной гидротермальной деятельности созданным комплексом бортовой аппаратуры.

В обработке полученных материалов участвовали Д.В. Гричук (расчет термодинамических равновесий), М.Е. Былинская, И.А. Басов (палеонтологические определения), Д.А. Злочевский (теплофизическое моделирование), И.Л. Каменский (изотопия инертных газов).

Все фотоработы на борту корабля и в камеральный период (репродукция графиков, съемка образцов пород, колонок осадков, шлифов и т.п.) выполнил Б.А. Соколов, который, кроме того, активно участвовал в работах геологического отряда. Важную организационную работу во время рейса выполняла ученый секретарь экспедиции С.Д. Борисенко (контакты с прессой, береговой администрацией, иностранными визитерами и пр.).

Успешному проведению рейса способствовала слаженная работа всего научного состава и экипажа судна во главе с капитаном И.-В.И. Латожей.

Большую помощь при подготовке и проведении рейса оказали отдел морских экспедиционных работ АН СССР и группа морских экспедиционных работ ГИН АН СССР.

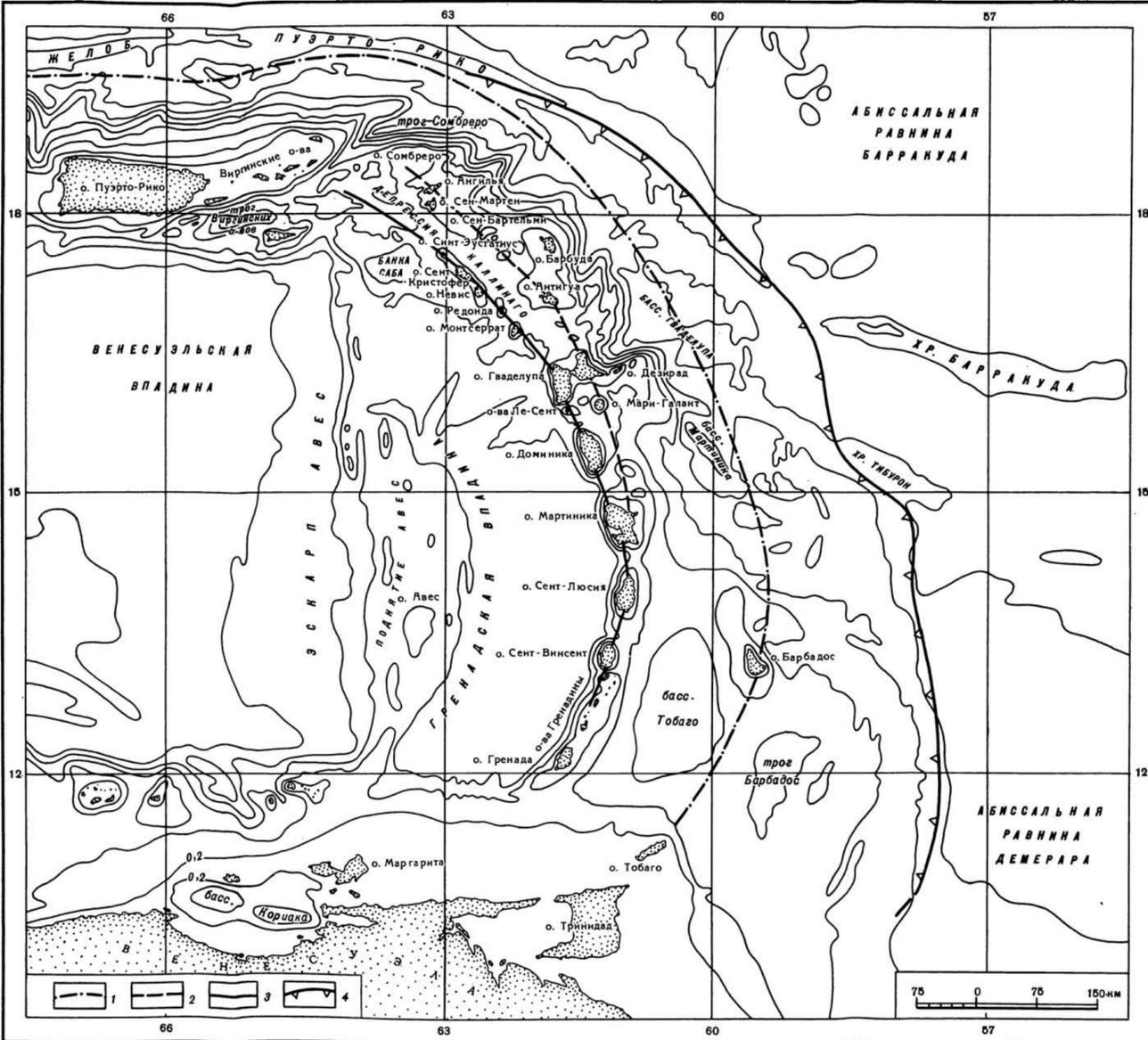


Рис. 4. Морфоструктурная схема Восточно-Карибского региона и Малоантилльской островной дуги

1 — ось отрицательной гравитационной аномалии, связанная с выходом на поверхность границы между Карибской плитой и субдирирующей атлантической корой; 2 — Внешняя (древняя) дуга; 3 — Внутренняя (современная) дуга; 4 — фронт деформации Барбадосской аккреционной призмы. Изобаты 0,2 км и через 1 км

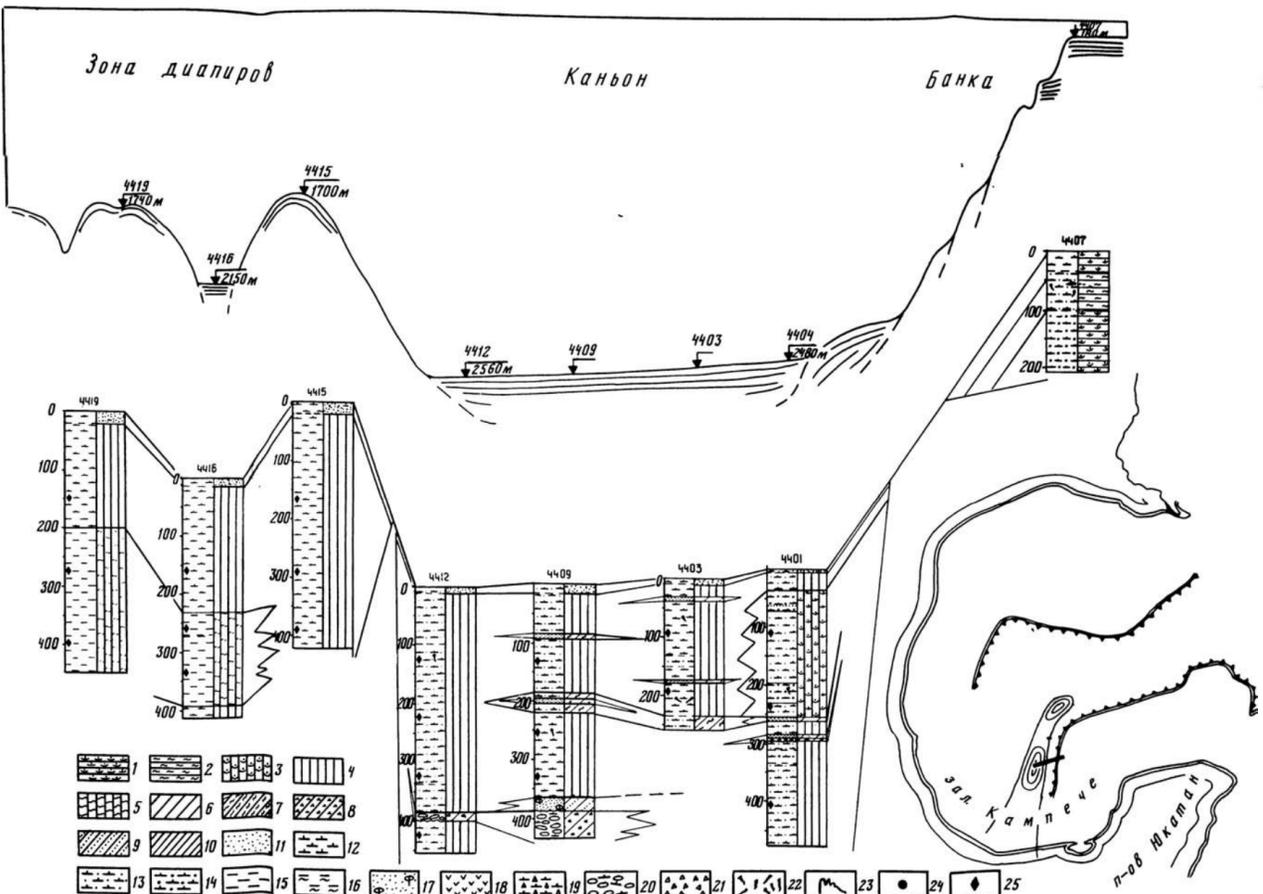


Рис. 20. Литолого-фациальный профиль колонок осадков полигона Кампече

1-10 — генетические типы фаций: 1, 2 — карбонатных органогенных отложений окраины шельфа — МШК (1 — МШК-1, 2 — МШК-2), 3, 4 — глинисто-карбонатных отложений пришельфовой зоны материкового склона — МСК (3 — МСК-1, 4 — МСК-2), 5 — карбонатно-глинистых отложений материкового склона — МСП-1, 6, 7 — песчано-глинистых отложений малонагруженных потоков и течений — МСТ (6 — МСТ-1, 7 — МСТ-2), 8-10 — песчано-глинистых отложений сильно нагруженных потоков и оползней — МСП (8 — МСП-1, 9 — МСП-2, 10 — МСП-3); 11 — верхний окисленный слой современных осадков; 12 — кокколитоидные илы; 13 — кокколито-фораминиферные илы; 14 — фораминиферо-кокколитоидные илы; 15 — глинистые илы; 16 — кремнисто-глинистые илы; 17 — фораминиферные пески; 18 — туфы; 19 — биогенно-туфогенные илы; 20 — гальки плотных илов с карбонатно-глинистым цементом; 21 — щебенка пород фундамента; 22 — биотурбации; 23 — текстуры оползания; 24 — скопления сульфидов железа; 25 — скопления гидроксидов Mn

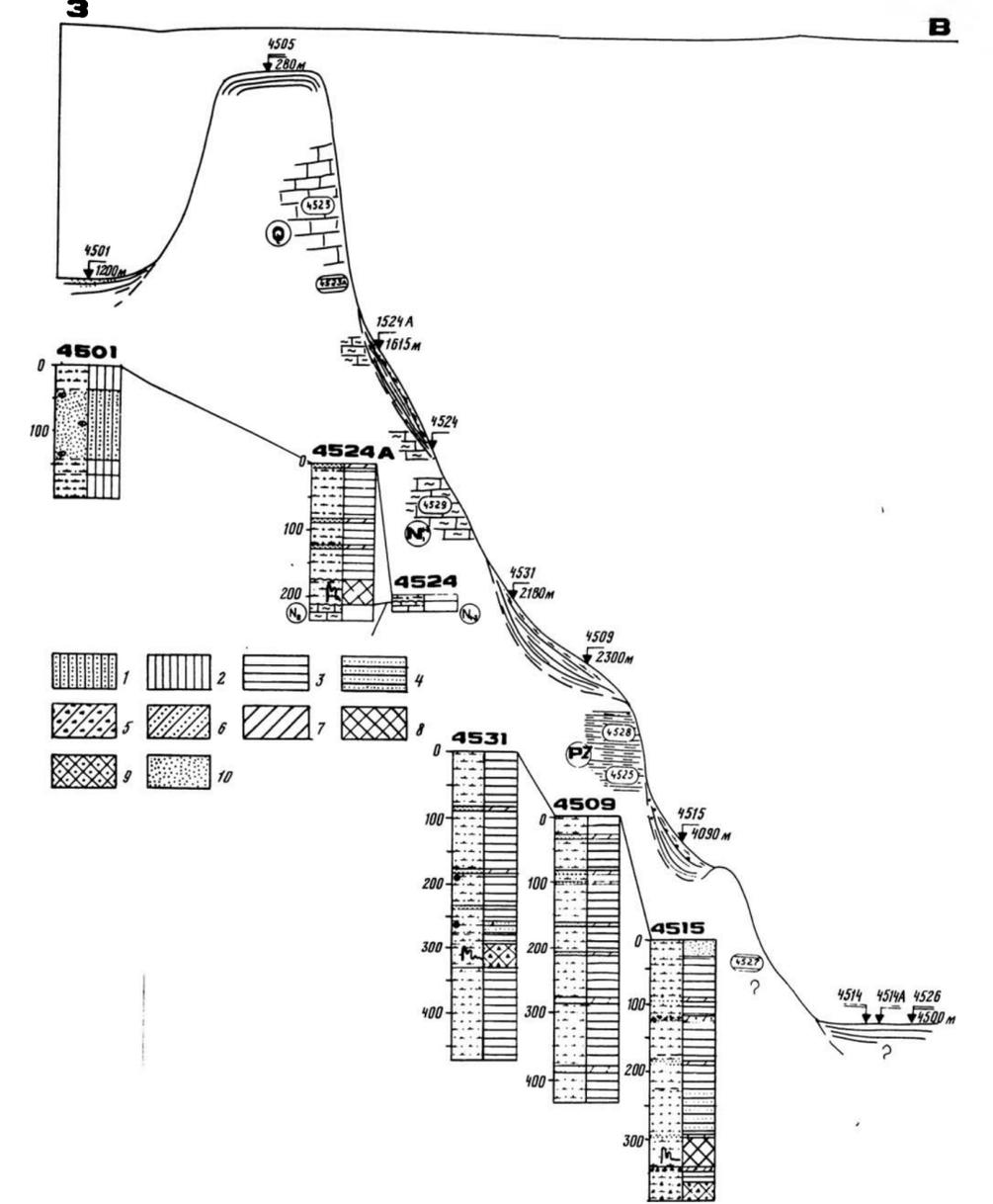


Рис. 30. Литолого-фациальный профиль колонок осадков полигона Юкатан

1-9 — генетические типы фаций: 1, 2 — карбонатных биодетритовых отложений верхней части материкового склона — БСП (1 — БСП-1, 2 — БСП-2), 3, 4 — карбонатно-глинистых осадков средней части материкового склона — БСГ (3 — БСГ-1, 4 — БСГ-2), 5, 6 — песчано-глинистых осадков оползней на материковом склоне — БСО (5 — БСО-1, 6 — БСО-2), 7-9 — песчано-гравийных отложений течений и потоков на материковом склоне — БСТ (7 — БСТ-1, 8 — БСТ-2, 9 — БСТ-3); 10 — верхний окисленный слой современных осадков. Остальные условные обозначения см. на рис. 20

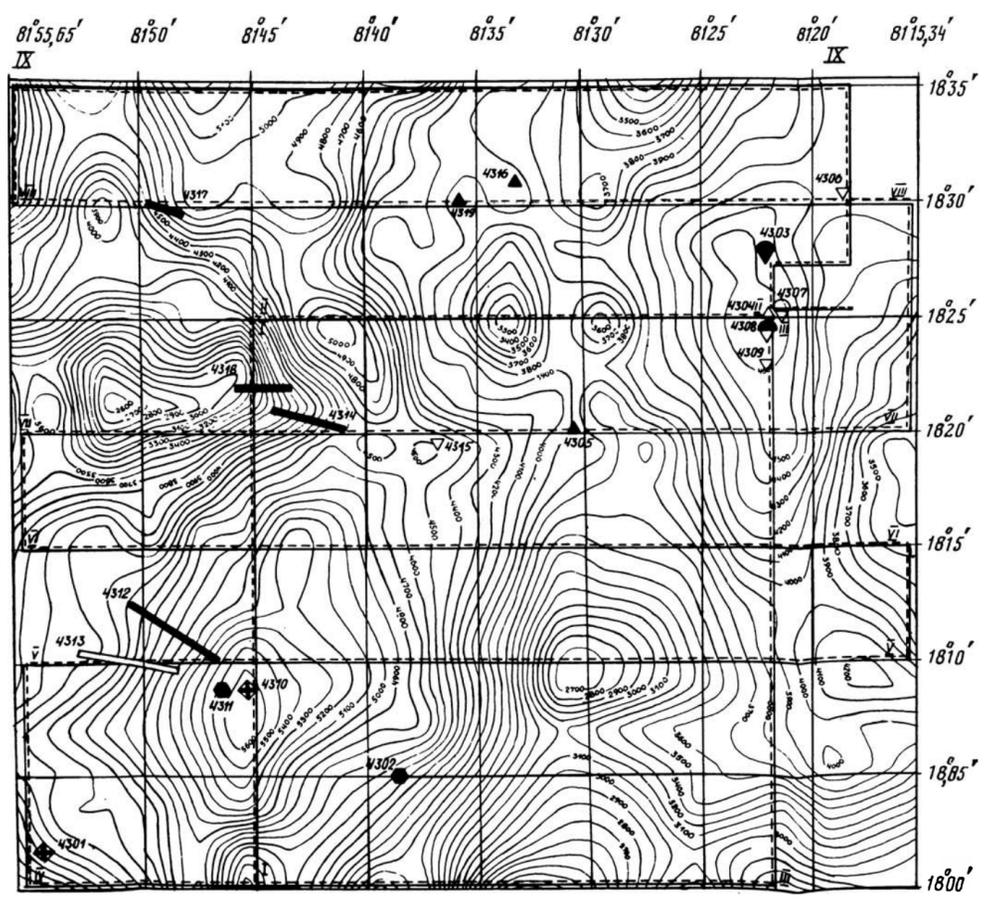


Рис. 36. Схема фактического материала полигона Кайман

Условные обозначения см. на рис. 15

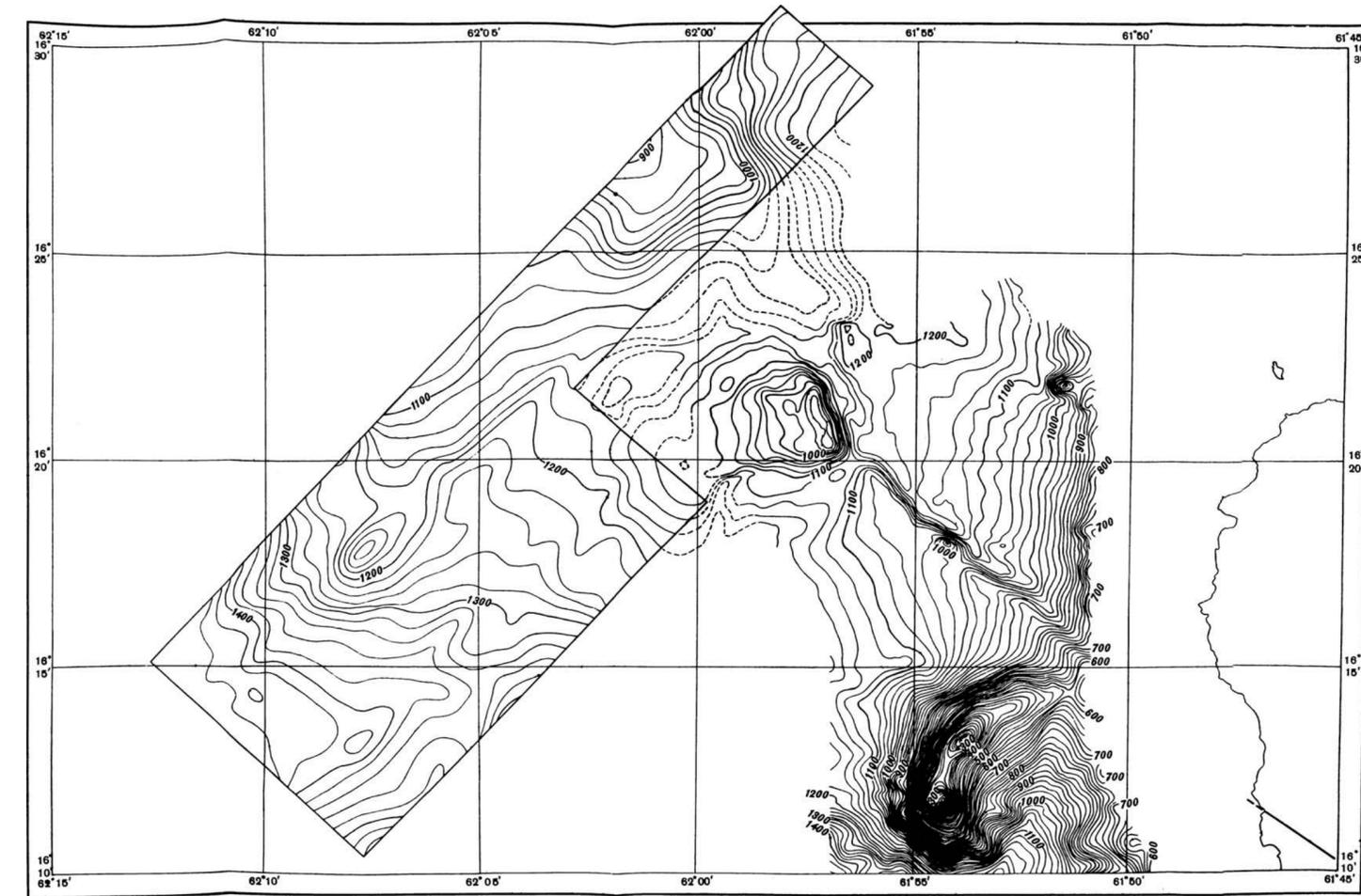


Рис. 50. Батиметрическая схема северо-западных подножий о-ва Бас-Тер
Сплошные линии — изобаты по данным многолучевого эхолотирования в ходе 4-го рейса
нис "Академик Николай Стрехов" (район съемки ограничен прямоугольным контуром) и
предшествующих французских экспедиций [56], пунктирные — условные продолжения изобат

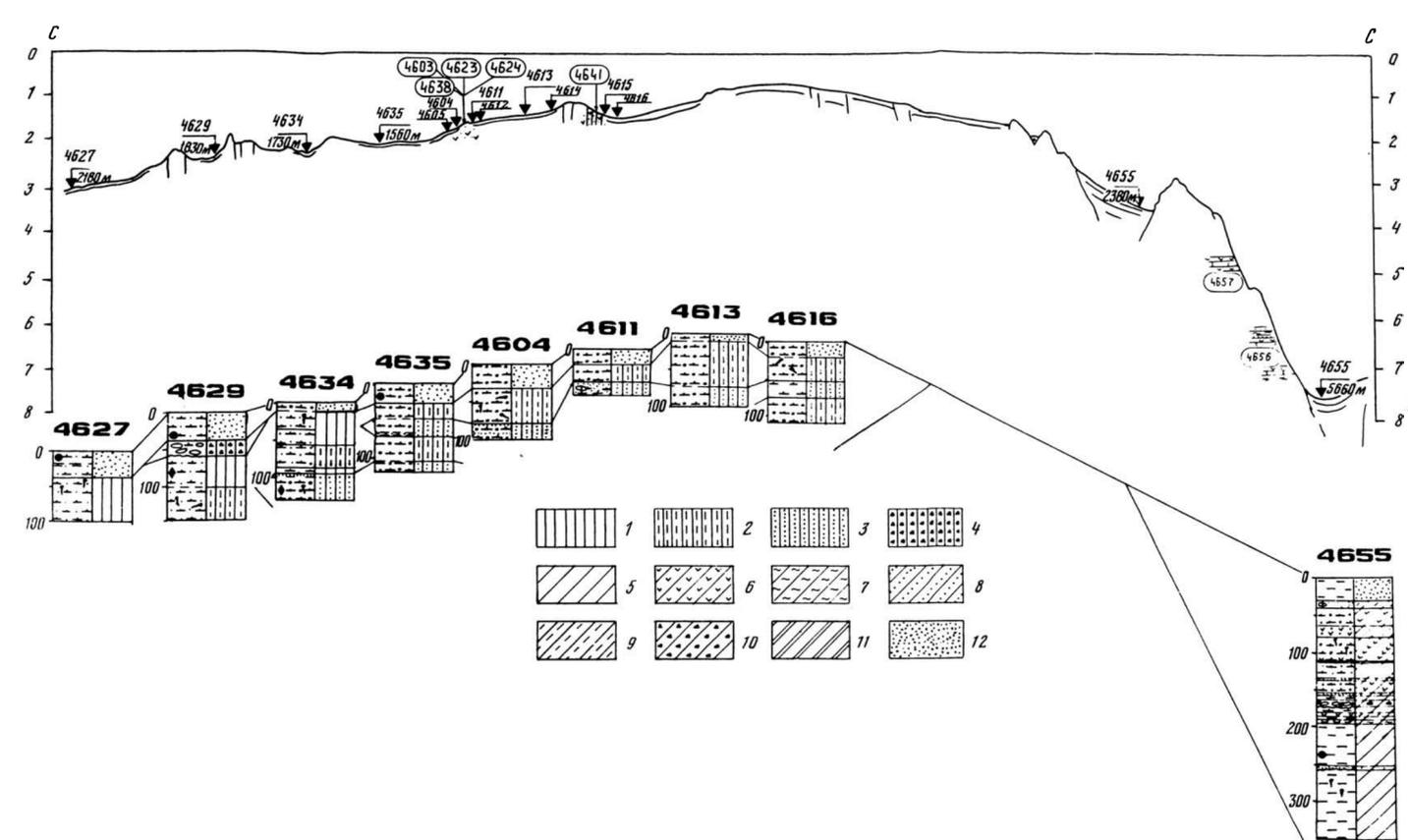


Рис. 53. Литолого-фациальный профиль колонок осадков полигона Гваделупа
1—11 — генетические типы фаций: 1, 2 — вулканогенно-карбонатных осадков открытого межостровного мелководья вулканической дуги — БМВ (1 — БМВ-1, 2 — БМВ-2), 3 — глинисто-песчаных отложений слабых течений на мелководье вулканической дуги — БВТ-1, 4 — отложений оползней у подножья склонов на мелководье вулканической дуги — БВО-1, 5, 6 — глинистых осадков спокойной седиментации у подножья океанического склона вулканической дуги — БАГ (5 — БАГ-1, 6 — БАГ-2), 7 — кремнисто-глинистых осадков подножья океанического склона дуги — БАК-1, 8—11 — глинисто-песчаных осадков течений и потоков у подножья склона вулканической дуги — БАТ (8 — БАТ-1, 9 — БАТ-2, 10 — БАТ-3, 11 — БАТ-4); 12 — верхний окисленный слой современных осадков. Остальные условные обозначения см. на рис. 20

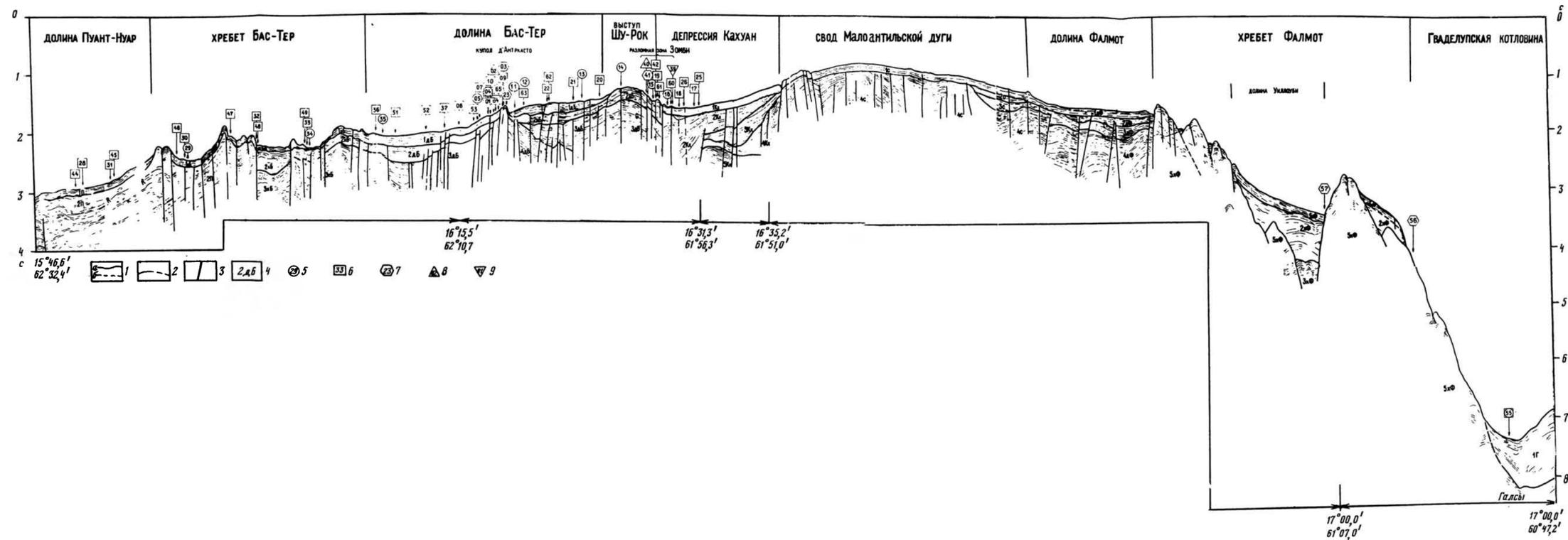


Рис. 51. Сводный сейсмогеологический разрез пересечения Малоантильской дуги между островами Гваделупа и Монтсеррат
1 — границы структурных комплексов; а — установленные, б — предполага-

гаемые; 2 — отражающие горизонты; 3 — тектонические нарушения; 4 — индексы структурных комплексов; 5—9 — расположение станций: 5 — грунтовых трубок, 6 — теплового потока, 7 — драгирований, 8 — батометров, 9 — системы "Розетт". Отражающие горизонты: R — по [107], G — по материалам рейса

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КАРИБСКОГО РЕГИОНА

Со времени его открытия Колумбом в конце XV в. Карибский регион постоянно вызывал большой и разнообразный интерес, особенно усилившийся в последнее время в области наук о Земле. Расположенный между двумя океанами — Атлантическим и Тихим — и двумя крупными континентальными массами — Северной и Южной Америкой, этот регион может считаться ключевой областью для понимания процессов, формирующих лик Земли. Здесь на сравнительно небольшом расстоянии можно встретить почти все основные тектонические структуры: большие кратоны; микроконтиненты, или террейны; зоны субдукции с осадочной аккреционной призмой и без нее; островные дуги различных типов, активные или отмершие; крупные трансформные границы плит; центр океанического спрединга; океанические впадины с обычной или аномальной мощностью осадков; образовавшиеся в результате коллизии альпийские пояса.

Карибское море (2640000 км²) вместе с Мексиканским заливом (1600000 км²) образует Американское Средиземноморье, имеющее примерно такие же размеры, как и Средиземноморье Старого Света (2965550 км² плюс 461000 км² для Черного и Азовского морей). Наибольшая протяженность собственно Карибского моря в субширотном направлении около 2800 км, от о-ва Гренада на юго-востоке до пролива Юкатан на северо-западе. Ширина его от 800 км между Венесуэлой и Пуэрто-Рико до 1500 км между Панамой и Кубой.

Карибский бассейн ограничен четырьмя основными структурами (рис. 2): 1) на севере — отмершей островной дугой Больших Антил, включающей острова Куба, Ямайка, Гаити, Пуэрто-Рико и Виргинские; 2) на юге — северной окраиной Южно-Американского континента (Тринидад, Венесуэла, Колумбия), окаймленной Арубо-Бланкильской неактивной в настоящее время островной дугой, включающей нидерландские (Аруба, Кюрасао, Бонайре) и венесуэльские (Авес, Лос-Рокес, Орчила, Бланкилья, Лос-Эрманос) острова южной части Малых Антил. Юго-восточнее расположены острова Маргарита и Тобаго. Вдоль побережья Венесуэлы протягивается так называемый Карибский хребет (или Карибская горная система) — орогенический пояс протяженностью около 1700 км, образовавшийся при коллизии Арубо-Бланкильской гряды с северной оконечностью Южной Америки. К западу Карибский хребет через Меридские Анды соединяется с северным (колумбийским) окончанием Андских Кордильер; 3) на

Рис. 2. Строение Карибской плиты и прилегающих районов

1 — зоны субдукции; 2 — сдвиги или трансформные разломы; 3 — спрединговые хребты; 4 — фронты зон деформации и надвигообразования; 5 — вертикальные разломы и эскарпы; 6 — векторы конвергенции с указаниями направлений относительного движения (цифры — скорости субдукции); 7 — направления перемещений Северо- и Южно-Американской плит; 8 — направления "тектонического поглощения" по [71]; 9 — океаническая кора Мексиканского залива; 10 — приближительная граница океанической коры трога Кайман; 11 — "аномальная" океаническая кора Карибской плиты; 12 — карбонатные платформы; з.р. — зона разломов; ПБМТ — Панамо-Баудо-Мандский терреин; РСМБ — разлом Санта-Марта-Букараманга

востоке — активной островной дугой Малых Антиль, от о-ва Гренада до островов Саба и Ангилья (см. ниже); 4) на западе — тектоническими структурами Центральной Америки, западная часть которых срезается Центральноамериканской зоной субдукции, порождающей цепь очень активных вулканов, которая протягивается от юга Мексики до самой северной части Панамы. Центральная Америка фактически состоит из двух частей: а) одну образуют два небольших блока континентальной коры (микроконтинента): Юкатан (Южная Мексика, Белиз) и Кортес (Гватемала, Гондурас, Сальвадор, Никарагуа), причем первый из них соединяется теперь с Северо-Американской плитой; б) другая, перешеек Центральной Америки (Коста-Рика, Панама), сложена островодужным комплексом, вероятно формировавшимся на приподнятом участке океанической коры (подобно комплексу, обнаженному на п-ове Никая).

Ниже будут кратко рассмотрены физико-географические особенности и геологическое строение отдельных структур Карибского бассейна и Мексиканского залива [62, 73—75, 138]. Особое внимание будет уделено Восточным Карибам, так как эта область уже более 10 лет является главным объектом исследований автора и благодаря проведенным здесь многочисленным, в том числе интернациональным, экспедициям представляет собой одну из наиболее изученных активных окраин Мирового океана. После изложения современной геодинамики Карибской плиты и краткой характеристики встречающихся здесь мезозойских островных дуг будет дан общий эскиз наиболее широко принятого сейчас сценария эволюции всего этого региона.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Дно Американского Средиземноморья состоит из шести впадин, разделенных поднятиями (см. рис. 2): впадина Мексиканского залива — Юкатанский пролив — Юкатанская впадина — поднятие Кайман — трог Кайман и Срединно-Кайманский спрединговый центр — Никарагуанское поднятие — Колумбийская впадина — хребет Беата — Венесуэльская впадина — поднятие Авес — Гренадская впадина — Малоантильская островная дуга и сопровождающие ее преддуговые структуры. Три последние структуры относятся к Восточным Карибам.

Мексиканский залив. Мексиканский залив [175] — почти со всех сторон окруженный сушей морской бассейн округлой формы с небольшой океанической впадиной в центре. С Карибским морем залив связан узким Юкатанским проливом (между Мексикой и Кубой), а с Атлантическим океаном — более мелким Флоридским проливом (между Кубой и США). Максимальная глубина залива около 3600 м. В его пределах выделяются две крупные провинции: 1) терригенная — дельта, конус и глубоководный конус выноса р. Миссисипи, абиссальная равнина; 2) верхнеюрско-кайнозойская карбонатная — платформа Юкатан, или банка Кампече, и платформа Флорида.

Сейсмические исследования методами отраженных и преломленных волн показали, что центральная часть абиссальной равнины площадью около 350 000 км² подстилается слоем океанической коры ($v_p=6,5$ км/с) мощностью 5—6 км. Он перекрыт осадочным чехлом толщиной до 12 км, включающим мощный прослой соленосных отложений предположительно среднеюрского возраста, аналогичный соляной формации Лоуэн южной части США. Эвапориты обуславливают соляную тектонику, типичным продуктом которой на центральной равнине является купол Сигсби. Такие соляные диапиры имеют от 100 до 200 м в высоту и до 10 км в диаметре.

Симметричное распространение коры переходного типа на окраинах залива и присутствие соленосной толщи на океанической коре позволяют предположить, что залив возник в позднеюрское—раннемеловое время в результате спрединга океанической коры, обусловленного рифтогенезом и последующего ее проседания,

благоприятного для образования мелководных эвапоритов [66]. Крупная перестройка плит около 130 млн лет назад привела к прекращению спрединга в этом районе.

Юкатанская впадина. Юкатанская впадина, расположенная за пределами неогеновых границ Карибской плиты (рис. 3), представляет собой глубокую (около 4 км) полукруглую депрессию, ограниченную древней Кубинской дугой, Юкатанским бордерлендом и поднятием Кайман. Она подстилается осадочным чехлом мощностью около 2 км и двуслойной океанической корой ($v_p = 3,9$ и $6,6$ км/с) нормальной мощности (7,5 км). Характер распределения магнитных аномалий северо-восточного простирания, значения теплового потока и дополнительные геофизические данные позволяют предположить, что активный спрединг океанического дна происходил в конце позднего мела—самом начале кайнозоя [109]. Если характер магнитных аномалий интерпретирован правильно, то часть океанической коры Юкатанской впадины исчезла в результате субдукции под блоком Кортес (Гондурас) и Никарагуанским поднятием.

Хребет Кайман и Никарагуанское поднятие. Оба поднятия простираются в восток-северо-восточном направлении, так же как и расположенный между ними трог Кайман. Асимметричный, с крутым южным склоном хребет Кайман протягивается от южной окраины гор Сьерра-Маэстра (Юго-Восточная Куба) до континентального бордерленда Белиза (п-ов Юкатан), изредка поднимаясь над уровнем моря (острова Кайман, Мистериоса и банка Розарио, а также отдельные рифы).

Гораздо более широкое Никарагуанское поднятие, или плато, протягивается от Никарагуа и Гондураса до Ямайки и юго-западной части о-ва Гаити. Наибольшая его протяженность (с юго-запада на северо-восток) около 1000 км. В своей северной части оно обнажается на поверхности в виде островов Исла-де-ла-Баия (Утила, Роатан, Гуанаха) и Сван, а в южной — Провидения и Сан-Андрес. Юго-западная часть Никарагуанского поднятия соответствует широкому и мелководному шельфу Гондураса и Никарагуа, сложенному преимущественно карбонатными отложениями. К северо-востоку от него на гребне поднятия находятся такие мелководные (средняя глубина 30 м) банки, как Розалинд, Серанилла и Педро. Почти четвертая часть Никарагуанского поднятия расположена выше изобаты 200 м. Большинство рифов и островов поднятия сложено карбонатными отложениями постпалеоценового возраста, за исключением островов Провидения (щелочные базальты позднего неогена) и Исла-де-ла-Баия (прорванный интрузиями палеозойский фундамент). С северной стороны Никарагуанское поднятие круто обрывается трогом Кайман, тогда как к юго-востоку оно постепенно переходит в Колумбийскую впадину. Максимальная мощность коры в пределах поднятия около 22 км [45]. Южный его склон обрзан двумя крупными разломами юго-западного—северо-восточного направления (возможно, зонами разломов): Бахо-Нуэво (или Педро-Банк) и эскарпом Хесса. Приблизительно в 300 км к востоку от Никарагуанского побережья находится узкий трог Провидения (или Сан-Андрес) длиной 200 км — современный грабен с проявлением плиоцен-четвертичного щелочного вулканизма.

Близкие значения мощности коры и региональная геология явно свидетельствуют о том, что хребет Кайман и Никарагуанское поднятие изначально являлись единой структурой, связанной на юго-западе с блоком Кортес. Драгированием этих подводных поднятий (бортов трога Кайман) получены метаморфические, плутонические и вулканические породы (с возрастом 59—64 млн лет), типичные для островных дуг и континентальных окраин [152]. Здесь же были подняты осадочные (в том числе карбонатные) отложения верхнего мала—палеогена (олигоцен) и карбонатные породы неогена. Считается, что оба поднятия являются фрагментами островной дуги позднемелового—палеогенового возраста, в основании южной части которой встречаются породы блока Кортес;

под северный фланг этой дуги подвинуты образования океанической коры Юкатанской впадины. Впоследствии, вероятно в эоцене, крупным левосторонним сдвигом эта структура была разбита на две части, разделенные возникшим между ними трогом Кайман, маркирующим современную северную границу Карибской плиты.

Трог Кайман. Трог Кайман [76, 131, 152] представляет собой широкую грабеноподобную прямоугольную впадину длиной 1600 км и шириной около 120 км (см. рис. 1), протягивающуюся от Гондурасского залива (на западе) до Наветренного пролива (на востоке). Он ограничен подводными поднятиями — Никарагуанским и хребтом Кайман. Преобладающая глубина трога 4—6 км. Примерно в центральной части этой сейсмически активной впадины расположено короткое поднятие субмеридионального простирания — Срединно-Кайманский спрединговый центр, который соединяет левосторонние трансформные разломы, ограничивающие трог с северо-востока (разлом Ориенте) и юго-запада (разлом Сван). Большая часть трога Кайман подстилается океанической корой (драгированы толентовые базальты, габбро, перидотиты).

Интерпретация линейных магнитных аномалий в трогe неоднозначна; мощный осадочный покров и слабое магнитное поле затрудняют расшифровку ранней истории рифтогенеза и спрединга в этой структуре, поэтому время и скорость раскрытия трога Кайман пока дискуссионны. Э. Розенкранц и Дж. Склейте [160] предположили, что: 1) формирование трога было обусловлено растяжением, начавшимся в эоцене; 2) общее раскрытие трога около 1100 км; 3) в течение последних 30 млн лет раскрытие трога происходило со скоростью ~1,5 см/год; 4) скорость его раскрытия на более раннем этапе (до среднего олигоцена) точно определить невозможно, но, вероятно, она была большей. Процессы спрединга в трогe Кайман были не совсем обычными, так как этот трог формировался при сдвиге друг относительно друга двух крупных плит.

Колумбийская и Венесуэльская впадины и хребт Беата. Колумбийская (максимальная глубина 4164 м в северной части) и Венесуэльская впадины — наиболее обширные депрессии Карибского моря, имеющие сходную структуру дна и общее происхождение. Ограниченные изобатами 3 и 4 км соответственно, эти впадины разделены хребтом Беата север-северо-восточного — западно-западного простирания. Наиболее опущено дно в юго-восточной части Венесуэльской впадины, обычно называемой бассейном Таннер, где его глубина достигает 5 км (максимальная 5013 м). Впадины соединены трогом Аруба-Гэп — узкой депрессией между южным окончанием хребта Беата и южноамериканским бордерлендом. Дно южной части Колумбийской впадины сложено мощной (до 6 км) терригенной толщей — продуктом сноса из Северных Анд, в первую очередь р. Магдалена. Южное обрамление обеих впадин и северная окраина Венесуэльской впадины сложены осадочными породами, смятыми в фестончатые структуры полукруглой формы. Эти структуры с признаками сжатия напоминают зоны субдукции с фронтальными трогами (Муэртос на севере и Кюрасао на юге) и зоной аккреции; акустический фундамент в них постепенно погружается по направлению к дуге или континенту. Из-за отсутствия сейсмичности и соответствующего вулканического пояса они получили

←
Рис. 3. Расположение фрагментов Мезозойской Карибской дуги в современной структуре Карибского региона и магнитные аномалии океанической коры Карибских впадин

1 — современная граница Карибской плиты; 2 — современное положение фрагментов Мезозойской Карибской дуги после коллизий, расколов на отдельные фрагменты и открытия задуговых бассейнов; 3 — магнитные аномалии, созданные спредингом (Юкатанская, Колумбийская и Венесуэльская впадины, трог Кайман); 4 — океаническая кора юго-восточной части Венесуэльской впадины (бассейн Таннер, слой В, меловая спокойная магнитная зона); 5 — океаническая кора Гренадской впадины с рассеянными и слабыми магнитными аномалиями

название зон псевдосубдукции [168]: Панамской (Колумбийско-Венесуэльской) на юге и Гаити-Пуэрто-Риканской (или Лос-Муэртос) на севере.

Кора обеих впадин имеет аномальную мощность — 9—15 км и три слоя с v_p соответственно 3,2—5, 6,0—6,3 и 7,0—7,3 км/с [90]; нормальная океаническая кора, например типичная для Атлантики, имеет мощность 6 км и два слоя с v_p соответственно 5,0 и 6,7 км/с. Аномальность коры подчеркивается еще и более высоким положением дна этих впадин, которые на 1,5—2 км мельче, чем предсказывается для океанического дна на основании известного соотношения его глубины и возраста [164]. Эта специфическая кора с характерной ровной отражающей сейсмической границей в основании осадочного слоя (так называемый гладкий фундамент — smooth B) распространена на площади около 600000 км². Верхняя ее часть была пробурена во время 15-го рейса Программы глубоководного бурения (DSDP) [92], когда был установлен ее возраст — от позднего турона до кампана. Экстраполяция данных бурения и интерпретация сейсмических профилей позволили предположить, что верхний слой коры был создан крупномасштабными излияниями толеитовой магмы (потоками и силлами) с небольшими осадочными прослоями [171]. Именно поэтому обычно считается, что данный слой не является настоящим фундаментом Карибского бассейна, созданным спредингом океанического дна. Настоящий фундамент (протокарибская кора) должен быть глубже и древнее. Геофизические исследования [87] показывают, что реликт этой первичной океанической коры (с неровным рельефом акустического фундамента — грубым фундаментом, см. рис. 2) сохранился в юго-восточной части Венесуэльской впадины (впадина Таннер площадью около 50000 км²), где ему соответствует зона спокойного магнитного поля.

Анализ магнитных аномалий [103] показывает существование северо-восточных—юго-западных симметричных линейных аномалий в центральной части Венесуэльской впадины (см. рис. 3), возникших в результате спрединга, длившегося, по-видимому, с титона до готерива (150—127 млн лет назад). Следовательно, упомянутая выше зона спокойного магнитного поля, видимо, соответствует средней юре, когда происходили частые короткопериодные изменения полярности магнитного поля. Применительно к проблеме формирования настоящей океанической коры в Карибском бассейне излияние покровных базальтов, вероятно, могло быть связано с крупным, возможно даже глобальным, магматическим событием мелового периода, которое, как известно, привело к возникновению многочисленных "океанических плато" в Центральной Пацифике, таких, как плато Онтонг-Джава или впадина Науру [70]. Это аномальное термальное событие в мантии (и коре?) хорошо коррелируется с длительным геомантным интервалом [147] — так называемой меловой спокойной зоной, охватившей период от самого раннего апта (119 млн лет назад) до самого позднего сантона (84 млн лет назад).

Возможными аналогами аномальной карибской коры являются офиолиты, обнаженные на суше вдоль северной и южной окраин Карибского бассейна. Лучше всего сохранились офиолиты на Южном полуострове о-ва Гаити (формация Дюмиссо) [140] и на о-ве Кюрасао [122]. Офиолиты о-ва Гаити — 2-километровая толща толеитовых базальтов с тонкими известковыми и кремнистыми прослойками; их возраст колеблется от альба до самого раннего кампана [86]. Формация Кюрасао, имеющая приблизительно тот же возраст, сопоставима по мощности (5 км) с базальтами глубоководных впадин Карибского региона. Обе формации показывают, что карибский базальтовый вулканизм частично мог происходить в мелководных или субазальных условиях.

Хребет Беата — треугольная и относительно погруженная (глубина дна обычно более 2 км) структура, расположенная в самой узкой части Карибского моря. Обычно она рассматривается как приподнятая часть аномальной карибской

коры (с примерно такой же мощностью — 15—20 км). На западе этот блок ограничен крутым уступом, обусловленным, по-видимому, крупным разломом. Бурение (рейс 15 DSDP) вскрыло глубоководные морские отложения верхнего мела и палеоцена, а в результате драгировки и опробования осадков [102] были обнаружены базальты, среднеэоценовые неритовые карбонатные отложения и пелагические карбонатные илы олигоцена—голоцена. Существование хребта Беата ощущается на Южном полуострове Гаити. Система хребет—полуостров в течение неогена столкнулась с островной дугой Больших Антиль (частью о-ва Гаити), причем коллизия еще продолжается до сих пор, чем и объясняется аномальная высота этого острова (пик Дуарте, 3175 м — самая высокая вершина островов Вест-Индии).

Гренадская впадина и хребет Авес. Гренадская впадина [63] шириной около 150 км отделяет Малоантильскую дугу от хребта Авес (рис. 4, см. вкл.). Она протягивается на 600 км от побережья Венесуэлы до банки Саба. Две трети ее южной части имеют очень ровное морское дно (глубиной около 3 км). Глубина впадины уменьшается к северу, где при приближении к Малоантильской островной дуге появляются подводные долины и небольшие поднятия дна. Южная половина впадины заполнена отложениями, мощность которых возрастает в южном направлении до 9 км. Мощность океанической коры здесь 14 км [63], что резко отличает ее от коры Атлантического океана. Глубина дна и значения теплового потока указывают на палеоэоценовый возраст океанической коры этой части Карибского региона.

Субмеридиональный хребет (поднятие) Авес протягивается от Восточно-Венесуэльского бордерленда до пролива Анегада [54], разделяя Гренадскую и Венесуэльскую впадины. Это поднятие длиной свыше 500 км имеет максимальную ширину около 150 км. В отличие от прямолинейного западного склона хребта Авес его восточный склон изгибается параллельно Малоантильской дуге. К северу поднятие переходит в северное окончание Малых Антиль. К югу, после изгиба под прямым углом, оно соединяется с субширотным Аруба-Бланкильским хребтом. Поднятие Авес почти полностью находится под водой за исключением крошечного низкого о-ва Авес. Глубины над поднятием, как правило, не превышают 1000 м.

Поверхность его довольно расчлененная, отмечается около 15 банок и небольших поднятий. Они представляют собой остатки опустившихся вулканических островов, перекрытые среднеэоценовыми мелководными известняками и более молодыми отложениями. Драгированием обнаружены также вулканические породы туронского—раннепалеоэоценового возраста, сходные с породами островных дуг. Мощность коры (30—40 км) и строение хребта сходны с таковыми Малых Антиль, что позволяет считать поднятие Авес островодужной структурой. В связи с этим возникновение хребта Авес как островной дуги должно быть отнесено к дотуронскому времени. По-видимому, эта островная дуга прекратила свое развитие в начале кайнозоя.

Если согласиться с гипотезой, что островодужный вулканизм и задуговой спрединг — взаимоисключающие явления [165], время проявления различных фаз вулканизма в Малых Антилах и хребте Авес хорошо согласуется с возрастом формирования океанической коры Гренадской впадины. Раскрытие последней произошло, вероятно, в палеоэоцене; в результате этой фазы растяжения, длившейся около 8 млн лет, происходило отделение Малых Антиль от хребта Авес [53].

Малые Антилы. Малоантильская островная дуга, описанная в целом ряде работ [59, 60, 141], включает 20 крупных островов, отделяясь от Больших Антиль проливом Анегада. Она является восточной границей Карибской плиты, под которую происходит субдукция атлантической коры (см. рис. 3). Протягиваясь почти на 650 км от о-ва Гренада до маленького о-ва Сомбреро, она, как и

хребет Авес, соединяет Венесуэльский бордерленд с Большими Антилами. Большие и Малые Антильские острова разделены проливом Анегада, связывающим впадины Карибского моря с Атлантикой (его наименьшая глубина 1815 м) и состоящим из небольших, образовавшихся в результате раздвига в позднем палеогене—неогене грабенообразных впадин, таких, как трог Виргинских островов (максимальная глубина 4460 м) и впадина Санта-Крус (максимальная глубина 2977 м).

В южной части Малых Антил существует только одно сравнительно узкое поднятие с островами Гренада, Гренадины, Сент-Винсент, Сент-Люсия и Мартиника (крупнейший остров Малых Антил площадью 1100 км², так как о-в Гваделупа фактически состоит из двух островов, разделенных небольшим проливом). Севернее о-ва Мартиника, за проливом Доминика, строение Малых Антил более сложное. Здесь выделяются две ветви, разделенные к северу от о-ва Гваделупа депрессией Каллинаго: 1) Внешняя (восточная) дуга с островами Мари-Галант, Гран-Тер (Гваделупа), Антигуа, Сен-Бартельми, Сен-Мартен, Ангилья и более мелкими островами и мелководными банками; 2) Внутренняя (западная) дуга, представленная островами Доминика, Ле-Сент, Бас-Тер (Гваделупа), Монтсеррат, Редонда, Невис, Сен(т)-Киттс, Сен-Эстатиус и Саба, а также протяженным (110 км) подводным хребтом, в котором вулканическая активность угасла в позднем плиоцене. Во Внешней дуге, объединяющей обширные отмели (банки), эта активность проявлялась с раннего эоцена до середины олигоцена; Внутренняя же является активной вулканической островной дугой с неогена по четвертичную эпоху.

Южная часть гряды Малых Антил была активной в оба периода вулканизма. Именно поэтому существует и другая классификация Малых Антил: 1) древняя островная дуга — от о-ва Гренада до о-ва Ангилья и 2) современная островная дуга — от о-ва Гренада до о-ва Саба. Обе эти дуги сближены на юге, но расходятся к северу. Они были разобщены во время вулканической паузы продолжительностью около 10 млн лет (поздний олигоцен и аквитан), после которой Внешняя дуга сдвинулась примерно на 50 км к западу по направлению к Внутренней дуге. Расположенные к востоку от Внешней дуги о-в Дезирад (мезозойские вулканы и плиоценовые известняки) и о-в Барбуда (плиоцен-четвертичные отложения) не связаны с палеогеновой вулканической фазой, но лежат на той же карбонатной платформе, что и острова этой дуги. Эти две группы островов (Внешняя дуга и острова Дезирад и Барбуда) называются Известняковыми Карибами, так как олигоцен-нижнеплейстоценовые породы представлены здесь преимущественно карбонатными отложениями.

На всех других островах Малых Антил независимо от более ранней истории встречаются неогеновые и четвертичные вулканические постройки. Они составляют непрерывный вулканический пояс от о-ва Гренада до о-ва Саба (Вулканические Карибы), являющийся современной островной дугой. К западу от северного окончания современной дуги крупная и мелководная банка Саба сложена мелководными карбонатными отложениями эоцена—голоцена и подстилается (по данным бурения на нефть) вулканитами позднемеловой дуги. По сравнению с Известняковыми Карибами (максимальная альтитуа +424 м, о-в Сен-Мартен), Вулканические Карибы выше (наибольшее превышение над уровнем моря +1,467 м, вулкан Суфриер на о-ве Гваделупа).

Субстрат Малых Антил древнее, чем породы древней дуги (т.е. древнее нижнего эоцена). Это мезозойские образования, обнажающиеся на о-ве Дезирад, и верхнемеловые породы, выходящие на поверхность дна вдоль северных и северо-восточных подводных склонов Малоантильского хребта. Небольшой о-в Дезирад стал известен в конце 60-х годов, когда возраст кислых вулкаников в его западной части (толща I) был датирован интервалом 145—150 млн лет, отвечающим поздней юре. Геодинамическая обстановка формирования этих пород

(орогенная? анорогенная?) неясна, так как геохимической характеристики их не получено. Восточная часть острова (толща 2) сложена нижнемеловыми (готерив—баррем) базальтами с прослоями кремнистых сланцев [58], характерными для примитивных островных дуг. Они представляют наиболее древние из надежно установленных островодужных вулканитов Карибского региона, и поэтому Малые Антилы можно считать одной из древнейших непрерывно активных островных дуг мира.

Южнее о-ва Гренада простирается выходов этих древних пород отклоняется к югу—юго-востоку вплоть до о-ва Маргарита, и древние островодужные образования погружаются под осадки венесуэльской окраины. На половине расстояния между этими островами, в районе маленьких островков Лос-Тестигос, обнажаются известково-щелочные метавулканиты среднего эоцена, указывая на то, что первоначально здесь оканчивалась южная часть древней дуги Малых Антил, которая вскоре переместилась на 150 км к о-ву Гренада.

Граница между Карибской плитой и океанической корой Западной Атлантики отстоит примерно на 170 км от пояса современных вулканов Мало-антильской дуги. На севере она совпадает с изогнутым желобом Пуэрто-Рико (максимальная глубина 8648 м), который становится более мелководным к востоку (до 6 км). В южном направлении желоб постепенно заполняется мощными обломочными отложениями, выносимыми реками Южной Америки (Ориноко и Амазонка), и в конце концов сменяется хорошо изученными образованиями хребта Барбадос, являющимся наиболее известным в мире примером осадочной аккреционной призмы (данные рейса 78A DSDP) [65]. Ширина и мощность этой призмы возрастают к югу, так что в районе о-ва Барбадос ее мощность достигает приблизительно 20 км, а ширина — более 300 км.

К востоку от фронта деформации морфология атлантического дна неоднородна. Здесь (севернее параллели, проходящей через о-в Барбадос) отмечаются разделенные прогибами линейно вытянутые поднятия западного—северо-западного простираения, связанные с зонами разломов [59, 181]. С севера на юг — это хребты Барракуда, Тибурон, Сент-Люсия. Два первых из них почти на 2 км возвышаются над абиссальной равниной, а последний полностью покрыт осадками, приносимыми с юга. Эти хребты ориентированы перпендикулярно к направлению сноса осадков, преграждая им путь. Соответственно мощность абиссальных осадков к северу уменьшается от более чем 7 км (у 10° с.ш.) до почти 200 м к северу от хребта Барракуда. Эти поднятия прослеживаются под аккреционной призмой, попадая туда в процессе тектонического скольжения при субдукции.

ГЕОДИНАМИКА КАРИБСКОЙ ПЛИТЫ

Современная Карибская плита (см. рис. 2), описанная в ряде работ [119, 137, 178], ограничена: 1) с востока и запада — двумя конвергентными границами (системами дуга—желоб Малых Антил и Центральной Америки—Северных Анд); 2) с севера и юга — протяженными сдвигами на границах плит. Восточная и западная границы с противоположными направлениями субдукции выражены четко, в то время как северная и южная (особенно последняя) более похожи на сложные трансформные системы, состоящие из нескольких разломов, отличаясь от хорошо выраженных границ океанических плит. Представляется, что Карибская плита является почти неподвижной по отношению к нижней части мантии (опорным стационарным "горячим точкам"), что, по-видимому, связано со сдерживающим влиянием двух погружающихся в мантию навстречу друг другу пластин. Карибская плита находится в окружении четырех плит: Северо-Американской и Южно-Американской (включающих значительные континентальные массы) и целиком океанических плит Кокос и Наска.

Граница Карибской и Северо-Американской плит с компонентой левостороннего

сдвига состоит из двух разломных зон. Более северная включает разлом Сван—рифт Кайман—разлом Ориенте, которые в западном направлении сменяются разломом Полочик-Мотагуа (Гватемала), а в восточном — трогом Пуэрто-Рико. Южная представлена, вероятно, менее активными зонами разломов Плантейн (Ямайка)—Эрикильо (Гаити)—Муэртос—Анегада. Б. Хизен и его соавторы [110] считают трог Пуэрто-Рико более молодой плиоценовой [150] тектонической структурой, указывающей на перескок основной границы плиты к северу от более древней границы Плантейн-Анегада.

Граница Южно-Американской и Карибской плит пока еще слабо изучена. Это широкая (от 100 до 600 км) зона деформации с компонентой правостороннего сдвига, состоящая из многочисленных ограниченных разломами блоков (например, блоки Маракайбо, Бонайре), сложно смещенных друг относительно друга. Основными разломами являются Эль-Пилар, Боконо, Ока, Санта-Марта-Букараманга и фронтальные разломы Восточных Анд. Система разломов, вероятно, заканчивается в заливе Гуайякиль [167].

На северо-западе Карибская плита ограничена Центральноамериканским желобом (максимальная глубина 6660 м), где происходит поддвиг под нее плиты Кокос. Возраст субдуцирующей литосферы около 40 млн лет. Край плиты погружается здесь в северо-северо-восточном направлении на глубине до 200 км под углом 50—70° [72] со скоростью от 7 (на северо-западе) до 9 (на юго-востоке) см/год. В результате субдукции формируется очень активный вулканический пояс протяженностью 1100 м, в пределах которого в историческое время отмечалась деятельность следующих наиболее крупных вулканов: Санта-Мария, Атитлан, Акатенанго, Фуэго, Пакая (Гватемала); Санта-Ана, Исалько, Сан-Мигель (Сальвадор); Косегуина, Сан-Кристобаль, Телика, Серро-Негро, Момотомбо, Масайя, Концепсион (Никарагуа); Ринкон-де-ла-Бьеха, Пояс, Ирасу, Турриальба (Коста-Рика).

На юго-западе (южнее места приращения хребта Кокос к Панамской зоне разломов) Карибская плита граничит с плитой Наска, субдуцирующей под Западную Колумбию и Эквадор. Неогеновая литосфера погружается здесь в восточном направлении под углом ~30° со скоростью 8 см/год [108]. Показателем субдукции в северо-западной части Южной Америки является протяженный (1100 км) вулканический пояс, включающий действовавшие в историческое время вулканы Эль-Руис, Толима, Пурасе, Галерас, Кумбал (Колумбия); Ревен-тадор, Пичинга, Антисана, Котопахи, Тунуруха, Сангай (Эквадор).

Восточно-Карибская, или Малоантильская, зона конвергенции плит отличается низкой ее скоростью и древностью субдуцирующей здесь литосферы (древнее 80 млн лет и, возможно, больше, вплоть до позднеюрской к югу от о-ва Барбадос) [185]. Большинство авторов принимают скорость субдукции 2 см/год и запад-северо-западный вектор конвергенции [59]. Граница между Северо-Американской и Южно-Американской плитами в Атлантике выражена плохо (слабая и рассеянная сейсмичность), и, вероятно, проходит вдоль всей Малоантильской островной дуги. Общее смещение Северо-Американской и Южно-Американской плит имеет правостороннюю сдвиговую компоненту и происходит со скоростью около 0,2 см/год. Вероятно, оно осуществляется вдоль нескольких зон разломов, таких, как Пятнадцать—Двадцать—Барракуда и Вима. Именно поэтому, говоря о субдукции Американских плит под Восточные Карибы, вероятно, правильнее употреблять термин "атлантическая кора, или литосфера".

Согласно последним исследованиям [180], зона Беньоффа под Малыми Антилами имеет следующее строение. К северу от о-ва Мартиника она простирается в северо-северо-западном направлении, погружаясь под углом 50—60° до максимальной глубины 210 км. К югу ее простираение приобретает северо-северо-восточное направление при углах наклона 45—50°, причем сейсмичность

вдоль нее уменьшается; она фиксируется здесь до глубины 170 км. Южнее о-ва Гренада зона Беньюффа постепенно становится почти вертикальной. Под современным вулканическим поясом глубина до субдуцирующего края плиты непостоянна: 140—160 км (от о-ва Саба до о-ва Бас-Тер, Гваделупа), около 180 км (на островах Доминика и Мартиника) и 100—140 км (от о-ва Сент-Люсия до о-ва Гренада). Благодаря субдукции трех подводных хребтов Западной Атлантики, находящихся севернее о-ва Сент-Люсия, в северной части Малых Антильских островов, оказывают значительное влияние на островную дугу: отмечается локальное прекращение орогенного вулканизма там, где хребет проходит под поясом вулканов; происходит миграция центров извержения; фиксируются небольшие поднятия и усиление сейсмической и гидротермальной деятельности [59].

Современные активные вулканы Малых Антильских островов слагают изогнутый линейно вытянутый пояс, состоящий из 16 вулканических центров, 6 из которых извергались в историческое время (т.е. с начала XVII в.): Кикем-Дженни (к северу от о-ва Гренада — единственный действующий подводный вулкан Малых Антильских островов), Суфрриер (о-в Сен-Винсент), Каулибу (о-в Сент-Люсия), Мон-Пеле (о-в Мартиника; в результате трагического извержения 8 мая 1902 г. погибло 28 000 жителей г. Сен-Пьера — это было одно из самых катастрофических по числу жертв извержений в истории человечества), Вэлли-Десолэшн (о-в Доминика) и Суфрриер (о-в Гваделупа).

Интересно сравнение скоростей субдукции и продуктивности вулканизма вблизи западной и восточной окраин Карибской плиты (Малых Антиль и Центральноамериканских островных дуг) (табл. 1). Очевидно, что вулканическая активность и темп накопления вулканитов связаны со скоростью конвергенции. В то же время могут влиять и дополнительные факторы, такие, например, как распределение осадков на субдуцирующем краю плиты, поскольку наличие погружающихся в зону субдукции осадков значительной мощности считается необходимым для возникновения островодужного (т.е. орогенного) вулканизма [59, 186].

Мезозойская Карибская островная дуга. От о-ва Куба до о-ва Аруба протягивается гирлянда островов протяженностью около 4000 км, связывающая п-ов Юкатан с заливом Маракайбо. Она включает Большие Антилы, Малые Антилы и Южные Малые Антилы (Арубо-Бланкильская гряда), в результате чего цепь островов целиком опоясывает впадины Карибского моря. Ранее было высказано предположение, что в мелу это была единая островная дуга [167], поэтому ее стали называть Мезозойской Карибской островной дугой [53] или Большой Карибской островной дугой [68]. Она включала также поднятие Авес и, вероятно, часть Кайман-Никарагуанской системы поднятий (до раскрытия Гренадской и Юкатанской впадин в самом конце мела и/или в палеогене), а также покров Вилла-де-Кура. Последний, вероятно, является остатком островной дуги, слагающие которую образования были надвинуты на континентальную часть Венесуэлы в конце мела—палеогене при коллизии с ней Арубо-Бланкильского поднятия (см. рис. 3); в настоящее время эти образования вместе с покровами другого происхождения (покровы Арагуа) [49, 167] слагают Карибскую горную цепь Венесуэлы. По данным [158], Западно-Андский террейн Колумбии содержит остатки островной дуги, причлененной к континентальной окраине северо-запада Южной Америки в позднем мелу.

Кроме того, вулканические породы Мезозойской Карибской дуги описаны в следующих местах: на о-ве Куба — титон—верхний мел (зоны Эскамбрай, Заза, Пуриэл) [121, 146], эоцен (Сьерра-Маэстра, Восточная Куба) [176]; на Кайманском и Никарагуанском поднятиях — верхний мел—палеоген [152]; на о-ве Ямайка — неоком—баррем (формация Девил-Рейскос), верхний мел [115]; и эоцен [127]; на о-ве Гаити — нижний мел (например, формация Лос-Ранчос),

Таблица 1

Сравнение современной вулканической активности двух конвергентных границ
Карибской плиты (частично по [166, 177])

Характеристики	Центральная Америка	Малые Антильские острова
Вулканы:		
новейшие (без признаков активности)	29	3
находящиеся в фумарольной стадии активности	13	7
извергавшиеся в историческое время	29	6
Всего	71	16
Протяженность активной дуги, км	1200	800
Количество вулканов / 100 км дуги	6	2
Количество активных центров в период 1900—1980 гг.	19	2
Скорость конвергенции, см/год	7—9	2
Продуктивность вулканизма, км ³ /млн лет/км (по данным за последние 10000 лет)	31	4

верхний мел, эоцен [51]; на о-ве Пуэрто-Рико — нижний мел (формация Пре-Роблес) — верхний эоцен [81, 129]; на Виргинских островах — нижний мел (формация Уотер-Айленд) [89] — конец эоцена [81]; на Малых Антильских островах — поднятии Авес — баррем—готерив (о-в Дезирад), верхний мел (турон и выше) [54]; в Аруба-Бланкильский горной цепи — альб—коньяк (формация Уошикембе на о-ве Бонэйр), верхний сенон (группа Нип на о-ве Кюрасао) [50], несколько позднемеловых—раннеплиоценовых гранодиоритовых плутонов (острова Лос-Рокес, Орчила, Бланкилья) [161]; в покрове Вилла-де-Кура — верхняя юра (?)—неоком до турона [49]; на о-ве Маргарита — юра(?)—альб (базальный комплекс неясного происхождения) и верхний сенон [49]; на о-ве Тобаго — нижний мел или альб—верхний мел [105].

Кроме проблематичных находок верхнеюрских вулканитов на островах Куба и Дезирад (толща 1), наиболее древние островодужные породы Мезозойской Карибской дуги относятся к нижнему мелу, главным образом к готериву—альбу. Хорошо датированные готерив-барремские (131 ± 4 — $119 \pm 4,5$ млн лет) примитивные глубоководные базальты о-ва Дезирад (толща 2) могут служить характеристикой начальной активности Мезозойской Карибской островной дуги [54].

Палеомагнитные данные четко указывают на то, что эта дуга первоначально имела общее субмеридиональное простираание. Позднее (вероятно, до конца эоцена) ее северная и южная части испытывали вращение по и против часовой стрелки соответственно [53]. В настоящее время преобладают представления о том, что глубоководные впадины и островные дуги Карибского бассейна зародились в Тихом океане, а не в Тетической Атлантике (т.е., точнее, из океанической коры, созданной в результате отделения Северной Америки от Южной Америки и Африки). Остается пока не решенным вопрос о том, где заложилась Мезозойская Карибская дуга: возникла ли она непосредственно у входа в Атлантический океан, связывая Северо- и Южно-Американские зоны субдукции, или западнее, непосредственно в центральной части Восточной Пацифики.

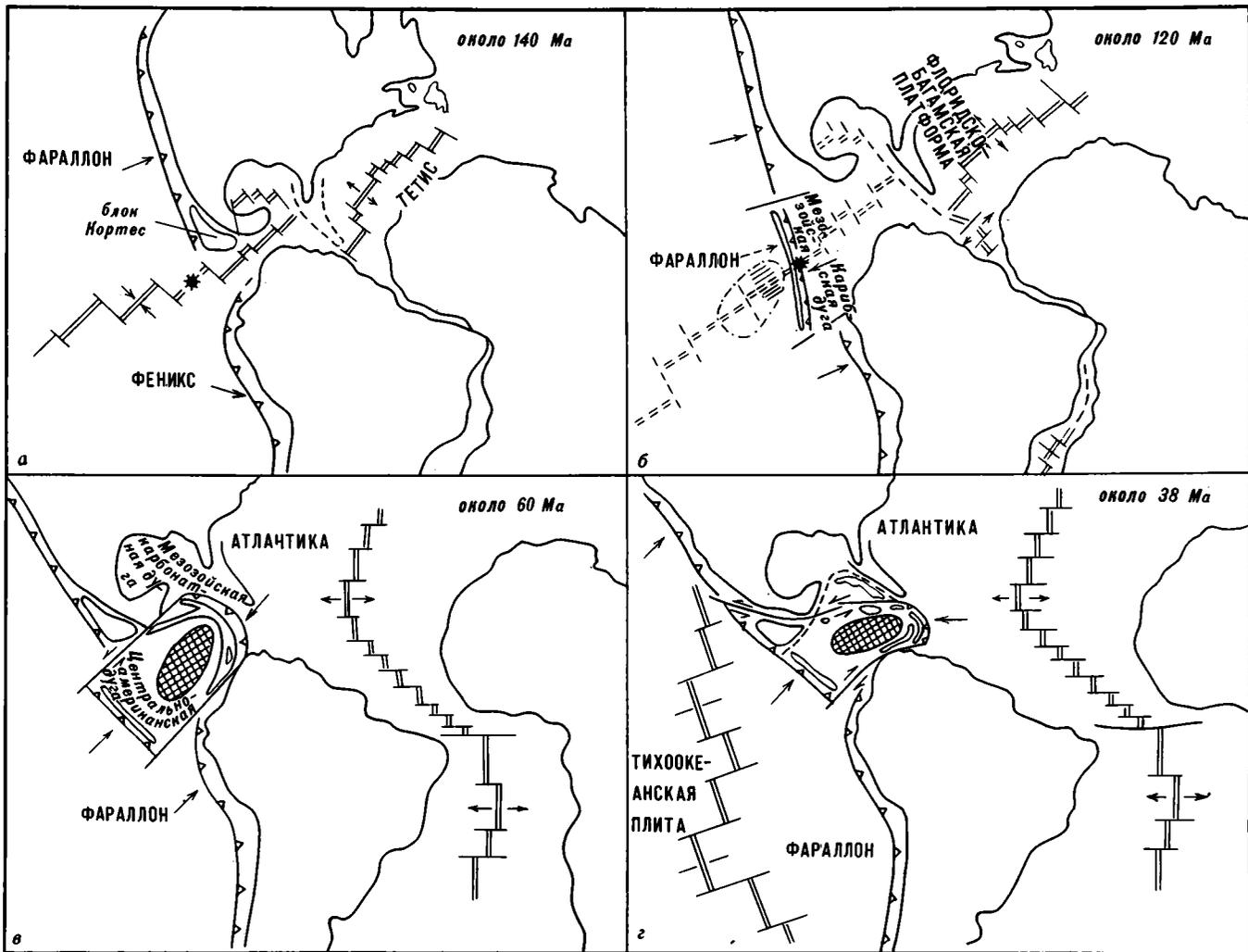
ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ КАРИБСКОГО РЕГИОНА

Как было сказано выше, большинство авторов отдают предпочтение тихоокеанскому прохождению мезозойских пород Карибской плиты, предлагая в основном сходные сценарии эволюции [50, 53, 68, 90, 103, 126, 153, 154] (рис. 5).

Развитие прото-Кариб и Мексиканского залива началось в позднем триасе — средней юре с внутриконтинентального рифтинга, обусловленного отделением Северной Америки от Афро-Южно-Американского (Гондванского) блока. Это событие связывается с последовательным раскрытием Тетиса в западном направлении, которое Ж. Обуэн с соавторами [47] назвал "экспансия Тетиса". С поздней юры (оксфорд) в спрединговых хребтах стала формироваться океаническая кора. Вулканы (толща 1) о-ва Дезирад, вероятно, явились продуктом этого спрединга. К началу мела в Мексиканском заливе спрединг прекратился, а Юкатанский блок соединился с Северо-Американской плитой, после чего осталась единственная активная спрединговая система (между Юкатаном и Южной Америкой). Эта зона спрединга распространилась к западу, в Восточную Пацифику, разделяя плиты Фараллон и Феникс. Она стала местом возникновения протокарибской океанической коры, где в течение мела (вплоть до кампана) внедрялись многочисленные sillы основного состава и происходили излияния базальтовых потоков. В результате этой активной вулканической деятельности была сформирована мощная кора Карибского океанического плато (Венесуэльская и Колумбийская впадины), формирование которого, возможно, было связано с возникновением других плато, находящихся в настоящее время в Центральной Пацифике.

Мезозойская Карибская дуга, вероятно, образовалась около 125 млн лет назад (наиболее древние островодужные породы — толща 2, о-в Дезирад) в результате крупной перестройки плит (в середине раннего мела). В это время прекратился спрединг в существовавшем межамериканском бассейне и началось отделение Южной Америки от Африки. После этого Мезозойская Карибская дуга стала отделять литосферу Тетис-Атлантики от Карибско-Фараллонской литосферы. Спорным вопросом до сих пор остается направление субдукции океанической коры под Мезозойскую дугу. Некоторые авторы [90] считают, что существовавшая сначала субдукция в восточном направлении сменилась на противоположную, когда гипотетическая нормальная (неплавучая) океаническая кора Пацифики, располагавшаяся западнее аномальной (плавучей) коры Карибского океанического плато, была полностью поглощена 80 млн лет назад (кампан), в результате чего исчез существовавший в связи с субдукцией желоб. Однако, по мнению других авторов, субдукция шла в западном направлении (субдукция Тетис-Атлантической коры), по крайней мере, с сенона [53]. Если гипотеза неорогенного происхождения базальтов толщи 1 о-ва Дезирад верна, то эти породы могли относиться к коре Тетиса, либо надвинутой на фронтальную часть дуги, либо слагающей субстрат, на котором стала развиваться эта дуга.

Приблизительно в конце мела Мезозойская Карибская дуга, имевшая изначально субмеридиональное простирание, оказалась между двумя материками (см. рис. 5). В двух местах максимального приближения к континентальным массам (Северной и Южной Америки) дуга испытала значительное изменение прежнего режима субдукции и тектонического сжатия, что привело к раскрытию Юкатанской и Гренадской впадин в палеоцене. Эти две местные мини-океанизации отделили соответственно о-в Куба от прото-Кайман-Никарагуанского поднятия и поднятие Авес от Малоантильского. В результате длительного перемещения на северо-восточном направлении Мезозойская Карибская дуга была изогнута, а вблизи континентальных окраин и расколота на отдельные изолированные фрагменты. Южная часть этой дуги, состоящая из островодужных серий "Западно-Андского террейна" Колумбии [158] и Аруба-Бланкильской гряды,



вращалась по часовой стрелке, постепенно соединяясь с северо-восточной частью Южной Америки. Северная часть дуги испытывала вращение против часовой стрелки.

Возникшее при столкновении с южной частью п-ова Юкатан мощное сжатие обусловило ларамийскую (конец позднего мела) тектоническую фазу, установленную на Больших Антилах, особенно на о-ве Куба. Приблизительно в то же время (кампан?) в тыловой части Карибского океанического плато сформировалась Центральноамериканская дуга, разделив Фараллонскую и Карибскую плиты, причем первая из них субдуцировала под вторую. Относительное перемещение Карибской плиты на северо-восток прекратилось, когда Кубинский сегмент дуги приблизительно в середине (?) эоцена уперся в жесткую Флоридо-Багамскую платформу. Вследствие этого крупного тектонического события о-в Куба переместился к Северо-Американской плите, и Карибы были вынуждены двигаться в восточном направлении. Такая кинематическая перестройка привела к крупным сдвигам вдоль северных и южных границ плиты и локальному раскрытию трога Кайман с небольшим "пассивным" центром спрединга. Общий масштаб кайнозойского сдвига вдоль этих границ обычно оценивается примерно в 1100 км.

Продолжающееся столкновение под косым углом северной и южной частей Мезозойской Карибской дуги сопровождалось расколом некоторых ее сегментов и постепенным угасанием в восточном направлении вулканической активности в пределах Карибского региона. В дальнейшем субдукция застопорилась, так что в конце концов активной осталась только центральная часть Мезозойской Карибской дуги (Малые Антилы); в Больших Антилах последняя вспышка магматической деятельности отмечается лишь в восточной их части (Виргинские острова) в позднем эоцене; самая восточная часть южной ветви Мезозойской Карибской дуги (острова Лос-Тестигос) сохраняла активность и в среднем эоцене.

Раскрытие Гренадской впадины в палеоцене длилось около 8 млн лет и сопровождалось приостановкой вулканической деятельности в Восточной Карибской дуге (Авес-Малоангельская протодуга). В самом начале эоцена вулканическая активность возобновилась и сконцентрировалась на Малоангельском хребте (древняя дуга). В позднем олигоцене и раннем миоцене эта активность в Малых Антилах опять прекратилась, что связывается [59] с коллизией находящихся в Западной Атлантике хребтов (Барракуда, Тибурон и др.) с северной частью Малых Антил. В результате этого произошли наклон к западу основного тела островной дуги и резкое поднятие тех ее частей (например, о-в Дезирад), под которые поддвигались отмеченные выше "плавающие" хребты. После этого перерыва (~10 млн лет) в бурдигальское время островодужный вулканизм возобновился вдоль всей дуги (современная дуга) с западным смещением оси вулканической активности севернее о-ва Мартиника (Внутренняя дуга).

С середины эоцена отмечалась медленная конвергенция Северной и Южной Америк с возрастающей к западу амплитудой смещения (из-за восточного положения полюса вращения плит).

К середине кайнозоя обособилась плита Фараллон (см. рис. 5). Спрединговый

Рис. 5. Реконструкция Карибского региона для четырех отдельных эпох по [53] с изменениями

а — спрединг Центральной (тетической) Атлантики: звездочка — возможное положение толщи 1, о-в Дезирад; *б* — прекращение раскрытия Атлантического пролива и начало формирования Южной Атлантики: показано положение остаточных магнитных аномалий Венесуэльской впадины; в это время уже могло начаться аномальное "событие" (массовое внедрение силлов и излияние потоков базальтового состава), зафиксированное в строении Венесуэльской и Колумбийской впадин, но доказательств недостаточно; *в* — образование Юкатанской и Гренадской впадин: заштрихованная область — аномальная Карибская кора (океаническое плато); *г* — возникновение современной Карибской плиты после приращения Кубы к Флоридско-Багамской платформе: начало формирования крупного субширотного поперечного разлома

хребет между Фараллонской и Тихоокеанской плитами был частично субдуцирован под Калифорнию [46], а начавшийся в миоцене спрединг на Галапагосском поднятии [134] привел к обособлению плит Кокос и Наска.

Юго-восточная часть островной дуги Центральноамериканского перешейка (Коста-Рика—Панама) при продолжающемся относительном смещении Карибской плиты к востоку прицелилась в миоцене (до 10 млн лет назад) к Колумбии. Колумбийская часть дуги, входящая сейчас в Панама-Баудо-Мандский террейн, прицелилась во время этой коллизии к "Западно-Андийскому" террейну [158]. Эта коллизия привела к характерному S-образному изгибу Панамы и в конечном итоге 3,7 млн лет назад обусловила прекращение океанической циркуляции между Атлантическим и Тихим океанами [157].

Согласно К. Бурке и К. Сенгер [71], эта коллизия была связана с эпизодом, который они назвали тектоническим поглощением, когда ограниченные разломами блоки Колумбийских Анд и микроблоки северо-западной части Южной Америки (главным образом, блок Бонэйр-Маракайбо) были перемещены в северо-северо-восточном направлении, вызвав продолжающиеся и сейчас внутренние деформации в Карибской плите. Последние обусловлены тем, что аномальная по строению кора Карибской плиты является плавучей, т.е. не способна субдуцировать, отчего подвиг под складчатые зоны с характерным фестончатым строением (Панамская, Колумбийско-Венесуэльская, Муэртос) является нетипичным, т.е. не сопровождается магматизмом. При этом тектоническом сжатии происходили поднятие хребта Беата и коллаж тектонических пластин в его северной части. Распространяясь на восток, это сжатие обусловило обдукцию на Южном полуострове Гаити [144]. Оно вызвало поднятие дуги Испаньола (остальной части о-ва Гаити) и поглощение в восточном направлении коры Венесуэльской впадины, а в юго-западном — коры Колумбийской впадины. В северо-восточном направлении смещалось Никарагуанское поднятие, причем с этим движением в зоне правостороннего сдвига связано образование уступа Хесса на границе Колумбийской впадины и Никарагуанского поднятия.

* * *

Нарисованная общая картина геологического строения и эволюции Карибского бассейна, несмотря на неизбежное упрощение, связанное с необходимостью обобщения фактических данных и гипотез, показывает сложную структуру этого региона, представленного мозаикой террейнов различного географического и структурного происхождения.

Карибский регион — это область, где имели место и до сих пор сохраняют активность тектонические, магматические и осадочные процессы. Кроме всего прочего, Карибы дают идеальную возможность для изучения: 1) истории древних, но местами еще активных островодужных систем и их объединения в коллизионные пояса; 2) сложных осадочными породами аккреционных структур, связанных с процессами либо классической субдукции, либо поддвига, не сопровождающего магматической деятельностью; 3) процессов формирования крупных "океанических плато" на протоокеанической коре, сохранности этих плато и их локальной обдукции на границах плит; 4) крупных сдвигов на границах плит и связанных с ними новообразованных бассейнов (развивающихся в условиях растяжения вплоть до появления небольших спрединговых центров) и некоторых структур, возникших в результате общего тектонического сжатия.

В наших современных представлениях о Карибском регионе еще достаточно места для размышлений. Например, история перемещения литосферы Кариб с ее меняющимися границами из Тихого океана на восток в находящуюся между двумя континентами область остается нераскрытой. Есть и другие нерешенные и спорные вопросы, оправдывающие проведение исследований в последующие десятилетия.

ГЛАВА ВТОРАЯ

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В 4-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" детальные исследования на выбранных полигонах включали комплекс геофизических, геотермических, геологических и гидрохимических работ. Геофизические и геологические исследования проводились по общепринятым традиционным методикам, которые детально описаны во многих монографиях. Поэтому мы отметим лишь некоторые усовершенствования в проведении этих работ.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

К геофизическим исследованиям (помимо геотермических работ, которые будут рассмотрены отдельно) относились эхолотирование и одноканальное непрерывное сейсмическое профилирование. Основной целью проведения геофизических исследований было изучение строения верхней части океанической коры для выбора места проведения последующих геологических, геотермических и гидрохимических работ. Объектами изучения при этом были рельеф дна, рельеф акустического фундамента (подошвы осадочного слоя) и сейсмические границы внутри осадочного слоя. Эхолотирование поверхности дна проводилось узконаправленным однолучевым глубоководным и многолучевым эхолотами. Непрерывное одноканальное сейсмическое профилирование осуществлялось с помощью аппаратуры "Аквармарин" и пневмоизлучателей ИГП и "Сигнал-5" (электроизлучатели в рейсе практически не применялись) и двух одноканальных кос.

Построение карт рельефа дна проводилось на ЭВМ и "вручную", профили записывались на графопостроителях "Benson" и "Servogor". С помощью последнего были получены трехмерные изображения рельефа дна. Контрольные распечатки глубоководного эхолота делались на микро-ЭВМ VT-20. Данные непрерывного сейсмического профилирования представлялись на лентах двух самописцев экспресс-регистраторов РЭД с разверткой 2 и 4 с и разной фильтрацией. Схемы распространения и мощности осадков на полигонах строились вручную.

К установленному на судне комплексу "Аквармарин" были добавлены второй регистратор РЭД и две сейсмодосы. Это позволило повысить надежность приемной и регистрирующей частей аппаратуры, а также вести одновременную регистрацию сейсмической информации в различных режимах. Для увеличения заглубления излучателей были впервые предложены грузонесущие штанги длиной до 4 м, которые вертикально крепились на корме. На нижние концы штанг, опущенные ниже ватерлинии, закреплялись фалы, несущие пневмоизлучатели, которые буксировались на расстоянии 30—40 м за кормой судна. Эта система буксировки позволила заглубить пневмоизлучатели на 3—4 м и проводить работы на скорости 10—11 узлов. С целью увеличения мощности излучения при глубинах более 4000 м возбуждение сигналов велось одновременно с двух пневмоизлучателей ИГП, буксируемых с обоих бортов судна. Это позволило существенно поднять соотношение сигнал/шум, что значительно улучшило качество записи.

Привязка записи на сейсмограммах по координатам осуществлялась путем выдачи через каждые 10 мин навигационной информации на дисплей микро-ЭВМ VT-20 и распечатки ее на принтере. В рейсе была разработана автоматическая регистрация отметки момента времени на сейсмограммах. Эта отметка соответствовала каждой распечатке навигационной системы, что позволило повысить точность привязки сейсмограмм по координатам. Помимо времени и координат, на распечатке фиксировались глубина по однолучевому эхолоту и центральному лучу многолучевого эхолота, а также скорость и курс судна.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Целью геологических исследований было изучение вещественного состава, структуры и возраста верхних горизонтов океанической коры, а также условий современного накопления и начального преобразования осадков в различных участках океанического дна и локализации проявлений подводной гидротермальной активности.

Объектами изучения были донные осадки, коренные породы и гидротермально-осадочные образования. Они исследовались путем отбора колонок грунта и образцов пород, макроскопического описания взятых образцов, микроскопического изучения осадков (в смерслайдах) и пород (в шлифах), а также микропалеонтологических исследований.

Отбор колонок рыхлых осадков производился в основном трубкой большого диаметра (147 мм) с навешенным грузом около 550 кг. Для устранения вымывания осадка на ерш надевался цилиндр из полиэтиленовой пленки длиной до 0,4 м. В случае незначительной мощности осадков (около 0,5 м и менее) применялись трубка малого диаметра (70 мм) с грузом в 160 кг и дночерпатели.

Коренные породы отбирались с помощью драг цилиндрической формы диаметром 0,9 и длиной 1,6 м, которые утяжелялись грузом около 90 кг. Коренные породы, поднятые при драгировании, сортировались по группам, производились их визуальное описание, отбор на шлифы, шлифовка, отбирались эталонные и аналитические образцы. Колонки рыхлых осадков послойно детально изучались с определением всех первичных генетических признаков, отбирались образцы для смерслайдов, химических, минералогических и микропалеонтологических анализов, проводимых на борту судна. Для микроскопического изучения осадков и пород использовались микроскопы МИН-8 и МБИ-11.

Палеонтологические методы (изучение наннопланктона, фораминифер и диатомей) использовались главным образом при обработке колонок илов по стандартным методикам.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

При проведении геотермических исследований решались две задачи: 1) изучение регионального распределения теплового потока в Карибско-Мексиканском регионе; 2) поиск и локализация участков разгрузки подводных гидротерм.

Для решения обеих задач определялись геотермические параметры: температура, геотермический градиент, коэффициенты теплопроводности и тепловой поток в верхних частях донных осадков, а также температура в придонном слое воды, что особенно важно для решения второй задачи.

Величина плотности кондуктивного теплового потока через поверхность дна (q) вычисляется как произведение градиента температуры в донных осадках G на их теплопроводность k : $q = k \cdot G$.

Теплопроводность осадков зависит от их вещественного состава, плотности, влажности, а также температуры и давления (глубины акватории). Она может быть измерена, как на борту судна — в колонках осадков, извлекаемых грунтовыми трубками, так и непосредственно в донном грунте *in situ*. При измерении теплопроводности осадков в естественном залегании исключаются погрешности, связанные с изменением влажности, плотности и температуры осадков. В экспедиции использовались два способа: на борту и *in situ*.

Измерение теплопроводности донных осадков в различных интервалах их разреза обычно выявляет ее вертикальные вариации. Статистически значимые вариации такого рода указывают на неоднородность физических свойств осадков в изучаемом разрезе и могут служить дополнительной информацией для расчленения его на горизонты, различные по вещественному составу и/или литологическим особенностям.

Градиент температуры в осадках представляет собой разность температур (ΔT) в двух точках их разреза, отнесенную к расстоянию между этими точками: $G = \Delta T/\Delta x + \Delta T/\Delta y + \Delta T/\Delta z$, где Δx , Δy и Δz — интервалы по соответствующим пространственным осям. Условия геологической среды таковы, что $\Delta T/\Delta x$ и $\Delta T/\Delta y$ практически равны нулю¹, поэтому в практике геотермических исследований считается, что "одномерный" вертикальный геотермический градиент $\Delta T/\Delta z \approx G$.

Значение кондуктивного теплового потока в данной точке дна ($q_{изм}$) выражает его величину в самой верхней части океанической коры, практически на ее границе. Измеренное значение, как правило, в той или иной степени отличается от величины кондуктивного теплового потока в более глубоких частях разреза (так называемого глубинного теплового потока $q_{гл}$) из-за влияния факторов, вызывающих отличие реального геотермического поля от идеального, описываемого уравнением Фурье для стационарной кондуктивной теплопередачи в теплофизически однородном пространстве без внутренних источников тепла с горизонтальными параллельными температурными границами. Действие каждого из искажающих факторов имеет разную продолжительность, поэтому их обычно подразделяют на стационарные (квазистационарные) и нестационарные.

К первой группе факторов относятся: 1) рельеф дна, отличный от горизонтальной плоскости (топографический фактор); 2) структурно-теплофизическая неоднородность разреза дна, обусловленная морфологией существующих в этом разрезе геологических тел контрастной теплопроводности (выступов фундамента, линз осадков, соляных куполов). Ко второй группе факторов относятся: 3) процесс осадконакопления, из-за которого $q_{изм} < q_{гл}$ на величину, пропорциональную его скорости и длительности; 4) вариации температуры на границе раздела вода—осадок из-за климатических изменений (проявляются на мелководье) и местных особенностей гидрологического режима (природных течений водных масс с аномальной для данных глубин температурой); 5) циркуляция воды в геологическом разрезе дна, следствием которой являются проявления гидротермальной деятельности в придонном слое осадков и на их поверхности.

Влияние каждого искажающего фактора теоретически поддается количественной оценке, получение которой позволяет внести соответствующие поправки в измеренную величину кондуктивного теплового потока $q_{изм}$ и рассчитать его глубинное значение $q_{гл}$. В одних случаях масштабы искажений могут быть оценены аналитически, в других — это невозможно и приходится использовать методы физического (аналогового) моделирования или численные решения, получаемые с помощью ЭВМ. Некоторые примеры таких оценок приведены в разделах, посвященных описанию результатов исследований на конкретных полигонах. Точность таких оценок, естественно, определяется тем, насколько адекватно реальные природные условия отображены расчетной схемой, а также тем, насколько точно в каждом случае определены все необходимые для расчетов параметры (например, теплофизическая модель, скорость и продолжительность осадконакопления, скорость и направление движения фильтрационных потоков и т.п.). Но основой всех расчетов служат параметры геотермического поля, являвшиеся непосредственными объектами наших исследований. Эти параметры измеряются различными видами геотермической аппаратуры.

Основной объем геотермической информации (74 станции) получен с помощью телеметрической измерительной системы "ГЕОС-1", разработанной и изготовленной на кафедре информационно-измерительной техники Куйбышевского политехнического института (КПТИ) (авторы А.А. Рот, В.Г. Матвеев, В.А. Никоноров, О.В. Августыняк) [16]. Кроме того, 7 станций было получено погружным автоном-

¹ В условиях структурно-геологических неоднородностей горизонтальные градиенты температуры отличаются от нуля, но тем не менее в 10—15 раз меньше вертикального градиента температуры [37].

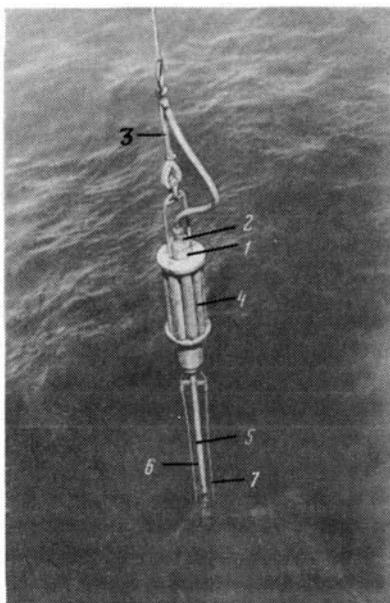


Рис. 6. Погружной зонд системы "ГЕОС-1"

1 — контейнер с блоком электроники; 2 — кабельный ввод; 3 — кабель-трос; 4 — груз; 5 — штанга; 6, 7 — трубки с датчиками: 6 — температуры и термоградиента, 7 — теплопроводности

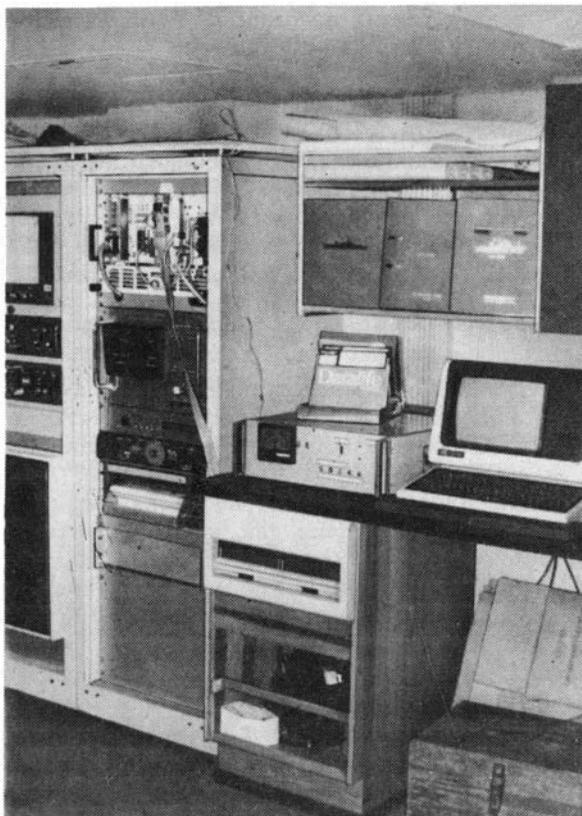


Рис. 7. Бортовая часть системы "ГЕОС-1"

ным термоградиентографом ПТГ-3МТБ с аналоговой записью информации (автор А.Л. Александров). Устройство и эксплуатационные качества этого прибора подробно описаны в литературе [2, 12]. ПТГ-3МТБ позволяет измерять только значение геотермического градиента. Теплопроводность при этом изучается на борту судна по образцам донных осадков, извлеченных грунтовыми трубками. Для измерения теплопроводности использовался специальный прибор "ЛИТОС-2М" (лабораторный измеритель теплопроводности осадков), разработанный также в КПТИ (авторы А.А. Рот, В.Г. Матвеев, А.А. Новиков) [23].

Измерительная геотермическая система "ГЕОС-1". Система "ГЕОС-1" предназначена для комплексного измерения параметров теплового поля в донных осадках морей и океанов и позволяет измерять температуру осадков, градиент температуры в них и коэффициент их теплопроводности *in situ* на четырех измерительных базах, а также производить вертикальное температурное зондирование толщи воды с целью изучения распределения температуры в придонном слое. Система состоит из погружного термозонда ПЗ (рис. 6) и бортовой части на базе микро-ЭВМ JLCI-21 (рис. 7), связанных трехжильным кабель-тросом КГЗ-40-90. Глубина возможных измерений обуславливается длиной кабель-троса, которая в рейсе составляла 5,3 км.

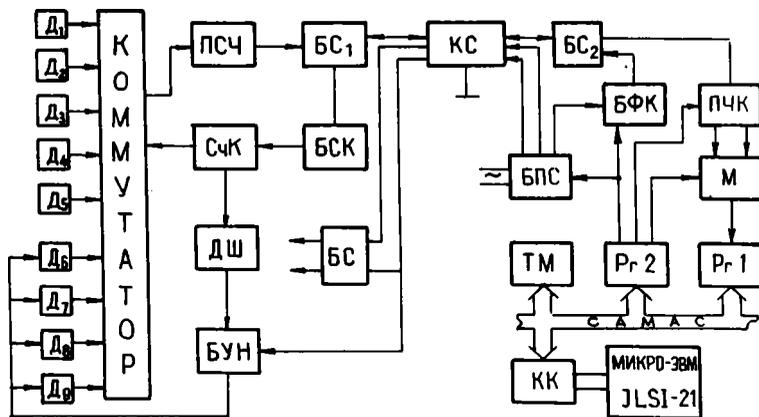


Рис. 8. Структурная схема системы "ГЕОС-1"

Структурная схема системы приведена на рис. 8. Сопротивления датчиков температуры Д1-Д5 и теплопроводности Д6-Д9 преобразуются преобразователем сопротивление—частота ПСЧ в период частотного импульсного сигнала, который через блоки согласования БС1, БС2 и кабель связи КС поступает на борт судна.

Преобразователь частота—код ПЧК формирует временной интервал, равный 64 периодам измеряемого сигнала с последующим заполнением его импульсами образцовой частоты с кварцевого генератора и подсчетом их в 6-декадном счетчике. Полученный результат через мультипликатор М вводится в микро-ЭВМ, которая управляет процессом измерения, обрабатывает результаты и записывает их на магнитный диск с последующей распечаткой на принтере.

Связь между измерительной системой и микро-ЭВМ осуществляется через крейт САМАС при помощи регистров ввода Pr1 (Input registr 305) и вывода Pr2 (Output registr 350). Процесс измерения тактируется от интервального таймера ТМ. Управление обменом информацией производится контроллером крейта КК. Управляющие сигналы с выхода Pr2 подаются на блок формирования команд управления (БФК), который преобразует их в импульсы положительной и отрицательной полярности, по КС поступающие в погружной зонд и дешифрируемые блоком селекции команд БСК. Предусмотрено также подключение вместо микро-ЭВМ программируемого микрокалькулятора "Электроника МК-46". Управление процессом измерения при этом полуавтоматическое с синхронизацией от встроенного таймера. Питание зонда и бортовой части производится от сетевого блока питания БПС. Блок БС стабилизирует напряжение питания погружной части.

Датчики температуры представляют собой малогабаритные термопреобразователи сопротивления из медного микропровода с номинальным сопротивлением 1 кОм. Датчики теплопроводности выполнены конструктивно в виде проводочного нагревателя с намотанным на него распределенным термопреобразователем номинальным сопротивлением 400 Ом и расположены в трубке диаметром 4 мм. Переключение датчиков осуществляется герконовым коммутатором каналов, управляемым счетчиком каналов (СЧК) через дешифратор (ДШ) и блок управления нагревателями (БУН).

Технические характеристики измерительной системы "ГЕОС-1":

Диапазон измерения температуры, °С	-4 ÷ +35
Основная погрешность измерения температуры, °С	Не более 0,05
Порог чувствительности, °С	0,001
Диапазон измерения термоградиента, К/м	±2,0
Погрешность измерения термоградиента, К/м	±0,005

Диапазон измерения теплопроводности, Вт/м·К	0,5—1,5
Погрешность измерения теплопроводности, %	5—7
Число измерительных баз	4
Длина измерительных баз, м	0,5
Время измерения (пробы в осадках), мин	6—10

Основная программа системы SPUSK-1 предусматривает два режима. В первом, используемом в процессе спуска и подъема зонда, производится опрос только датчиков температуры Д1-Д5, что позволяет измерять температуру базового (нижнего) датчика Д1 и разность температур на всех измерительных базах. Полученная информация блоками по 25 циклов записывается на магнитный диск. Этот режим обеспечивает зондирование толщи воды, фиксацию момента внедрения зонда в осадки и ориентировочное определение глубины его внедрения. Во втором режиме происходит комплексное измерение геотермических параметров в осадках. В течение 6 мин производится серия из 120 измерений с интервалом 3 с, что позволяет снять кривую переходного процесса датчиков температуры и кривую нагрева датчиков теплопроводности. Микро-ЭВМ обрабатывает результаты, определяет установившееся значение температуры и термоградиента, аппроксимирует последние 60 точек кривой нагрева логарифмической зависимостью методом наименьших квадратов и вычисляет интегральное значение теплопроводности осадков на каждой из измерительных баз. Полученные результаты индицируются на дисплее и заносятся на магнитный диск с последующей распечаткой.

Для экономии памяти предусмотрена также программа SPUSK-2, аналогичная программе SPUSK-1, но в режиме работы с индикацией результатов только на дисплее.

Преимущества системы "ГЕОС-1" по сравнению с автономными приборами обеспечивают качественно новый уровень геотермических исследований на акваториях, резко повышая их информативность. Главное достоинство системы "ГЕОС-1" — проведение измерений градиента температуры на нескольких базах (при полном вхождении — на 4 базах по 0,5 м в интервале 0—2 м от нижнего базового датчика температуры, при одновременном измерении *in situ* теплопроводности осадков на тех же базах). Такие данные выявляют степень и закономерности вертикальной изменчивости кондуктивного теплового потока в разрезе осадков. Благодаря этому становится возможным отделить данные, характеризующие фоновый региональный кондуктивный теплоток (исходные для расчета его глубинного значения), от тех, которые отражают циркуляцию воды в донном грунте. В последнем случае становится возможным также судить о направлении движения этих флюидов и, таким образом, выделить участки разгрузки и питания их подводных циркуляционных систем.

Надежность локализации подобных участков и определения направления вертикальной составляющей фильтрационных потоков с помощью системы "ГЕОС-1" увеличивается еще и благодаря возможности точного измерения температуры в придонном слое воды (особенно при выстойке зонда в случае его неполного внедрения в грунт). Эта информация позволяет количественно изучать интенсивность теплообмена на границе вода—осадок. Регистрация же распределения температуры в воде при спуске и подъеме зонда дает возможность установить тенденции ее изменения, выделять гидрологические температурные аномалии, безградиентные зоны и в конечном счете объективно судить о тепловом режиме водной толщи.

Другим принципиально новым и важным преимуществом системы "ГЕОС-1" является возможность прямого наблюдения за процессом измерения благодаря постоянному поступлению информации о его ходе на борт судна. Индикация этой информации на дисплее позволяет четко фиксировать момент вхождения

зонда в осадки и его извлечения (или падения), видеть глубину его внедрения в донный грунт, следить за процессом установления теплового равновесия между зондом и осадками и даже косвенно судить об их плотности (по величине импульса фрикционного разогрева зонда при внедрении).

Оперативное получение такой информации позволяет вовремя менять режим работы лебедки. Например, после вхождения зонда в грунт, информация о котором немедленно отображается на дисплее, можно уменьшить скорость вытравки кабеля, обеспечивая только его притравку, компенсирующую дрейф судна, и избежать перетрава, чреватого опасностью запутывания кабеля в неровностях дна, его обрыва при подъеме и потери прибора. Столь же важна открывающаяся возможность оперативного перехода от спуска к подъему, когда измерения показывают, что зонд не внедрился в осадки, а лежит на дне или упал в процессе измерений; в таких случаях задержка подъема (дальнейшая притравка кабеля) могла бы привести к поломке прибора или даже к его отрыву. Кроме того, само использование при работе с системой "ГЕОС-1" кабеля вместо обычного троса уменьшает вероятность потери прибора, так как кабель имеет большую упругость (меньше "колышется") и прочность на разрыв.

Лабораторный измеритель теплопроводности осадков "ЛИТОС-2М". Прибор предназначен для автоматического измерения температуры и коэффициента теплопроводности донных осадков поднятой на борт судна колонки и регистрации их в цифровом виде. Работа прибора основана на использовании метода цилиндрического зонда с линейным источником тепла постоянной мощности, кривая нагрева которого приведена на рис. 9. Коэффициент теплопроводности осадков для двух произвольных моментов времени определяется по формуле $k = [Q \ln(\tau_{i+1}/\tau_i)] / [4\pi(\theta_{i+1} - \theta_i)]$, где Q — удельная мощность нагревателя на единицу длины зонда; θ_i, θ_{i+1} — температура зонда в момент времени τ_i и τ_{i+1} соответственно.

Измерение температуры осуществляется путем преобразования сопротивления термопреобразователя в период частотного сигнала, последнего — в код и ввода полученной информации в память микрокалькулятора, который производит вычисление значений температуры, измеряемой в шести точках кривой нагрева, что позволяет получить начальную температуру осадков, три отсчета коэффициента теплопроводности осадков и его усредненное значение $k_1 = -C_1/(Q_2 - Q_1)$; $k_2 = C_2/(Q_3 - Q_2)$; $k_3 = C_3/(Q_5 - Q_4)$; $k_{cp} = \frac{1}{3} \sum_{i=1}^3 k_i$, где C_1, C_2, C_3 — константы, определяемые при проверке прибора.

В состав прибора входят: зонд, измерительный преобразователь, измерительно-вычислительный блок, состоящий из микрокалькулятора "Электроника МК-46" и измерительной платы, блок питания нагревателя, образец для калибровки (рис. 10).

Структурная схема прибора приведена на рис. 11 и включает в себя следующие основные узлы и блоки: зонд, содержащий нагреватель R_n и термопреобразователь сопротивления R_s ; блок питания БПН; ключ K_1 , предназначенный для подключения нагревателя к БПН; переключатель режима работы K_2 ; преобразователь сопротивления термопреобразователя в период частотного сигнала ПСП; образцовый резистор R_0 , предназначенный для подключения по входу ПСП при калибровке прибора; подстроенный резистор R_k для регулировки коэффициента преобразования ПСП в процессе калибровки; кнопка K_n и триггер T_r для формирования сигнала включения нагревателя и начала измерения; таймер T_M , управляющий процессом измерения; кварцевый генератор импульсов ГИ опорной частоты; преобразователь периода в код ППК; одновибратор ОВ для формирования сигнала пуска МК по окончании измерения; мультиплексер M , предназначенный для поочередного ввода в МК старших и младших разрядов результата измерения; микрокалькулятор МК "Электроника МК-46"; блок преобразователя уровня БПУ и блок согласования БС для согласования уровня сигналов и синхронизации

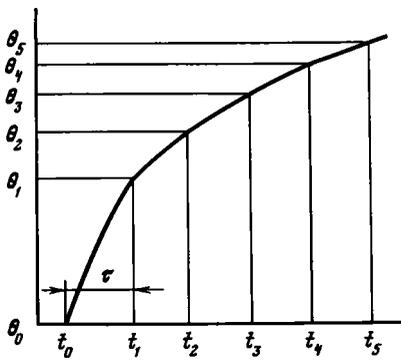


Рис. 9

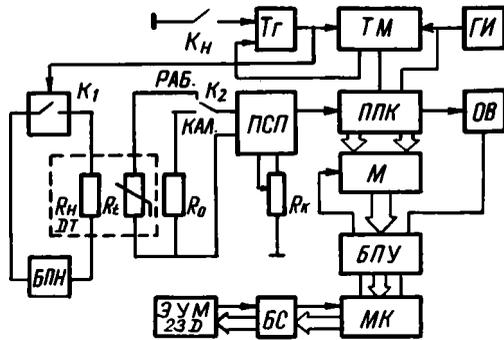


Рис. 11

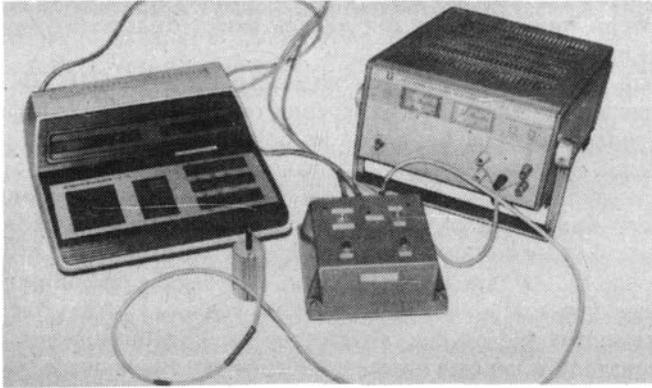


Рис. 10

Рис. 9. Зависимость температуры зонда (θ) от времени нагрева (t)

τ — временной интервал

Рис. 10. Общий вид установки "ЛИТОС-2М"

Рис. 11. Структурная схема установки "ЛИТОС-2М"

процессов ввода и вывода информации; цифropечатающее устройство ЗУМ-23Д.
Технические характеристики прибора:

Диапазон измерения температуры, °С	-50 ÷ +100
Разрешающая способность, °С	-0,001
Основная погрешность измерения температуры, °С	Не более 0,05
Диапазон измерения теплопроводности, Вт/м·К	0,2—2
Основная погрешность измерения коэффициента теплопроводности, %	5
Время измерения, вычисления и регистрации, мин	1—2

Программное обеспечение. Зонд "ГЕОС-1" использовался в комплексе с системой "САМАС", базирующейся на микро-ЭВМ JLCI-21 (см. рис. 7). Штатной операционной системой (ОС), поставляемой изготовителями, является RT-IIVO4.00. В состав ОС входят четыре языка: ASSEMBLER, FORTRAN, CASIC, BASIC. При выборе языка программирования учитывалось следующее: ввод информации осуществляется с использованием модулей "САМАС"; периодичность измерения параметров 3 с; в процессе обработки результатов измерений необходимы периодические изменения в программном обеспечении; система используется в однопрограм-

ном режиме; математический и логический аппараты обработки результатов измерений достаточно просты.

Учитывая вышеизложенное, в качестве языка программирования выбран CASIC, который имеет средства работы с модулями "CAMAC", является транслятором, относится к простым языкам высокого уровня, но требует использования монитора FB. В процессе эксплуатации потребовалось согласование частоты системного таймера с частотой судовой сети (50 Гц). Введен также запрос системной даты и времени в процессе загрузки ОС.

В однозадачном режиме при использовании монитора FB в распоряжении пользователя остается более 20 к-слов памяти. Темп работы программ, написанных на CASIC, существенно выше периодичности опроса зонда. В связи с этим единственными критериями при разработке программного обеспечения являлись минимизация трудозатрат на написание и отладку и гибкость программ.

В состав программного обеспечения "ГЕОС-1" входят основные программы SPUSK-1, SPUSK-2, READSP и вспомогательные KALIB-5, WKONST, PKONST, READS-1, ADDFIL, TRENER. Центральной рабочей программой является SPUSK-1. В остальных программах используются аналогичные приемы программирования.

На системном диске находится файл FKONST. DAT, в котором хранятся значения калибровочных констант зонда. Все программы, использующие калибровочные константы, берут их значения из этого файла. Программа SPUSK-2 предназначена для отображения на экране дисплея значений температуры и градиентов в процессе спуска зонда. Предусмотрены возможность калибровки зонда при нажатии клавиши K и автоматическая запись новых значений калибровочных констант в файл FKONST. DAT (последующим нажатием клавиши W). Запись значений температуры и градиентов на диск не производится. Включение режима измерения теплопроводности этой программой не предусматривается.

Программа READSP используется для считывания данных с диска (записанных SPUSK-1), их расшифровки, обработки и подготовки к печати или повторной индикации на дисплее путем создания файла типа TXT.

Программа WKONST применяется для ручного введения значений калибровочных констант, фиксации времени и даты последнего изменения этих констант или просмотра значений констант на экране дисплея.

Программа PKONST предназначена для печати на АЦПУ значений констант и даты их последнего изменения.

Программа READS-1 аналогична программе READSP. Она используется в тех случаях, когда параметры датчиков существенно изменились, а калибровка системы невозможна по тем или иным причинам. Программа ADDFIL подобна конечному блоку программы SPUSK-1 и предлагается для использования в специальных случаях для образования файла типа DAT, не созданного программой SPUSK-1 в результате аварии, например при разгерметизации зонда в процессе измерения. Программа TRENER разработана для тренировки контактов реле с целью снижения их переходных сопротивлений при вводе в эксплуатацию нового зонда или перед очередной калибровкой системы по разности сопротивлений.

Программа SPUSK-1 (рис. 12) предназначена для визуальной индикации на экране дисплея информации, поступающей с зонда, и записи этой информации на диск. При запуске программа запрашивает с клавиатуры номер станции, а также системные дату и время начала программы. Далее с интервалом в 3 с производятся ввод информации с зонда о температуре и термоградиенте, ее обработка и отображение на экране. Параллельно эта же информация записывается на диск. После того как оператором по скачку термоградиентов на дисплее обнаружено вхождение зонда в осадки, нажатием клавиши L запускается режим измерения теплопроводности. При этом включаются нагреватели датчиков теплопроводности и с интервалом в 3 с на экране дисплея отображаются температура базового датчика, термогра-

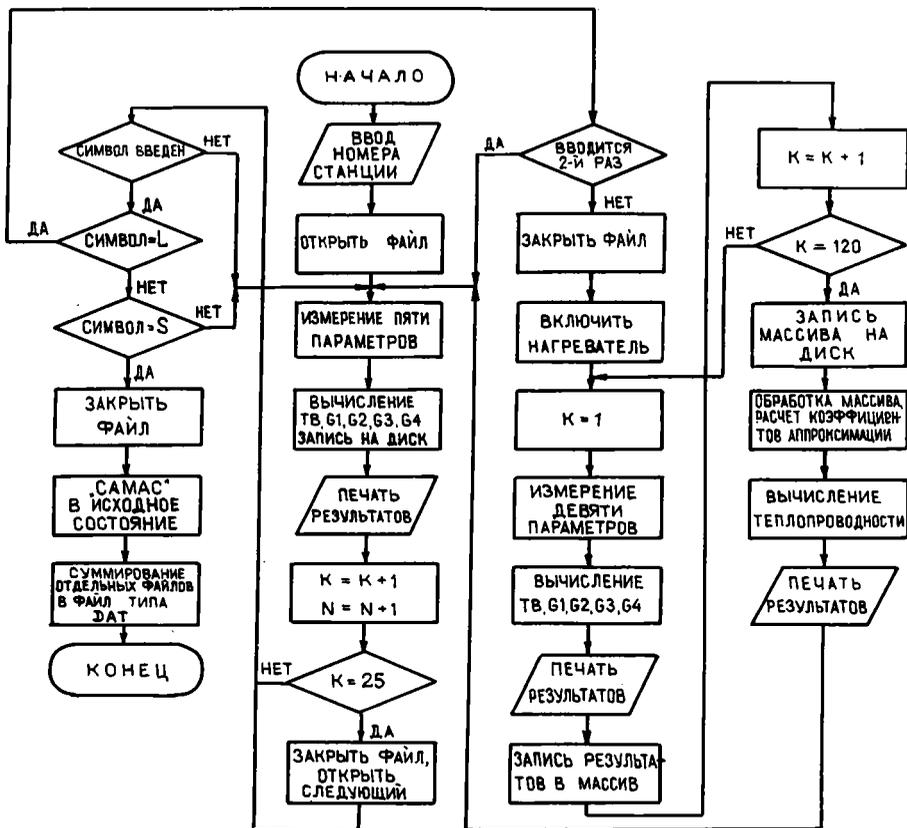


Рис. 12. Блок-схема программы SPUSK-1

денты на четырех измерительных базах и температуры четырех датчиков теплопроводности. В этом режиме зонд работает 6 мин. По истечении заданного времени выключаются нагреватели, массив информации записывается на диск и обрабатывается с целью получения числовых значений коэффициентов теплопроводности осадков; эти коэффициенты и погрешности аппроксимации индицируются на экране. Далее программа запрашивает разрешение на продолжение работы (дается нажатием клавиши RETURN), после чего производится ввод информации с зонда, индикация на экране температур и термоградиентов и запись этих геотермических параметров на диск.

В программе SPUSK-1 необходимо отметить следующие особенности: системный таймер используется только для запроса системного времени и даты; для организации 3-секундного интервала ввода информации используется модуль таймера SAMAC, поскольку прерывания от системного таймера в данной версии CASIC не предусмотрены; для организации миллисекундных интервалов, необходимых для управления зондом, используются холостые циклы FOR—NEXT; информация с зонда в микро-ЭВМ поступает в виде инверсного двоично-десятичного кода и преобразуется соответствующим программным блоком во внутренний машинный код; для удобства использования системного запроса ITYIN устанавливается 6-й бит JSW; с целью сохранения информации в том случае, когда работа программы SPUSK-1 не завершена из-за разгерметизации зонда, информация записывается на диск каждые 3 с, а через каждые 25 измерений очередной файл закрывается и открывается следующий (поскольку разгерметизация наиболее вероятна

при внедрении зонда в осадки, этот режим используется до включения режима измерений теплопроводности); в результате работы программы создается серия файлов, имеющих общее имя и различные расширения (типы). При нормальном функционировании зонда в конце работы программы (определяется нажатием клавиши S) все отдельные файлы, относящиеся к данной станции, объединяются в один файл типа .DAT, который содержит полную информацию о станции, включая дату и время ее начала. В дальнейшем все файлы, кроме файла типа .DAT, не используются и подлежат стиранию.

Применение аппаратуры "ГЕОС-1" при проведении геотермической съемки значительно расширило информативность метода и позволило реализовать задачи, недоступные для решения существовавшими до сих пор приборами. Одна из таких задач — это прямой поиск очагов гидротермальной разгрузки на дне акваторий. Тем не менее опыт работ с системой "ГЕОС-1" позволяет наметить пути ее усовершенствования. Для этого, не меняя саму идеологию прибора, желательно установить датчик угла наклона зонда для регистрации его положения в донных осадках, высокочастотный эхолот (пингер) в верхнюю часть зонда для фиксации глубины его внедрения и еще один температурный датчик на верхнюю крышку контейнера, который будет регистрировать температуру придонного слоя даже при полном вхождении зонда в донные осадки.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Гидрогеохимические исследования преследовали решение двух основных задач: изучение газогидрогеохимических особенностей седименто-литогенеза в Мексиканско-Карибском бассейне и оценку возможности диагностики субаквальной разгрузки гидротерм путем определения ряда элементов-индикаторов этого процесса.

Как первая, так и вторая проблема определяли в качестве объекта изучения, с одной стороны, водную толщу, а с другой — иловые (поровые) воды осадков, для гетерогенной среды которых особую важность приобретала информация о жидкой фазе, необходимая для оценки тенденций преобразования порообразующих и образования диагенетических минералов.

Изучение химического состава воды и растворенных газов. Водная толща морей и океанов рассматривается как гидрогеохимическая среда, контролирующая транспортировку мобилизованного на континенте материала. В процессе седиментации вместе с биогенным и обломочным материалом захватываются придонные воды, которые после образования осадка становятся иловыми. Это очень важный этап седименто-литогенеза, который является одним из первых звеньев преобразования осадочного и осажденного материала в породу. В отличие от мобилизации, переноса и собственно седиментации, когда осадкообразующий материал находится в контакте с водой сравнительно короткое время, иловые, а затем поровые воды длительный период "законсервированы" в определенном объеме литифицирующегося осадка. Продолжительный контакт жидкой и твердой фаз способствует установлению равновесий по главным минералообразующим системам осадка (окисной, карбонатной и силикатной), которые обычно не достигаются или неустойчивы в среде открытого морского бассейна.

В последнее время в связи с обоснованной С.Р. Крайновым, Б.Н. Рыженко и Ю.В. Шваровым [10] возможностью термодинамического анализа системы поровой раствор—горная порода открываются перспективы для изучения направленности и кинетики изменения минерального вещества осадков в ходе диагенеза. Многими исследователями [40, 112, 123] показано, что осадок первоначально наследует воду бассейна седиментации, но затем как твердая, так и жидкая фаза претерпевают изменения в зависимости: от количества и качества захороняемого органического вещества, от температуры придонного слоя, от дисперсности

осадка, от темпа осадконакопления и т.п. Наиболее контрастно этот процесс наблюдается во внутренних и окраинных морях. Но обширный материал по химизму диагенеза во многих морях и океанах свидетельствует о безусловной значимости обменных процессов в системе вода—осадок и для абиссальных частей акваторий, удаленных от континентов.

Детальная информация о химизме разреза океанической толщи и зоны диагенеза в фоновых условиях для различных участков океана становится совершенно необходимой при решении второй задачи — диагностики придонных гидротермальных проявлений. Только имея представление о вариациях различных газовых и химических параметров, характеризующих фоновую обстановку, можно сделать заключение о существовании каких-либо аномалий, связанных с современной или существовавшей в прошлом гидротермальной деятельностью.

Исходя из аппаратурных возможностей 4-го рейса нис "Академик Николай Страхов", в качестве вероятных индикаторов были выбраны следующие ингредиенты концентрации в воде: P_2O_5 , SiO_2 , Pb, Zn, Cu, Mn, CH_4 и CO_2 , а также отношение $^3He/^4He$. Однако среди всех вышеприведенных индикаторов лишь отношение $^3He/^4He$ можно считать абсолютным критерием обнаружения субаквальных гидротерм. Аномальные величины других параметров не всегда адекватно свидетельствуют о современном гидротермальном процессе, поскольку они могут возникать и по иным причинам. В частности, существует точка зрения о возможной диагностике субаквальных гидротерм по водно-растворенному метану [64]. Безусловно, CH_4 (как и H_2 , He, CO_2) весьма часто присутствует в составе гидротермальных газов. Но метан в той же мере обычен для нефтегазоносных районов. В зоне диагенеза осадков он проявляется и как обычный продукт биохимической деструкции органического вещества.

Поскольку большинство гидротерм, как правило, обогащено углекислотой и обычно характеризуется восстановительной (бескислородной) обстановкой, то обнаружение аномальных величин CO_2 на участках разреза водной толщи, не совпадающих с зоной дефицита кислорода, может указывать на вероятную разгрузку гидротерм. В той же мере это касается фосфора, имеющего максимумы в зоне дефицита кислорода, но на других уровнях всплеск его концентрации может рассматриваться как дополнительное подтверждение гидротермальной аномалии.

По-видимому, более эффективной является силикатная (SiO_2) "метка". Общеизвестно, что содержания SiO_2 в гидротермах тем выше, чем выше их температура. В случае придонной разгрузки высокотермальных растворов "шлейф" SiO_2 в морской воде должен проследиваться на большие расстояния, особенно на средних глубинах, где биологическое потребление кремния практически отсутствует.

Металлометрию (Pb, Zn, Cu, Mn) разреза океанической толщи можно считать достаточно оптимальным методом обнаружения следов гидротермальной деятельности, однако аномальные концентрации металлов в морской воде возникают и при современной разгрузке гидротерм, и при гальмиролизе ранее отложенных минеральных форм, обогащенных этими металлами. Таким образом, используя металлометрию, можно выявить "гидротермальную площадь", но нельзя однозначно ответить на вопрос, происходит ли разгрузка гидротерм в данный момент времени.

Также обстоит дело с металлометрическими исследованиями в жидкой фазе донных осадков. Ее обогащенность тем или иным металлом хотя и указывает на вероятный гидротермальный источник, но к этому выводу следует подходить очень осторожно, учитывая то, что металлы, осаждаемые сероводородом (Pb, Zn, Cu), а также фиксирующиеся на окисленном "барьере" (Fe, Mn) и сорбированные на окислах Zn, Cu, Cr, Ni), могут накапливаться и без участия гидротерм.

Отбор проб морской воды производился при помощи погружного модуля системы "Розетт" (производство США) и глубинными пробоотборниками, сконструированными в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР (их схема и принцип действия описаны ниже). Система "Розетт" предназначена для

температурного и солемерного зондирования океанической толщи, а также для отбора проб воды на заданных глубинах. Погружной модуль систем оснащен серией датчиков, непрерывно и с высокой скоростью измеряющих температуру, давление и электропроводность. Сигналы от датчиков поступают по кабель-тросу в бортовой блок управления, обсчитываются по штатной программе лабораторным компьютером VT-20, после чего на регистрирующие устройства (дисплей, флоппи-диск, двухканальный самописец) заносится полученная информация. Дата и время измерений вносятся в регистрационную таблицу по линии связи с главным бортовым компьютером.

Точность измерений температуры $\pm 0,005^\circ\text{C}$ при скорости спуска 1 м/с. Точность замера электропроводности и давления соответственно $\pm 0,005$ мОм/см и 0,1%. Учитывая точность измерения параметров, можно предполагать, что абсолютная погрешность в показаниях вычисленной солености не должна превышать $\pm 0,005\%$.

Погружной модуль системы оснащен кассетой из 24 пробоотборников емкостью по 1,5 л, закрытие которых производится на нужной глубине по команде с блока управления. Пробоотборники герметичные, хорошо "держат" вакуум, но приоткрываются при давлении изнутри 0,3—0,5 атм. Они полностью выполнены из пластика, что дает гарантию от привноса в пробу морской воды металлических компонентов.

На всех полигонах использовалась система отбора по 12 уровням глубин, причем на каждом уровне закрывались два пробоотборника: один — для общего химического анализа, другой — для дегазации и определения состава водорастворенных газов. Растворы из водонасыщенных донных осадков извлекались методом опрессования. Для отжима применялась разработанная на кафедре геохимии МГУ специальная пресс-форма.

В первом варианте установки давления в пресс-форме создавалось прессом "Физприбор", развивающим давление не более 30—35 атм. Для облегчения отжима иловых вод установка была переоборудована: рабочее давление создавалось гидравлическим 10-тонным домкратом, в результате чего давление отжима увеличилось в 2—3 раза и соответственно сократилось время отпрессовывания. Объем отжатых иловых вод в зависимости от влажности образцов составлял 40—55 см³. Полученный раствор фильтровался через плотный фильтр (синяя лента). К сожалению, ядерных фильтров в нашем распоряжении не было, и поэтому возможно попадание в раствор загрязняющих его компонентов, особенно тяжелых металлов.

Извлечение растворенных газов из морской воды производилось в стандартном вакуумном дегазаторе, где в качестве затворной жидкости применялся нейтральный насыщенный раствор хлористого натрия. После трехкратной дегазации одного и того же литрового объема морской воды извлекалось 15—20 мл газа, который сразу же анализировался на хроматографе "Вырухром".

В целом структура гидрогеохимических исследований имела следующий вид: построение профилей соленость—температура—глубина для водной толщи и отбор проб системой "Розетт", их анализ на O_2 , pH, Eh, Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , H_2CO_3 , CO_3^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Pb^{2+} , Zn^{2+} , Cu^{2+} ; дегазация пробы воды при помощи вакуумного дегазатора, хроматографический анализ растворимых газов (H_2 , N_2 , O_2 , CO_2 , CH_4 , H_2S); отбор сырого ила из керновых трубок (3—5 образцов из одной колонки), анализ иловых растворов на pH, Eh, Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Pb^{2+} , Zn^{2+} , Cu^{2+} , Mn^{2+} , SiO_2 .

Методы анализа водных растворов (свободных и иловых вод) и газов в сжатой форме представлены в табл. 2. Газогидрогеохимические исследования обеспечивались разнообразной аппаратурой, как стационарной, находящейся на борту судна (иономер "Орион-901", солемер "Аутосал", США), так и установленной на период рейса. К последним относятся: полярографы ППТ-1 и LP-7e (ЧСФР), хроматографы — "Вырухром", "Газохром-3101", фотокалориметр "ФЭК-56М", плазменный спектроанализатор JY-38 (Jobin-Yvon, Франция).

Таблица 2
Методы анализа растворов и газов

Компонент	Основной	Контрольный
Cl ⁻	Потенциометрический	Объемный с Ag ⁺
SO ₄ ²⁻	Объемный с трилоном	—
HCO ₃ (CO ₃ ²⁻)	Объемный с HCl	—
CO ₂	Объемный с NaOH	Хроматография
Na ⁺	Потенциометрия	—
Ca ²⁺	"	1. Объемный с трилоном 2. Плазма
Mg ²⁺	Объемный с трилоном	1. Потенциометрия 2. Плазма
P ₂ O ₅	Калориметрия с молибдатом аммония	—
K ⁺	Потенциометрия	Хроматография
SiO ₂	Плазменно-спектрометрический	Калориметрия с молибдатом аммония
Fe	—	Объемный с трилоном
Mn, Zn, Ca, Pb	Полярография	—
O ₂ (раств.)	Потенциометрия	Хроматография
pH, Eh	"	—
N ₂ , O ₂ , CO ₂ , CH ₄ , H ₂	Хроматография	—
(соленость)	Кондуктометрия	Сумма солей по общему анализу

Аналитические методики подбирались таким образом, чтобы по отдельным компонентам можно было бы дублировать определения. В целом при анализе состава водных растворов соотношение между применяемыми методами были следующими: потенциометрический метод — 35%, общехимический — 25, полярографический — 20, плазменно-спектрометрический — 20%.

Аналитические работы проводили: хроматографический анализ газов — Н.В. Поршневу; общехимический и потенциометрический анализ воды — Т.А. Прилуцкая; полярографический анализ — металлотрия малых концентраций металлов в воде — В.И. Дворов; плазменно-спектрометрический анализ водных растворов — И.Л. Симонов.

При потенциометрии в качестве основного прибора использовался микропроцессорный иономер "Орион-901" (Orion Research Incorporated, США), связанный с лабораторным компьютером VT-20 для регистрации и документации результатов анализа. Прибор оснащен 10 ионоселективными электродами для замера концентраций O₂, Cl⁻, Br²⁺, I⁻, Na⁺, K⁺, Ca²⁺, (Ca²⁺ + Mg²⁺ + Sr²⁺), а также pH и Eh. Иономер имеет четырехразрядный дигитайзер для визуального считывания результатов, но при анализе больших серий проб, как правило, применялся автоматический способ регистрации с занесением информации на флоппидиск компьютера.

Поскольку ионо-селективные электроды измеряют активность того или иного иона, то для идентификации концентрации изготавливались стандартные растворы с примерно той же ионной силой, что и в анализируемой воде. Для этого в стандартные растворы вводились рассчитанные количества разноименных с измеряемым ионом солей: для Na⁺ — KCl, для Cl⁻ — KNO₃, стандарты остальных ионов приготавливались на 3,5%-ном растворе NaCl. Проверка линейности измеряемых электродами потенциалов показала удовлетворительные результаты.

Для анализа микросодержаний металлов применялся метод амальгамной полярографии с накоплением. Поскольку фоновые концентрации Pb, Zn, Cu в океанических водах малы и обычно не превышают 10 мкг/л, то потребовалось некоторое усовершенствование этого метода. Электроды изготовлялись из гладкой серебряной проволоки диаметром 0,5 мм и длиной рабочей поверхности 7 мм. В качестве электрода сравнения употреблялся каломельный электрод с увеличенным объемом ртути, прилагаемый в комплекте к полярографу LP-7e. При накоплении не применялась электромагнитная мешалка, так как она нередко является причиной возникновения паразитических токов на чувствительной поверхности электрода. Вместо этого в дно ячейки-электролизера подавалась тонкая струя гелия (квалификации ВЧ), что обеспечивало интенсивное перемешивание раствора и очистку его от водно-растворенного кислорода.

Исследуемые растворы с минерализацией 34—37 г/л не требовали добавок полярографических "фонов", лишь в отдельных случаях, чтобы выявить концентрацию Pb, меньшую 2 мкг/л, добавлялась сухая аскорбиновая кислота. Для "просмотра" всей серии металлов на амальгамированный электрод подавался потенциал 1,85 В и при активном борбатировании раствора током гелия производилось накопление ионов металлов в течение 2—5 мин. В солевой среде морской воды полярографические пики металлов на шкале напряжений располагались в следующем порядке: Mn (-1,45 В), Zn (-1,45 В), Cd (-0,67 В), Pb (-0,50 В), Cu (-0,32 В).

Испытания полярографов при работе в различных погодных условиях показали, что плавная бортовая и килевая качка не влияет на устойчивость съемки. Резкие вертикальные перемещения на короткой и высокой волне приводят к флуктуации нулевой линии регистратора, что вносит ошибки в длину полярографических пиков. Сравнение результатов определения тяжелых металлов различными методами [36] показало, что полярографический метод дает завышенные по сравнению с другими методами результаты.

Анализ газовых проб производился на серийном газовом хроматографе "Вырхром". В аналитическую часть прибора были внесены конструктивные изменения. Штатные хроматографические колонки заменены на колонки меньшего диаметра. Прямое подсоединение колонок к входному устройству детектора капилляром меньшего диаметра позволило улучшить параметры хроматографического разделения.

Во всех анализах в качестве газа-носителя применялся гелий марки ВЧ с расходом 30 см³/мин. Разделительными колонками служили трубки из нержавеющей стали длиной 2 м с внутренним диаметром 3 мм, заполненные молекулярными ситами 5Å с зернением 50—80 меш (Chrompack, Netherlands) и полимерным сорбентом Порапак-0 с зернением 60—80 меш (Waters Assoc., Millford, USA). Разделение компонентов осуществляли в изотермическом режиме при температуре термостата в пределах 34—40°С и при комнатной температуре. Перед анализом колонку с молекулярными ситами активировали при 320—350°С в течение 1—2 ч потоком He, предварительно отсоединив колонку с сорбентом Порапак-0. Колонку с Порапак-0 кондиционировали при 160—180°С. В качестве детектора служил катарометр, ток детектора 180 мА, температура термостата детектора 100°С. Записи хроматограмм разделения газовых смесей осуществляли на двух самописцах — КСП-4 и Line recorder TZ 21S (ЧСФР), соединенных параллельно. Идентификацию пиков проводили по временам удерживания. Площади хроматографических пиков регистрировались с помощью интегратора ИТ2 (ЧСФР) и механического печатного устройства Printer РТ1 (ЧСФР).

Для отбора образцов морской воды, как уже говорилось, была использована система "Розетт". Из батометра пробу объемом 800 см³ переводили с помощью вакуумного шланга в стеклянную вакуумированную ампулу емкостью 1 м. Вакуум 10⁻¹—10⁻² мм рт. ст. создавали с помощью высокопроизводительного насоса ВН-2. Газ собирали в вакуумированную ампулу объемом 1 л. Предварительный

вакуум обеспечивался переключением 3-ходового крана на вакуумную линию. Собранный газ вытесняли насыщенным раствором NaCl через другой 3-ходовой кран в измерительную бюретку. Дегазацию одного образца повторяли трижды. Из бюретки газ отбирали в вакуумированную ампулу емкостью 13 см^3 , снабженную инжектором с толстой силиконовой мембраной. Последовательность дальнейших аналитических процедур аналитична указанным выше.

Для определения концентрации макрокомпонентов CO_2 , O_2 + Ar объем пробы составлял $0,1-0,3 \text{ см}^3$, а для определения концентраций метана и других газов — $1,5 \text{ см}^3$. Фоновая концентрация CH_4 в морских водах $49,5 \cdot 10^{-3}$ мкл/кг, т.е. ниже предела чувствительности используемого детектора — $(1,4 \pm 0,2) \cdot 10^{-2} \% \text{ об.}$

Для оценки точности и воспроизводимости полученных результатов проведены две серии контрольных измерений ($n = 6$) с атмосферным воздухом. В первой серии получены концентрации (в % об.) кислорода и аргона $21,8 \pm 0,31$, азота $78,79 \pm 0,30$, двуокиси углерода $0,032 \pm 0,00$ и во втором — соответственно $21,17 \pm 0,33$, $70,00 \pm 0,34$, $0,033 \pm 0,00$. Инструментальная ошибка измерения объемного отношения N_2/O_2 + Ar для первой серии составила 4,2 и для второй 4,3%.

Плазменный спектроанализатор JY-38 (Jobin-Yvon, Франция) предназначен для анализа жидких проб и растворов геологических образцов по атомным эмиссионным спектрам возбуждения. Специальная конструкция распылителя позволяет анализировать растворы с общим содержанием солей до 40 г/л. В состав установки входили следующие основные блоки: плазменный источник возбуждения эмиссионных спектров; высококачественный генератор HFP-1500D (Plasma-Term, США); монохроматор HR-1000 (Jobin-Yvon, Франция); самописец Itelec модель T5C (Франция); измерительная консоль — блок интегратора (Jobin-Yvon, Франция); система охлаждения индуктора (Baird, США); блок согласования генератора с горелкой источника возбуждения.

Объектами анализа являлись морская вода и иловые воды морских осадков. Для их анализа был использован уголковый распылитель специальной конструкции, работающий с перистальтическим насосом. Основными критериями при выборе аналитических линий были: отсутствие спектральных помех от макрокомпонентов, расчетный предел должен быть в 2—3 раза ниже минимального содержания анализируемого элемента. Условия анализа также определялись вышеуказанными критериями. Анализ проводился при мощности 1 кВт, подаваемой в плазму. Расход плазмообразующего и охлаждающего газов 11 л/мин. Расход транспортирующего газа 0,55 л/мин — для коаксиального пневматического распылителя с тефлоновой насадкой; 0,2 л/мин — для уголкового распылителя. Фотометрируемая зона — 16 мм выше верхнего витка индуктора. Проводилась незначительная подстройка по высоте наблюдений для каждого элемента в отдельности. Она не превышала ± 3 мм от среднего значения 16 мм. При анализе кремния в морской воде мощность повышалась до 1,25 кВт. Аналитические линии элементов и соответствующие им пределы обнаружения для двух типов распылителей приведены в табл. 3.

Наличие довольно сильной вибрации не позволило работать с узкой (50 ккм) входной и выходной щелью. Входная и выходная щели были расширены до 100 ккм. Разрешение упало до 1 \AA при некотором увеличении светосилы, что несколько ухудшило предел обнаружения, но расширение щели не вызвало спектральных наложений на выбранных аналитических линиях от макрокомпонентов образца, что было проверено с помощью таблиц спектральных линий, а также экспериментально.

Линейность градуировочного графика для всех элементов была проверена в лабораторных условиях и имеет коэффициент корреляции 0,999 и относительное среднеквадратичное отклонение менее 3%. Воспроизводимость результатов проверялась для установки в лаборатории и на борту. Результаты проверки для анализируемых элементов и двух типов распылителей приведены в табл. 4. Расчеты произведены для 12 серий по три измерения в каждой серии.

Таблица 3

Аналитические линии и пределы обнаружения для двух типов распылителей, мг/л

Элемент	Å	Коаксиальный распылитель	Уголкового распылитель	Элемент	Å	Коаксиальный распылитель	Уголкового распылитель
Fe	2599,4	0,06	0,084	Ca	3933,67	0,061	0,0015
Mn	2576,1	0,01	0,05	Mg	2795,53	0,003	0,004
Cu	3247,54	0,03	0,12	Si	2516,11	0,1	0,235
Zn	2138,56	0,02	0,04	Sr	4077,71	—	0,006

Таблица 4

Относительное среднеквадратичное отклонение для анализируемых элементов

Элемент	Тип распылителя	Отклонение, %	Элемент	Тип распылителя	Отклонение, %
Fe	Уголкового	1,35	Zn	Уголкового	1,46
Mn	"	1,11	Ca	"	1,63
Cu	Коаксиальный с тефлоновой насадкой	0,26	Mg	"	1,46
			Si	"	1,06
			Sr	"	1,50

Обработка результатов, полученных на спектроанализаторе JY-38, производилась на лабораторной ЭВМ VT-20.

Изучение изотопного состава водорастворенного гелия. Изотопный состав He в атмосфере ($^3\text{He}/^4\text{He} = 1,4 \cdot 10^{-6}$) несколько отличен как от радиогенного, образующегося в земной коре ($\sim 10^{-8}$), так и от характерного для мантии Земли и наблюдающегося в вулканических эманациях суши и молодых донных базальтах океана ($\sim 10^{-5}$). Это убедительно обосновано многочисленными данными, рассмотренными в обобщающих работах [16, 19, 30, 84, 129].

Контактируя с атмосферой, свободные воды океана насыщаются атмосферным гелием. Но в изученных очагах разгрузки подводных гидротерм наблюдается обогащение этих вод мантийным гелием. Как правило, такие аномалии локализуются в зонах спрединга океанической коры — вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия от 31° ю.ш. до 21° с.ш. [82, 145, 184], в Галапагосском рифте [155], Калифорнийском заливе [128], Красном море [130], на Срединно-Атлантическом хребте близ 26° с.ш. [118] и 15° с.ш. [159], в Марианском трого [129], т.е. как в срединно-океанических хребтах и межконтинентальных рифтах, так и в задуговых бассейнах.

Местами аномальное обогащение ^3He отмечается и в океанических желобах, например в свободных водах желоба Кермадек [79] и в поровых водах осадков, вскрытых скв. 438 в Японском желобе [48]. В желобе Кермадек "корни" аномалии неясны, так как наибольшее обогащение ^3He наблюдается не в придонных водах, а значительно выше, на глубине 1737 м. В Японском желобе требует специального изучения тектоническая приуроченность аномалии, так как не исключено, что она характеризует сравнительно локальные особенности региональной структуры. Локальность этой аномалии, расположенной на коре раннемелового возраста и связанной с пепловым прослоем в осадках на глубине около 300 м ниже дна, вполне возможна, так как в поровых водах даже вблизи оси спрединга не всегда фик-

сируется избыток ${}^3\text{He}$, например его не видно в скв. 410, расположенной на фланге Срединно-Атлантического хребта, где кора имеет возраст около 10 млн лет [48]. Но в пределах островодужных поднятий поступление мантийного гелия в воды океана до наших исследований не отмечалось.

В некоторых очагах разгрузки подводных гидротерм было обнаружено, что степень обогащения придонных вод ${}^3\text{He}$ прямо пропорциональна величине положительной аномалии их потенциальной температуры. С использованием этой корреляции было рассчитано количество тепла, поступающее в воды океана с каждым "лишним" атомом ${}^3\text{He}$. Оно составляет $(7,6 \pm 0,6) \cdot 10^{-8}$ кал/ат ${}^3\text{He}$ в Галапагосском рифте [117] и $(2,7 \div 5,5) \cdot 10^{-8}$ на Восточно-Тихоокеанском поднятии близ 13° с.ш. [145].

Таким образом, избыток в океанической воде легкого изотопа ${}^3\text{He}$ по сравнению с возможным его содержанием из-за растворения в ней атмосферных газов является четким, весьма чувствительным и однозначным индикатором подводной гидротермальной активности. Благодаря своей химической инертности избыточный He , увлекаемый морскими течениями, может распространяться далеко в стороны от участка своего поступления в толщу океана. Эти участки можно локализовать путем изучения вертикальных и горизонтальных вариаций изотопного состава He , растворенного в океанических водах. Именно поэтому такие исследования были включены в программу работ нашей экспедиции.

С помощью изучения изотопного состава водорастворенного He могут решаться и многие другие океанологические задачи: определение направления и скорости течений, выявление стратификации водной толщи, количественное описание взаимодействия океана и атмосферы, разбавления вод океана речным стоком с поверхности суши, движения воды в донных осадках, выявление ${}^3\text{H}$ — ${}^3\text{He}$ -возраста отдельных "блоков" океанической воды и ряд других. Но во всех случаях необходимо определять количественно атмосферный газовый фон океана в исследуемом участке, что требует специального анализа полученных данных и будет рассмотрено ниже.

Высокоточные измерения концентраций благородных газов в океанических водах показали, что измеренные концентрации заметно отличаются от рассчитанных для данной температуры и давления; это обусловлено тем, что растворение газов происходило при иных температурах и давлениях, чем измеренные в момент отбора проб. Соответственно нахождение концентраций (и изотопных составов) инъецируемых компонентов должно выполняться с учетом возможных локальных различий в концентрациях газов, находящихся в воде в результате глобального процесса взаимодействия океана и атмосферы.

Обычно рассматриваются три компонента, определяющие концентрации растворенных газов [85] и обусловленные: 1) вариациями давления (в зависимости от знака этих вариаций этот компонент может добавляться или вычитаться из концентрации, соответствующей стандартному атмосферному давлению $P = 1$ атм); 2) изменением температуры воды после растворения газов до момента отбора пробы воды; 3) захватом волнующейся поверхностью океана пузырьков воздуха и их увлечением (вследствие волнения и нисходящих течений) на глубину, где происходит растворение содержащихся в таких пузырьках газов при давлениях, существенно превышающих атмосферное.

Вклад этих трех компонентов может быть определен количественно [85]. Рассмотрим вначале вклад первого из них. Зависимость концентрации C_i газа i в воде, находящейся в равновесии с атмосферным воздухом, определяется формулой

$$C_i = (x_i^A \beta_i / \rho)(P - p^*), \quad (1)$$

где x_i^A — содержание газа в сухом атмосферном воздухе, объемные доли; β_i — коэффициент растворимости Бунзена, см^3 газа/ см^3 воды при давлении газа 1 атм; ρ — плотность воды, $\text{г}/\text{см}^3$; P — суммарное атмосферное давление, атм; p^* — давление

паров воды в атмосфере. Обычно рассматриваются не абсолютные значения концентрации, а относительные

$$\Delta = (C_i/C_i^*) - 1. \quad (2)$$

где Δ — отличие наблюдаемой концентрации от рассчитанной для давления $P = 1$ атм, называемое аномалией насыщения; C^* — равновесная концентрация, определяемая выражением (1) для $P = 1$ атм. Поскольку отношение $(P - p^*)/(1 - p^*)$ может быть принято равным P :

$$C_i = C_i^* \cdot P. \quad (3)$$

Остановимся теперь на оценке значения изменения концентрации, связанного с вариациями температуры. Поправочный член может быть представлен в виде $(dC_i^*/dT)\Delta T$, так что концентрация C_i будет определяться в соответствии с формулой (3) выражением $C_i = P[C_i^* + (dC_i^*/dT)\Delta T]$, подстановка которого в (2) приводит после простых преобразований к определению

$$\Delta_i = (P - 1) + P(d \ln C_i^*/dT)\Delta T. \quad (4)$$

Наконец, член, учитывающий вклад "пузырькового" механизма растворения атмосферных газов — в предположении, что все захваченные поверхностным слоем воды пузырьки полностью растворяются (что является простой, но экстремальной аппроксимацией, поскольку на самом деле растворимость газов из пузырька носит дифференциальный характер, и если частично растворенный пузырек будет в дальнейшем вынесен на поверхность, то эффект будет промежуточным между "чисто пузырьковым" и чисто равновесным растворением) — имеет вид $x_i^A \cdot a$, где a — количество газа в пузырьках в единицах концентрации. Подставляя этот член в формулу, определяющую концентрацию, и переходя к аномалии насыщения Δ , получим

$$\Delta_i = (P - 1) + P(d \ln C_i^*/dT)\Delta T + x_i^A \cdot a/C_i^*. \quad (5)$$

Поскольку во втором члене формулы (5) вариациями P можно пренебречь и полагать $P = 1$, а $P - 1 = \Delta P$, то

$$\Delta_i = \Delta P + (d \ln C_i^*/dT)\Delta T + x_i^A \cdot a/C_i^*, \quad (6)$$

где ΔP — девиация давления, %; x_i^A также выражено в процентах.

Значения C^* и $d \ln C^*/dT$ в формуле (6) определены экспериментально и выбираются из таблиц [182, 193]; значение Δ_i находится из (2) непосредственно, если из априорных соображений известно, что газ i имеет атмосферное происхождение; таким образом, для определения искомых параметров ΔP , ΔT и a необходимо измерить концентрацию трех газов заведомо атмосферного происхождения и решить совместно систему из трех уравнений, аналогичных (6). Полученные значения параметров могут быть использованы для расчета значения Δ_i для газа, происхождение которого не является заведомо атмосферным (в нашем случае для гелия). Зная Δ_i , можно, используя определение (2), найти расчетную концентрацию этого газа, попавшего в океаническую воду вследствие процессов растворения, и как разность вычислить концентрацию избыточного газа (изотопа), который и является трассером разгружающихся в пределах океанической коры флюидов. Рассмотренный выше подход справедлив и для определения потоков изотопов гелия из океанической коры, времени жизни атома гелия в океанической воде (${}^3\text{H} - {}^3\text{He}$ -возраста некоторого объема воды) и т.д.

В качестве примера использования аномалии насыщения для обсуждения природы избыточного ${}^3\text{He}$ в океане приведем некоторые доводы из полемики Г. Крейга и его коллег с А. Фейерхоллом [101], который пытался интерпретировать этот избыток как следствие радиоактивного распада трития. Опровергая интерпретацию А. Фейерхолла, Г. Крейг и У. Кларк [83] показали, что изотопический избыток ${}^3\text{He}$, $\delta^3\text{He} = [({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{обр}}/({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{атм}} - 1] \cdot 100(\%) \approx 12\%$ сопровождается анома-

лией насыщения ${}^4\text{He}$, $\Delta_4 = 5,5\%$, чего не должно было бы быть, если бы ${}^3\text{He}$ возник при распаде трития. Более того, было показано, что в качестве рассчитанных концентраций ${}^3\text{He}$, которые могли сопоставляться с концентрациями трития, следует использовать значение не изотопной аномалии $\delta^3\text{He}$, а концентрационной аномалии насыщения Δ_3 , которая составила уже 22% , — намного выше, чем можно было бы ожидать из-за распада "техногенного" трития.

До настоящего времени, однако, высокоточные измерения концентраций, как минимум, трех газов заведомо атмосферного происхождения отсутствуют, и эта задача, требующая создания специальной лабораторной базы, ждет своего решения. В качестве вполне надежного метода определения концентрации изотопов He в океанических водах используется предложенная Дж. Лаптоном [128] корреляция, где

$$\Delta_3 = [{}^3\text{He}/\text{Ne}], \% = \{ [C({}^3\text{He})/S({}^3\text{He})] / [C(\text{Ne})/S(\text{Ne})] - 1 \} 100. \quad (7)$$

В формуле (7) $C({}^3\text{He})$ и $S({}^3\text{He})$ обозначают измеренную и рассчитанную (без введения рассмотренных выше поправок на давление, температуры и пузырьковый механизм растрояния) концентрации ${}^3\text{He}$ соответственно; таким же образом обозначены концентрации неона; Δ_4 определяется аналогичным образом. Поскольку неон имеет атмосферное происхождение, а его растворимость не очень сильно отличается от растворимости He, Δ_3 — Δ_4 -корреляция позволяет фиксировать избыточные концентрации изотопов гелия. Следует подчеркнуть, что при малых значениях избыточных концентраций по сравнению с концентрациями растворенного He погрешность определения всех входящих в Δ_3 — Δ_4 -корреляцию величин должна быть не хуже 1% , желательно $\sim 0,1\%$.

Исследования изотопного состава благородных газов в океанических водах начались сравнительно недавно [79], и общепринятой методикой их проведения пока не существует, а в рейсах нис АН СССР они вообще проводятся впервые. Поэтому в данном разделе будут рассмотрены методы отбора проб, их последующей обработки и изотопного анализа подготовленных препаратов, применяемые различными исследователями, в том числе разработанные и использованные в 4-м рейсе нис "Академик Николай Страхов".

Для отбора проб газов, растворенных в океанических водах, зарубежные исследователи использовали [79] 2-литровые батометры Нансена, гидрографические пробоотборники Нискина [128] или плексиглазовые пробоотборники [117], вода из которых переводилась либо в специальные контейнеры из нержавеющей стали с вентилями на обоих концах, либо в медные трубки, уплотнявшиеся специальными обжимками. Объем контейнеров, использовавшихся в ранних работах канадско-американской группы, составлял 300 — 500 см^3 ; применявшиеся впоследствии трубки были рассчитаны на меньшее количество воды — около 40 см^3 . Во всех случаях вода переводилась из пробоотборников в контейнер для хранения и транспортировки проб в соответствии с описанной ниже методикой. К нижнему клапану батометра (пробоотборника) присоединялся гибкий шланг, верхний клапан открывался, шланг промывался водой из пробоотборника; сразу же, без слива воды, другой конец шланга присоединялся к нижнему вентилю контейнера (нижней части трубки) и последний промывался водой из батометра. После этого клапаны закрывались (либо медная трубка обжималась с обоих концов), и в таком состоянии проба транспортировалась до береговой лаборатории.

Авторы указывают на весьма высокую герметичность использованных контейнеров, которые способны обеспечить весьма малое натекание He из атмосферы — в пределах до $10^{-10} \text{ см}^3/\text{год}^{-1}$, т.е. в 10^5 раз меньше, чем количество He в пробе.

Однако они совершенно не учли возможности контаминации проб атмосферными газами в ходе перевода воды из пробоотборника в контейнер. При стоке воды из пробоотборника в нем происходит перемешивание воды, и она может частично прийти в равновесие с находящимся в верхней части пробоотборника воздухом. Не рассмотрено также влияние воздуха, сорбированного на стенках контейнера,

особенно если он представляет собой трубку из отожженной меди. Оба этих нежелательных эффекта могут, вероятно, перекрывать приведенные выше параметры натекания. Остальные операции осуществляются зарубежными исследователями в условиях береговых лабораторий.

Вода из пробоотборника пропускается через капилляр в вакуумный объем и дегазируется в ходе такого медленного истекания до высокой степени экстракции газов, >99,9%; газ откачивается насосом Тэплера, делится на две аликвоты в смежных объемах, значения которых определены с высокой точностью. Одна аликвота (80% газа) напускается в масс-спектрометр высокого разрешения для изотопного анализа He. К другой аликвоте добавляется строго определенное количество моноизотопов благородных газов, и обычно на другом масс-спектрометре определяется количество газов методом изотопного разбавления. Вообще говоря, более совершенной представляется методика, при которой трассеры вводятся в пробу непосредственно в момент ее дегазации; в таком случае погрешности, связанные с неполным извлечением газа, неполной перекачкой его из одного объема в другой, а также погрешности при делении газа на две порции, не будут сказываться на результатах анализа. Вероятно, следует использовать две параллельные пробы, в одной из которых можно было бы определять изотопный состав He, в другой — содержание благородных газов в воде.

Изотопный анализ гелия зарубежные исследователи выполняли на статических магнитных масс-спектрометрах с радиусом траектории полета ионов около 25 см и разрешающей способностью около 650, что позволяло полностью отделять водородный дублет $HD^+ - ^3H^+$ от линии $^3He^+$. Чувствительность приборов, стабилизация электрических и магнитных полей и качество регистрирующей аппаратуры обеспечивали погрешность измерения отношения $^3He/^4He = 1,4 \cdot 10^{-6}$ меньше 1% (1 σ) при количестве газа около 10^{-6} см³. Погрешность измерения изотопного состава смеси газов из образца и трассера составляет 0,5% и даже ниже. По этим параметрам зарубежные приборы превосходят отечественные примерно в 5 раз. При измерениях масс-спектрометры калибровались атмосферными благородными газами до и после напуска каждой пробы.

Следует подчеркнуть, что при исследованиях растворенных в океанических водах благородных газов, когда измеряемые эффекты малы и могут составлять 1% и менее (будь то изотопные аномалии или аномалии насыщения), погрешность измерения является важнейшим параметром, определяющим успех этих перспективных, но и весьма дорогостоящих работ.

Подводя итог краткому обзору использованных ранее приборов и методик, отметим, что процедура перевода проб воды из пробоотборника в другой контейнер на борту корабля является наиболее сомнительной и должна быть устранена. Кроме того, проведение анализа проб не на борту корабля, а в береговых лабораториях после окончания рейса исключает возможность учета получаемой информации непосредственно в ходе опробования изучаемого разреза водной толщи, не позволяя оперативно изменить соответствующим образом план и объем работ на том или ином полигоне.

Учитывая два отмеченных выше недостатка работ зарубежных ученых, в основу развития изотопно-геохимических исследований растворенных газов в рейсах нис АН СССР была положена идея о проведении ряда операций по подготовке проб к изотопному анализу непосредственно на борту судна с постепенным наращиванием аналитических возможностей судовой газовой лаборатории.

На первом этапе работ в 4-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" планировалось провести испытания специально разработанных для этой экспедиции герметичных пробоотборников и системы для дегазации и ампулирования проб. При разработке конструкции пробоотборников для отбора океанических вод на разных уровнях к ней предъявлялись следующие требования: 1) по мере спуска снаряда до интервала опробования пробоотборник должен промываться

океанической водой; 2) проба должна отбираться непосредственно на интервале опробования и содержать минимальное количество флюидов с других горизонтов, которые могли сохраниться в пробоотборнике в силу недостаточно совершенной его промываемости; 3) пробоотборник должен сохранять высокое давление флюида, обеспечивать прямое подсоединение к прибору для дегазации и сохранять высокий вакуум в ходе экстракции газов, обеспечивая высокую степень дегазации. Этим требованиям отвечает конструкция пробоотборника (автор И.Н. Толстихин), подготовленному к 4-му рейсу нис "Академик Николай Страхов". Принцип действия этого прибора сводится к следующему. Перед спуском пружина 9 (рис. 13) сжимается, втулка 15 вводится с поворотом в винтовой паз 16 и в таком положении клапанов устанавливается чека в отверстие 6, фиксируя положение штока 5 относительно корпуса 1. После установки чеки пружина отпускается, но она не может прижать клапан 3 к седлу 20, поскольку для отсоединения этого клапана от верхнего, зафиксированного чекой, необходим его поворот, который невозможен из-за квадратного сечения штока 10 и прорези, в которой он установлен. Прибор опускается в воду в открытом состоянии (при изучении вод открытых водоемов — без наконечника 13) и при спуске промывается, поскольку диаметр корпуса в месте присоединения клапанов 17 больше, чем диаметр клапанов. После погружения прибора на заданную глубину посыльный груз бросается по тросу, ударяет по крышке 14, в результате удара срезается чека 6, корпус пробоотборника спускается с вращением под действием собственного веса и втулка 15 выходит из паза 16, освобождая нижний клапан от зацепления с верхним. Верхний клапан, двигаясь вверх относительно корпуса прибора, входит в сужение внутреннего диаметра пробоотборника, который близок к внешнему диаметру клапана; далее клапан действует как поршень, всасывая воду непосредственно на интервале опробования. После опускания корпуса прибора на длину штока верхний клапан входит в верхнее седло 19 и герметизирует его; одновременно нижний клапан 3 опускается в гнездо 20 под действием пружины и собственного веса и герметизирует пробоотборник снизу. После подъема прибора под соединительную муфту 21 подкладывается разрезная шайба и муфта свинчивается до упора в эту шайбу, уплотняя дополнительно верхний клапан, что необходимо для последующей дегазации прибора. В таком состоянии пробоотборник хранится до дегазации.

В судовой лаборатории пробоотборник вакуумно-плотно присоединяется к камере для дегазации 5 (рис. 14), одновременно в вакуумный объем вводится силикагель 12, а также устанавливается новая ампула 14. Затем все вакуумные узлы прибора откачиваются на форвакуум и, далее, на высокий вакуум форвакуумным 19 и высоковакуумным диффузионным паромасляным 16 насосами. По достижении в приборе предельного для используемых средств откачки вакуума 10^{-5} мм рт. ст. все вентили 9 закрываются и пробоотборник вскрывается нажатием корпуса 1 через клапан 2 на упор 8 (в зависимости от давления в батометре нажатие осуществляется руками или специальным прессом 4). Далее в течение 10 мин осуществляется дегазация воды в камере 5, затем открывается вентиль между камерой 5 и объемом 10 и вода сливается в этот объем; одновременно происходит дополнительная дегазация воды. Через 5 мин вентиль закрывается, отсекая объем 10 от камеры 5, в которой остаются только следы воды и выделившиеся из нее газы. После этого осуществляется перевод газов в ампулу 14 с ее последующей отпайкой. По завершении опыта камера и объемы для слива промываются через уплотнение 7 пресной водой и спиртом, затем эти объемы продуваются сжатым воздухом, высушиваются посредством форвакуумной откачки и подсоединяется новый пробоотборник.

Следует подчеркнуть, что в ходе 4-го рейса нис "Академик Николай Страхов" некоторые узлы рассмотренных выше приборов были существенно модернизированы; прежде всего это касается пробоотборников. В частности, был изменен принцип срабатывания прибора, поскольку вибрация троса, рывки лебедки и дина-

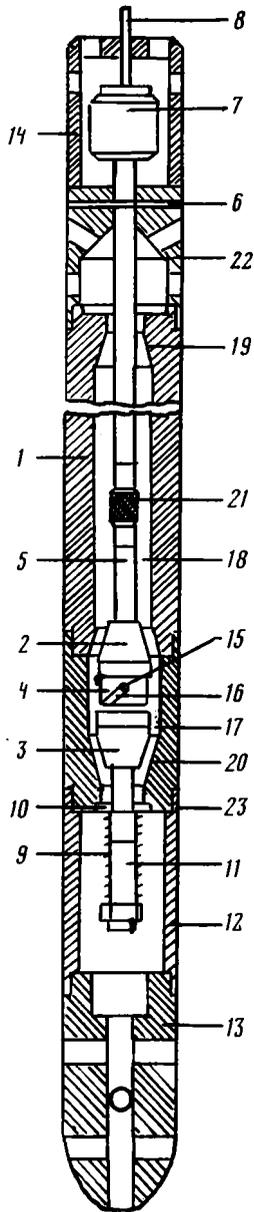


Рис. 13. Герметичный пробоотборник

1 — корпус; 2 — верхний клапан; 3 — нижний клапан; 4 — патрубок; 5 — шток; 6 — чека; 7 — соединение с тросом; 8 — трос; 9 — пружина; 10 — квадратный прорез; 11 — шток; 12 — соединительный патрубок; 13 — утяжелитель; 14 — ударная крышка; 15 — втулка; 16 — винтовой паз; 17 — увеличение диаметра камеры; 18 — камера нормального диаметра; 19 — седло верхнего клапана; 20 — седло нижнего клапана; 21 — соединительная муфта; 22 — верхний колпак; 23 — резьбовые соединения

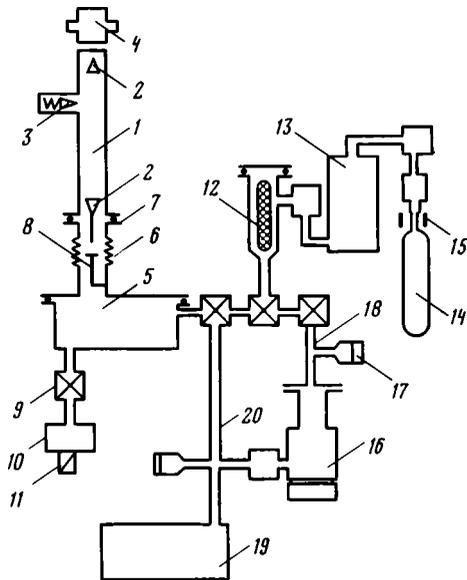


Рис. 14. Прибор для дегазации пробоотборников

1 — пробоотборник; 2 — клапаны пробоотборника; 3 — камера; 4 — пресс; 5 — камера для дегазации; 6 — сильфон; 7 — вакуумные уплотнения; 8 — упор; 9 — вентиль; 10 — баллон для слива воды; 11 — вакуумные уплотнения трубок; 12 — осушитель; 13 — устройство для перевода газа в ампулу; 14 — стеклянная ампула; 15 — печь сопротивления для отпайки ампул; 16 — высоковакуумный диффузионный насос; 17 — термомоларный вакуумметр; 18 — линия высоковакуумной откачки; 19 — форвакуумный насос; 20 — линия форвакуумной откачки

мические нагрузки, возникающие при опускании приборов в условиях волнения моря, приводили к обрыву предохранительной чеки под весом снаряда и спонтанному срабатыванию прибора. После переделки прибор опускался в перевернутом состоянии, так что вес снаряда способствовал удержанию его в открытом состоянии, а посыльный грузик стимулировал перевертывание пробоотборника и его последующее срабатывание на заданном интервале. Кроме того, была переработана конструкция уплотняющего элемента — вместо фторпласта использовались медные кольцевые прокладки, на корпусе была нарезана дополнительная обратная резьба, корпус собирали путем обжима прокладок без вращения одной детали относительно другой. Была переработана также конструкция спускового клапана — вместо наборного клапана, состоящего из металлического корпуса и уплотняющих резиновых прокладок, использовался клапан, целиком изготовленный из резины.

Очистка содержащихся в пробах благородных газов от химически активных компонентов и масс-спектрометрический анализ Не и других благородных газов выполняются в условиях береговой лаборатории. Очистка и разделение газов проводятся на высоковакуумном цельностальном приборе; изотопный анализ — на серийном отечественном масс-спектрометре МИ-1201, специально переоборудованном для такого анализа. Более подробно методика очистки и анализа проб рассмотрена в работе [31].

ГЛАВА ТРЕТЬЯ ПОЛИГОН КАМПЕЧЕ

ВВЕДЕНИЕ

По результатам многочисленных геофизических исследований Мексиканский залив представляет собой структуру океанического типа — микроокеан. Предварительная модель истории его формирования была дана Р. Баффлером [66], который предположил, что вслед за триас-среднеюрским рифтогенезом в этом регионе в поздней юре последовал очень короткий, но интенсивный спрединг с последующим сокращением и углублением бассейна. В среднем мелу после значительного понижения дна в центральной части Мексиканский залив сформировался в границах, близких к современным — со срединной глубоководной абиссалью, обрамленной шельфом и довольно широким континентальным склоном. Мощность земной коры в центре залива достигает 20 км при отсутствии "гранитного" слоя. Мощность осадочного чехла в северной части залива до 15, в южной — до 6 км [44].

Полигон Кампече расположен в южной части Мексиканского залива, занимая пограничную зону шельфовой мелководной банки Кампече и одноименного залива. Полигон имеет вытянутую прямоугольную форму шириной 5 и длиной 35 миль (рис. 15).

Строение осадочного чехла южной части Мексиканского залива изучено по данным многочисленных геофизических исследований и глубоководного бурения в 1-, 10- и 77-м рейсах б/с "Гломар Челленджер" [100, 163, 188]. Разрез чехла начинается мощной карбонатно-эвапоритовой толщей, содержащей в отдельных участках большие массы каменной соли. Возраст нижней ее границы предположительно определен как триасовый, верхний — позднеюрский. В пределах дна залива Кампече нижнемеловые отложения представлены относительно маломощными терригенно-карбонатными морскими осадками, верхний мел практически везде отсутствует. По континентальному обрамлению залива и на банке Кампече ранне-среднемеловые отложения представ-

лены известняками, причем апту—альбу соответствует мощный комплекс рифовых карбонатных осадков, внешний край которых примерно совпадает с верхней частью современного материкового склона. Мощность, фациальный состав, структурное положение мезозойской толщи п-ова Юкатан и банки Кампече позволяют отнести ее к разряду карбонатных платформ.

Кайнозойские отложения дна южной части Мексиканского залива сложены 500—1000-метровой терригенно-карбонатной толщей глинистых мергелей, алевролитов и глин с прослоями калькаренитов и сильно глинистых конгломератов. На п-ове Юкатан в кайнозойских отложениях присутствуют пачки красноцветов и эвапоритов.

Современный план распространения осадков в Мексиканском заливе в целом совпадает с древним — на востоке района карбонатные, органо-генные, а на западе терригенно-карбонатные отложения. У подножия крупных крутых уступов и подводных возвышенностей широко развиты осадки турбидных или зерновых потоков [44].

Морфология дна и структурный план материкового склона залива Кампече определяются развитием крупных диапировых структур. Всего имеются три обширные по площади группы соляных куполов: Сигсби, Кампече и соляной бассейн Туантепек. Они образуют пояс соляно-купольных структур, протягивающийся с севера на юг от абиссали до континента вдоль уступа западной окраины банки Кампече и отделенный от нее крупной депрессией — каньоном Кампече с глубинами до 2,6 км.

По данным А. Бертейна [52], сделавшего анализ движения турбидитных потоков и оползней, обнаруженных в кайнозойских отложениях центральной части залива Кампече, начало формирования соляных куполов приходится на средний миоцен (12—9 млн лет). В это время поднимавшимися куполами был изменен путь нагруженных потоков, которые спустились с южного шельфа залива Кампече в его абиссальную область.

Особенности геологического строения и разнообразный рельеф морского дна полигона — мелководный шельф, глубокий каньон с широким и плоским дном и крутыми бортами и расчлененная зона соляных куполов — позволяют решить ряд различных геологических вопросов в пределах относительно небольшой площади.

Как уже отмечалось выше, в южной части Мексиканского залива не только в современных, но и в мезозойско-кайнозойских отложениях выявлено большое количество осадков, образованных автокинетическими потоками различной плотности. Особенности рельефа, геологическое строение территории и характер осадков способствовали образованию таких потоков в течение длительного времени. Изучение литологических особенностей подобных современных осадков и в первую очередь детальное определение их генетических признаков в сравнении с ископаемыми аналогами в ритмично построенных толщах необходимы для познания эволюции и закономерностей осадконакопления.

Важной задачей на полигоне Кампече было выявление влияния соляных куполов на геохимию водной массы, в частности изменение химизма вод вблизи диапиров с активно размывающимся ядром или сульфатно-карбонатным кепроком.

Кроме того, наличие мощных рыхлых осадков в пределах диапировой зоны позволяет провести большой объем геотермических замеров как на самих куполах, так и в межкупольных пространствах. Это поможет решить вопросы, связанные с изучением теплового потока в перспективных на залежи углеводородов регионах с соляно-купольной тектоникой.

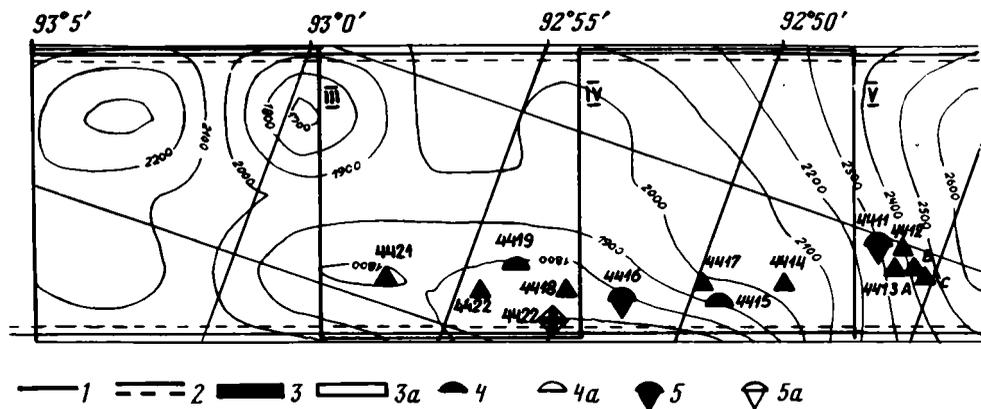


Рис. 15. Схема фактического материала полигона Кампече

1, 2 — галсы (римские цифры — номера) геофизической съемки: 1 — эхолотирование, 2 — эхолотирование и НСП; 3—10 — станции: 3 — драгирование, 4 — грунтовая труба, 5 — грунтовая труба с термозондом, 6 — черпак, 7 — система "Розетт", 8 — батометры, 9, 10 — термозонды: 9 — кабельный, 10 — автономный; станции с индексом "а" — неудачные

РЕЛЬЕФ ДНА

Основная цель проведенных на полигоне Кампече эхолотных работ заключалась в изучении рельефа дна для детальных геолого-литологических, геотермических и гидрохимических исследований. Рельеф дна Мексиканского залива изучен подробно и очень детально. На существующих батиметрических картах для выбранного нами района очень полно показаны все важнейшие элементы рельефа.

Полигон Кампече расположен в южной части Мексиканского залива в пределах залива Кампече. Он был пересечен профилем НСП и эхолотирования в восточном и северо-восточном направлении от точки с координатами $19^{\circ}46,8'$ с.ш., $95^{\circ}15,0'$ з.д. до точки с координатами $20^{\circ}51,0'$ с.ш., $92^{\circ}27,0'$ з.д. (рис. 16). Общая длина галса I 184 мили. Профиль прошел через юго-западную часть дна Мексиканской котловины, материковый склон, включающий соляно-купольную зону и каньон Кампече, и закончился на шельфе, на западной границе банки Кампече.

Для детального изучения была выбрана восточная часть профиля длиной 47 миль, параллельно которой был пройден галс II и перпендикулярно к ним три поперечных галса через 5 миль, начиная от западной границы полигона. Общая длина галсов эхолотной съемки составила 252 мили. В результате была построена батиметрическая карта полигона с сечением изобат через 100 м (см. рис. 15).

Полигон Кампече включает три контрастных геоморфологических района. Небольшая восточная часть полигона относится к шельфу, в пределах которого выделяется банка Кампече. Глубина дна в районе банки всего 80—100 м. На западе банка граничит с одноименным каньоном. На расстоянии 5 миль глубина увеличивается на 2200 м. В среднем угол наклона восточного борта каньона составляет 13° . На профиле галса I (см. рис. 14) на восточном склоне отмечаются три слабовыраженные ступени, что может свидетельствовать о тектонической его природе.

Максимальная глубина каньона, зарегистрированная нами, 2665 м. Западный борт каньона более пологий и значительно менее высокий. Перепад высот здесь всего 500 м, а угол наклона 8° . Каньон открыт в сторону абис-

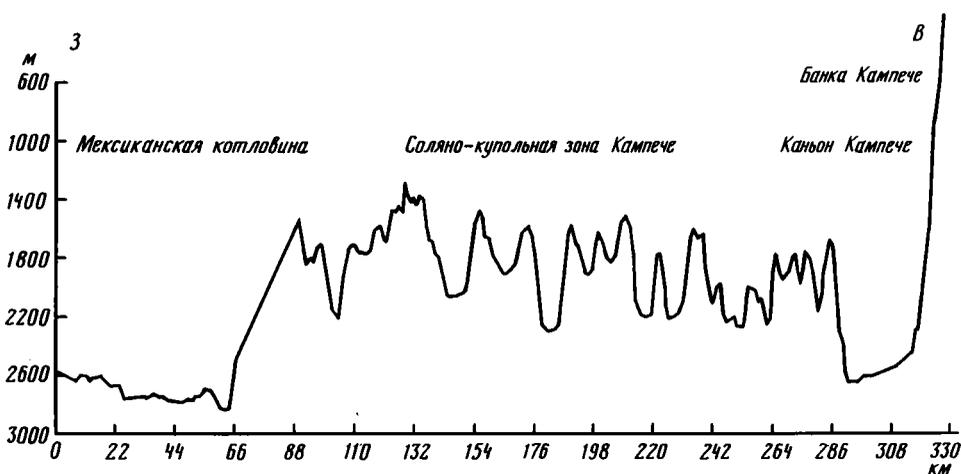
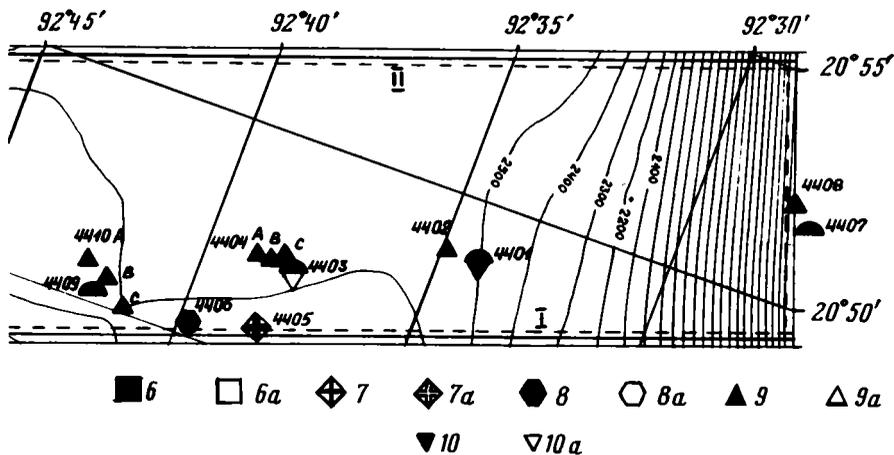


Рис. 16. Профиль рельефа дна полигона Кампече (галс I)

сали Мексиканского залива в северо-западном направлении. Наклон дна в каньоне в пределах изученного полигона невелик, всего $0,4^\circ$. Ширина каньона в юго-восточной его части от восточной до западной бровок достигает 20 миль, а по изобате 2500 м — 11 миль, расширяясь соответственно до 23 и 12 миль в северо-западной части.

Западная часть полигона относится к соляно-купольной зоне Кампече, которая представляет собой участок материкового склона южной части Мексиканского залива. Эта зона характеризуется значительной расчлененностью рельефа. Абсолютные отметки дна колеблются от 2315 до 1598 м, а амплитуда составляет примерно 700 м. К сожалению, участок батиметрической карты для соляно-купольной зоны из-за особенностей машинной программы получился неудачным, рельеф дна значительно упрощен. Поэтому для данного участка приводится также дополнительная врезка, построенная вручную (рис. 17). На ней выделяется более 10 мелких поднятий, абсолютные отметки вершин которых в пределах 1598—1987 м. Склоны их пологие. Понижения между ними имеют обычно вид сглаженных седловин. Лишь в центре этой зоны

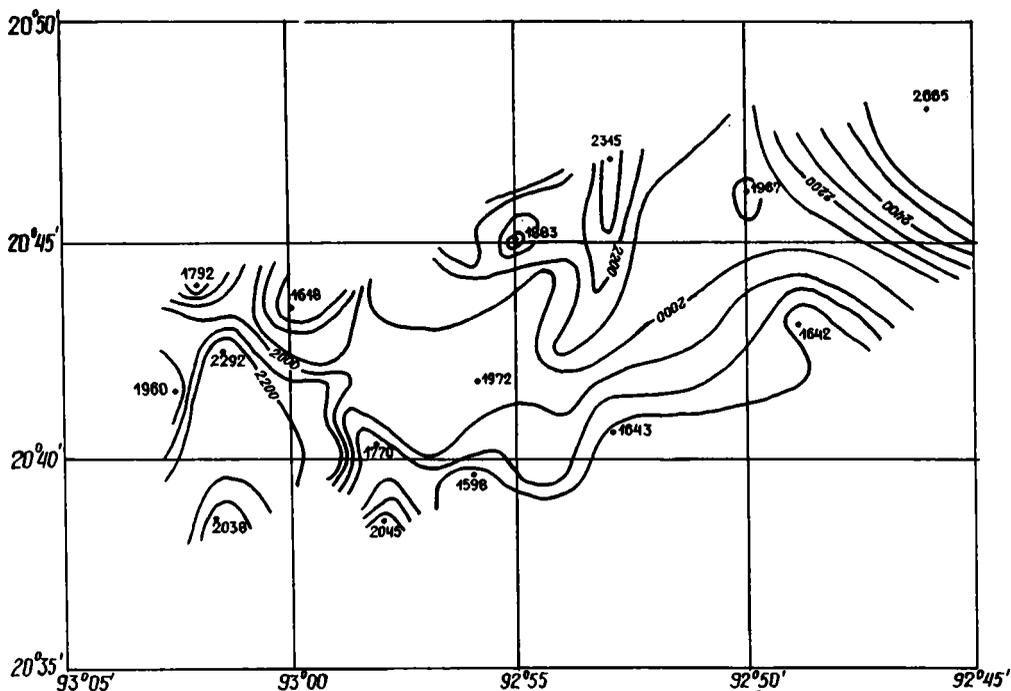


Рис. 17. Батиметрическая схема западной части полигона Кампече

между поднятиями с абсолютными отметками вершин 1987 и 1883 м прослеживается довольно узкое каньонообразное понижение с максимальной глубиной 2326 м, протягивающееся с юга на север в сторону Мексиканской котловины (в пределах полигона на 7 миль).

Таким образом, проведенные геоморфологические исследования показали, что переход от шельфа западного побережья п-ова Юкатан к Мексиканской котловине происходит довольно резко и имеет, по-видимому, тектонический характер.

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ДНА

Программа работ на данном полигоне предусматривала изучение особенностей геотермического поля и седиментогенеза в зоне соляно-купольной тектоники и соотношение этой зоны со смежными районами южной части залива Кампече. Соответственно задачей сейсмических исследований было выяснение морфологических и структурных особенностей района, поиск соляных куполов для дальнейшей постановки на них литологических и геотермических работ. Работы были проведены по двум субширотным профилям, пересекающим зону соляных куполов от центральной части залива Кампече до банки Кампече. Профиль I имел длину 180 миль, а профиль II, отстоящий к северу на 3,5 мили, — 35 миль.

В южной части Мексиканского залива первые работы методом отраженных волн относятся к 1953 г., и их результаты опубликованы в серии статей и монографий [43, 98, 99]. В них показано, что осадки, обладающие сейсмическими скоростями 2,6—3,6 км/с, на шельфе имеют мощность 12—15 км, а на склоне эскарпа Сигсби — 6—7 км. Нижележащий слой со

скоростями 5,3—5,6 км/с вблизи эскарпа выклинивается, а затем спорадически прослеживается на значительном удалении в абиссальной зоне. Подобное "исчезновение" слоя еще в 50-х годах интерпретировалось как влияние соляного или глинистого диапризма, разрывающего вышележащие отложения [99]. Позднее это предположение было подтверждено обнаружением соляных валов, простирающихся от берегов к центру залива и зарождающихся в результате латерального стресса [43, 97].

Весьма обширный объем сейсмических данных получен к настоящему времени частными нефтяными компаниями (Chevron, Conaco, Gulf, Hamble, Mobil, Техасо), ведущими интенсивный поиск нефти в подсолевых отложениях и межкупольных пространствах. При подготовке к глубоководному океанскому бурению в Мексиканском заливе [112] были проведены исследования методом НСП у западного обрыва банки Кампече. Было установлено, что в пределах залива Кампече соляные купола обуславливают образование своеобразного грядово-холмистого рельефа, полностью не прерывая вышележащие отложения.

На протяжении 35 миль в западной части профиля I (рис. 18, 19) прослеживаются плейстоценовые отложения континентального склона залива Кампече. По характеру записи верхний слой этих отложений мощностью 150—250 м подобен фациям хаотичных отражений, широко распространенным на материковом склоне Мексиканского залива и отмеченным в работе [44]. Осадки в этой части залива смяты в пологие мелкие дисгармоничные складки и выражены в рельефе грядово-волнистой поверхностью морского дна. Ниже прослеживается слой акустически прозрачных осадков мощностью до 200 м с уверенно фиксируемой подошвой. При приближении к области развития соляных диапиров моржно отметить фрагмент слоистых осадков, приуроченных к неглубокой депрессии. По характеру залегания эти осадки, по-видимому, соответствуют сейсмofациям сильных отражений, обычно чередующимся с фациями хаотических отражений. Здесь же на уровне 1,5 с от поверхности дна внутри осадочной толщи отчетливо выделяются отдельные отражающие горизонты, подчеркивающие диапировую структуру, перекрытую осадками фации хаотических сейсмических отражений. Переход сравнительно однородной толщи осадков к купольным структурам выражен в рельефе дна двумя ступенями с амплитудами 460 и 800 м, по характеру записи напоминающими фации слабых отражений. Купольные структуры, пересекаемые профилем I на расстоянии 110 миль, имеют сходство и, очевидно, ту же природу, что и солевые диапиры северного побережья Мексиканского залива [34]. Внутри осадочной толщи купольной зоны выделяются многочисленные отражающие границы, некоторые из которых расположены несогласно относительно поверхности и образуют мелкие складки. Другой тип отражающих границ распространен на склонах отдельных куполов и подчеркивает купольную структуру. Межкупольные впадины заполнены слабо дислоцированными осадками, мощность которых иногда достигает 400 м. К востоку купольной зоны количество отражающих площадок уменьшается, но их протяженность увеличивается, так что в центральной части купольной зоны прослеживается единый слой мощностью 500 м, равномерно перекрывающий купола и межкупольные пространства. Далее на восток эти отражающие площадки постепенно исчезают и уже внутри купольных структур отмечаются только близ поверхностной границы на глубине не более 100 м.

Поверхность купольной структуры в восточном направлении уходит под горизонтально лежащий чехол каньона Кампече. Мощность осадочного чехла здесь достигает 800 м, и в его строении выделяются два слоя: верхний — стратифицированный — с субгоризонтальным залеганием отражающих горизонтов и нижний — слабодислоцированный — с разноориентированными отражаю-

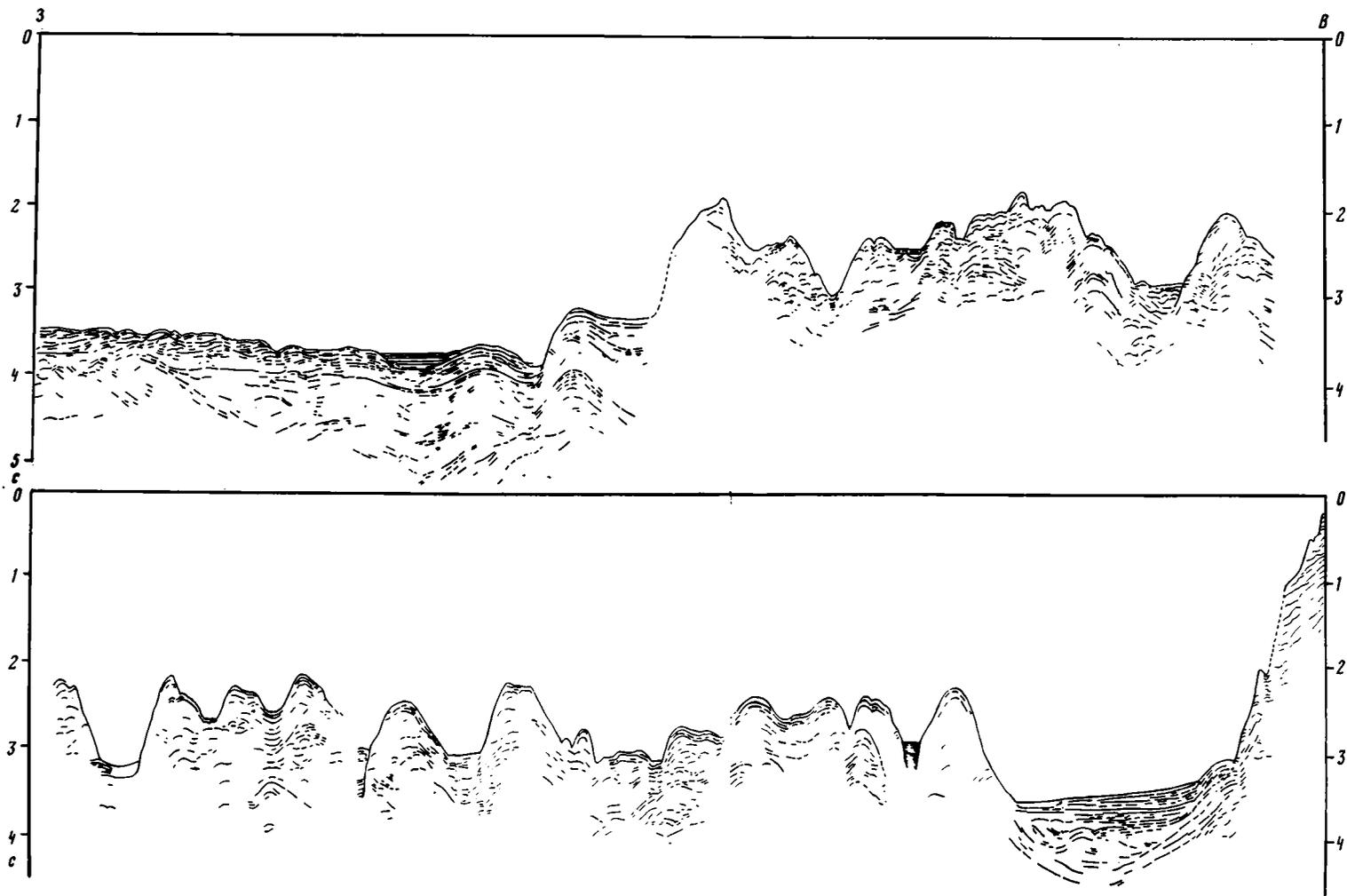


Рис. 18. Сейсмогеологический разрез НСП через залив Кампече

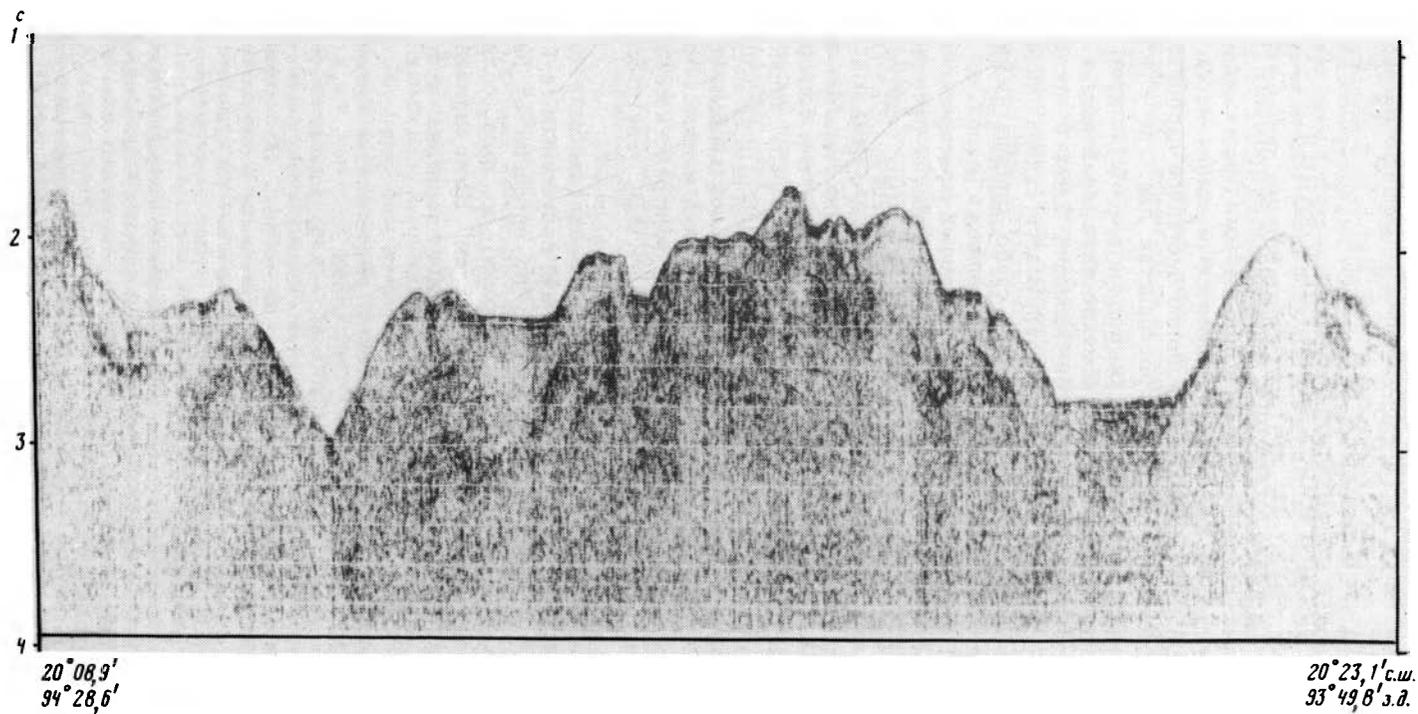


Рис. 19. Пример записи НСП через зону соляно-купольной тектоники полигона Кампече

щими площадками. По-видимому, верхний — стратифицированный — слой представлен фацией интенсивных, а нижний — хаотических отражений.

Подобный тип строения разреза осадков каньона Кампече отчетливо отмечен и на профиле II.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В отличие от относительно открытого окраинного Карибского моря Мексиканский залив с трех сторон окружен приподнятыми участками суши с крупными речными системами, которыми приносится огромная масса терригенного материала, значительно подавляющая фоновое биогенное карбонатаккумуляция. В то же время имеются обширные пространства дна, где кластический материал не преобладает или практически полностью отсутствует, и в полной мере развиты известковые отложения. Именно таким районом в южной части Мексиканского залива является полигон Кампече. Здесь с востока на запад от шельфа до относительно глубокого материкового склона происходит смена мелководных шельфовых карбонатных илов слабо карбонатными глинистыми осадками. Изучение этой зоны перехода и являлось одной из задач геологического отряда. Помимо общих проблем, связанных с распределением осадков, весьма интересен вопрос об отложениях автокинетических потоков, их распространении на площади, приуроченности к определенным участкам подводных ландшафтов, деталях первичных генетических признаков самих осадков.

Как уже указывалось выше, геологическое строение дна Мексиканского залива изучено весьма подробно. Это связано с тем, что большая часть его территории и зона соляных куполов в первую очередь являются перспективными площадями для поисков углеводородов. Здесь проведены в большом объеме геофизические и буровые работы многими нефтедобывающими компаниями США и Мексики. Для современных отложений имеются карты и схемы распространения осадков, сделаны химические, минералогические и гранулометрические анализы илов. Менее подробно изучены генетические признаки осадков.

На полигоне Кампече работы геологического отряда были направлены на изучение современных отложений по материалам, полученным грунтовыми трубками. Всего было взято 8 колонок осадков по профилю от банки Кампече (1 колонка) через каньон Кампече (4 колонки) до зоны соляных куполов (3 колонки). Длина колонок от 200 до 475 см. Ниже приведено описание наиболее характерных для различных участков полигона колонок рыхлых осадков (рис. 20, см. вкл., табл. I).

Ст. 4407 (20°51,8' с.ш., 92°26,4' з.д., глубина 85 м) расположена на восточном крае банки Кампече.

0—32 см. Ил зеленовато-серый, глинистый (CaCO₃ 68,5—76,3%), кокколито-фораминиферовый, мягкий, пластичный. Содержит много раковинного детрита и целых мелких створок моллюсков.

32—100 см. По резкой границе ниже залегает ил плотный, светло-серый, кокколито-фораминиферовый (CaCO₃ 87,5—90,7%). По всему слою наклонные и горизонтальные следы червей диаметром до 1,5 см заполнены зеленовато-серым глинистым илом, аналогичным в верхнем интервале. Ил неслоистый, массивный, однородный. На глубине 93 см встречается крупная пелеципода с соединенными створками.

100—205 см. Ил светло-серый, кокколито-фораминиферовый, однородный (CaCO₃ 84,4—92,8%), содержит в большом количестве мелкие обломки раковин моллюсков. Ходов илоседов нет.

Ст. 4401 (20°48,7' с.ш., 92°34,0' з.д., глубина 24,8 м) расположена около восточного борта каньона Кампече.

0—3 см. Ил коричневатобурый, окисленный, кокколито-фораминиферовый, глинистый (CaCO₃ 43,0%), очень пластичный, полосчатопятнистый.

3—70 см. Ил серый, кокколито-фораминиферовый, глинистый (CaCO₃ 51—40,7%), неясно пятнистый, с глубины 30 см появляются мелкие до 1 мм в диаметре округлые раковины гастропод. По всему слою распространен тонкий раковинный детрит. На глубине 60 см прослой мощностью 3 см, резко обогащенный раковинным детритом (CaCO₃ 74,6%).

70—255 см. Ил серый, кокколито-фораминиферовый, глинистый (CaCO₃ 38,3—46,0%), неслоистый. По всему слою мелкие гастроподы, обильный раковинный детрит, скопления которого иногда подчеркивают неясную линзовидную слоистость. С глубины 195 см количество тонких линзочек, обогащенных детритом, увеличивается. Для всего слоя характерны мелкие примазки гидротроиллита.

255—475 см. Ил зеленовато-серый, кокколито-фораминиферовый, глинистый (CaCO₃ 47,2—58,3%), в нижней половине светлый, более карбонатный (CaCO₃ 59,1—70,3%), в целом массивный, участками неясная линзовидная неправильная слоистость за счет скоплений раковин фораминифер, детрита, количество которого резко возрастает в интервалах 255—265, 312—313, 330—331 см. В интервале 288—292 см прослой, состоящий из угловатых обломков зеленовато-серых кокколито-фораминиферовых уплотненных осадков размеров до 2 см в диаметре, в цементе глинисто-детритовый материал. Нижний контакт прослоя неровный, со следами слабого размыва. В этом прослое повышено содержание терригенных зерен, кварца и полевых шпатов. По всему слою примазки гидротроиллита. С глубины 400 см из свежеразломленного осадка распространяется сильный запах сероводорода.

На ст. 4403 (20°47,1' с.ш., 92°38,2' з.д., глубина 2400 м) в колонке осадков со средней части каньона Кампече встречены аналогичные зеленовато-серые кокколито-фораминиферовые массивные илы, обогащенные раковинным детритом и фораминиферами в интервалах 28—30, 175—176, 130—150, 240—260, где отмечается прерывистая горизонтальная или линзовидная слоистость. В целом в илах этой станции детрит более тонкий, отсутствуют мелкие округлые гастроподы и крупные фораминиферы, иногда встречаются горизонтальные и наклонные ходы илоедов (см. рис. 18).

На ст. 4409 (20°45,3' с.ш., 92°41,9' з.д., глубина 2500 м) колонка осадков длиной 428 см взята из западной части каньона Кампече.

0—12 см. Ил коричнево-серый, окисленный, полужидкий, однородный, кокколитовый, глинистый, с незначительным количеством раковинного детрита и целых фораминифер.

12—15 см. Ил буро-коричневый, обогащен гидрооксидами марганца (интервал 0—15 см — зона окисления осадка), в основном аналогичен в предыдущем интервале.

15—85 см. Ил зеленовато-серый, с коричневым оттенком, кокколитовый, глинистый, с примесью 30% раковин мелких фораминифер и детрита, массивный, иногда неясно слоистый за счет неравномерного распределения органического вещества. Мелкие редкие выделения сульфида железа.

85—91 см. Тонкое переслаивание через 1—2 мм зеленовато-серого кокколито-фораминиферового глинистого и слабоглинистого фораминиферового илов. Слоистость довольно отчетлива, горизонтальная, участками не совсем правильная, линзовидная. Нижний контакт отчетливый.

91—180 см. Ил зеленовато-серый, кокколитовый, с примесью фораминифер и детрита. В целом аналогичен интервалу 15—85 см.

180—220 см. Ил зеленовато-серый, кокколито-фораминиферовый, глинистый, с неправильной линзовидной и горизонтальной слоистостью за счет прослоев и линзочек мощностью до 1—2 мм слабоглинистого фораминиферового алевролита и песка, количество которых особо велико в интервале 195—205 см. Здесь горизонтальная слоистость проявлена особо отчетливо.

220—349 см. Ил светло-серый, кокколитовый, слабоглинистый, однородный, неясно пятнистый, с примесью раковин фораминифер алевролитовой размерности. По всему интервалу редкие тонкие линзочки и пятна более глинистого, более темного ила, обогащенного раковинами фораминифер. По всему слою распространены примазки гидротроиллита. Переход к нижележащему слою постепенный, но быстрый.

349—360 см. Ил серый, кокколито-фораминиферовый, глинисто-алевритовый, с неясной линзовидной слоистостью. Переход постепенный, но быстрый.

360—367 см. Ил серый, фораминиферовый, алевро-песчаной размерности, слабоглинистый, с неправильной горизонтально-волнистой слоистостью. Отмечено отчетливое утонение материала от подошвы слоя к его кровле. В верхней части слоя неясные текстуры взмучивания. Контакт отчетливый.

367—378 см. Песок мелкозернистый, в основании крупнозернистый, глинистый, зеленовато-серый, фораминиферовый, с отчетливой пологой мелкой косой слоистостью. В кровле тонкие линзочки чистого фораминиферового песка, мелкозернистого, светло-серого, слабоглинистого. Контакт отчетливый. В основании песок неслоистый.

378—380 см. Скопления обломков темно-серого глинистого и светло-серого кокколито-фораминиферовых уплотненных илов, неокатанных, угловатых, размером от 0,5 до 2 см, сцементированных фораминиферо-глинистым песком. Контакт резкий, возможно, с размывом.

380—428 см. Ил зеленовато-серый, кокколито-фораминиферо-глинистый, неслоистый, с включениями округлых или угловатых обломков плотных темно- и светло-серых илов размером от 0,5 до 7 см. К кровле количество и размер обломков уменьшается. В основной массе ила можно заметить неясную сильно нарушенную слоистость.

На ст. 4412 (20°44,5' с.ш., 92°45,8' з.д., глубина 2560 м) была получена колонка рыхлых осадков мощностью 455 см, располагающаяся у подножия западного борта каньона Кампече. В целом колонка осадков сложена аналогичным описанному на ст. 4409 зеленовато-серым кокколито-фораминиферовым илом, темным, глинистым, слабоалевритовым, с небольшой примесью мелкого раковинного детрита. В интервале 340—385 см прослой кокколито-фораминиферового ила,

светло-серого, алевроитового, с линзами и прослоями фораминиферового мелкозернистого песка, в интервале 385—400 см залегает слой светлого зеленовато-серого песчанистого ила с округлыми обломками белых и темно-серых плотных осадков, аналогичных отмеченным в колонке ст. 4409 в интервале 380—428 см.

На ст. 4415 (20°42,6' с.ш., 92°48,9' з.д., глубина 1700 м), расположенной на вершине соляного купола, была поднята колонка осадков длиной 425 см. Здесь описан зеленовато-серый кокколитоый глинистый ил с невысоким содержанием раковин фораминифер и детрита, редкими остатками птеропод. Ил очень однородный, массивный, на некоторых участках неясная линзовидная слоистость.

На ст. 4416 (20°42,0' с.ш., 92°51,2' з.д., глубина 2150 м), расположенной в межкупольном пространстве, получена колонка осадков длиной 412 см.

0—15 см. Ил буровато-коричневый, окисленный, кокколитоый, с примесью фораминифер, глинистый, пятнистый (CaCO₃; 25,4%).

15—232 см. Ил серый, с зеленоватым оттенком, кокколитоый, с примесью фораминифер алевроитовой размерности, пятнистый за счет неравномерно распределенного органического вещества. В верхней части (15—70 см) более глинистый (CaCO₃; 28—29%), в нижней — более светлый, карбонатный (CaCO₃; 32—49%). Примесь раковинного детрита крайне мала. Переход постепенный, но быстрый.

232—380 см. Ил темно-серый, с зеленоватым оттенком, в сухом состоянии почти черный, кокколитоый, сильно глинистый (CaCO₃; 22,3—25,2%). Ил очень тонкий с незначительной примесью раковин фораминифер. Микроскопически обнаружены зерна пирита и глауконита. Текстура в целом массивная, иногда отмечаются тонкие неясные горизонтальные слои.

380—412 см. Ил аналогичен описанному в нижней части интервала 15—232 см (CaCO₃; 32,0—38,2%).

На ст. 4419 (20°41,5' с.ш., 92°53,4' з.д., глубина 1740 м), расположенной на вершине соляного купола с расчлененным рельефом, взята колонка осадков длиной 448 см. Верхняя часть разреза (0—20 см) сложена окисленным бурым илом, ниже которого до глубины 200 см идет серый с зеленоватым оттенком кокколитоый глинистый ил пятнистый, с небольшой примесью раковин фораминифер и детрита. Нижняя часть разреза (200—448 см) сложена темно-серым сильноглинистым кокколитоовым однородным илом с пиритом и глауконитом, аналогичным илу в интервале 232—380 см ст. 4416.

В пределах большей части полигона Кампече распространены темно- и зеленовато-серые в различной степени глинистые илы, алевроитистые, кокколитоо-фораминиферовые, иногда содержащие детрит мелких моллюсков. Как правило, они неслоистые, неясно пятнистые, с темными и светлыми пятнами за счет неравномерного распределения фораминифер, глинистого материала или органического вещества. Иногда в таких илах отмечается неясная или довольно отчетливая горизонтальная и линзовидная слоистость, подчеркиваемая послойным распределением раковин фораминифер или примазками глинистого материала. Часто присутствуют прослойки отмытых раковин фораминифер, терригенного материала песчано-алевроитовой размерности, окатыши плотных глин. Содержание CaCO₃ для глинисто-карбонатных илов 40—70%. В западной части полигона встречены сильноглинистые осадки с карбонатностью 20—30%. На банке Кампече распространены светлые кокколитоо-фораминиферовые илы, часто практически без примеси глинистого материала, с остатками раковин моллюсков, известковистость 80—92, обычно 68,5%. Терригенный материал в осадках представлен плохо окатанными зернами кварца, полевых шпатов, изредка пироксенов.

Рассматривая с востока на запад распространение современных рыхлых осадков на полигоне Кампече, можно отметить, что на крайнем востоке территории, в пределах банки Кампече, развиты карбонатные органогенные илы, западнее, в каньоне Кампече, они сменяются глинисто-карбонатными кокколитоо-фораминиферовыми илами с прослоями фораминиферовых песков, брекчий и глинистых конгломератов. По мере движения на запад в основной массе илов постепенно сокращаются количество и размер раковин фораминифер и биодетрита. Наиболее крупные фораминиферы наряду с мелкими гастроподами встречаются только вблизи восточного борта каньона Кампече. На крайнем западе полигона, на ст. 4419 и частично на ст. 4416, в колонках осадков преобладают сильноглинистые темные кокколитоовые илы с глауконитом.

Повсеместно осадки в разрезах имеют серый с зеленоватым оттенком цвет за счет высокого содержания органического вещества, постоянную примесь сульфидов железа и бурую окисленную зону поверхностного слоя мощностью 5—20 см. Границей перехода карбонатно-глинистых отложений в глинисто-карбонатные можно считать межкупольное пространство в районе ст. 4416.

Современные рыхлые осадки полигона Кампече образовались в пяти фациях, объединенных в две макрофации (табл. 5).

Макрофация шельфа крупного залива (МШ)

Фация карбонатных осадков окраины шельфа (МШК) сложена отложениями двух генетических типов, образовавшихся главным образом за счет скопления биогенного материала в относительно активных динамических условиях окраины шельфа, где ощущается воздействие сильных придонных течений и волнений.

Макрофация пологого материкового склона крупного залива (МС)

Фация глинисто-карбонатных отложений пришельфовой зоны материкового склона (МСК) включает в себя осадки двух генетических типов, образованных в условиях каньона Кампече, краевой зоны куполов и представлена серыми кокколитовыми илами с различным содержанием фораминифер, биодетрита и мелких моллюсков. Количество биодетрита в илах уменьшается по мере удаления от края шельфа, что безусловно указывает на его снос с мелководья в пределы материкового склона. Карбонатность осадка 30—60%.

Фация карбонатно-глинистых отложений материкового склона (МСГ) включает генетический тип отложений, образовавшийся в относительно спокойных, удаленных от побережья и края карбонатного шельфа условиях. Распространенные здесь илы преимущественно сильноглинистые с высоким содержанием органического вещества, характеризуются наличием пирита и глауконита. Преобладание в осадке терригенной составляющей (CaCO_3 20—30%) связано с общей зональностью современного осадконакопления в Мексиканском заливе и распределения глинистых илов в его западной части.

Фация песчано-глинистых карбонатных отложений мало-нагруженных потоков и течений (МСТ) объединяет два генетических типа осадков, образовавшихся в условиях активной динамики придонных временных или постоянных потоков с повышенным содержанием влекаемого материала (потоки волочения и слабонагруженные зерновые потоки). Для них характерен алевро-песчаный состав осадка, обычно с линзовидной или неправильной горизонтальной и волнистой слоистостью. Осадки, образованные течениями, представлены главным образом тонким переслаиванием фораминиферовых песков и глинистых кокколитово-фораминиферовых илов с тонкой горизонтальной или линзовидной слоистостью.

Фация песчано-глинистых отложений сильнонагруженных потоков и оползней (МСП) объединяет три генетических типа. Эти осадки образованы временными потоками различной длительности действия и скорости движения, несущими в виде суспензии и взвеси большое количество осадочного материала. Осадки типичных турбидитов, где с определенной долей уверенности можно выделить все пять элементов цикла Боума, встречаются всего один раз в колонке ст. 4409 в интервале 360—380 см. Границы между ними весьма неотчетливы. К отложениям высокоплотностных пастообразных потоков и сильно диспергированных оползней отнесены серые кокколитово-фораминиферовые глинистые неслоистые илы с включениями обломков окатанных уплотненных осадков, принесенных из других районов.

Таким образом, переход типично шельфовых биогенно-карбонатных мелководных отложений в преимущественно глинистые осадки материкового склона происходит постепенно путем уменьшения содержания в осадке биодетрита.

Таблица 5

Генетические типы и фации современных осадков полигона Кампече

Макрофация	Фация	Генетический тип
Отложенный шельфа крупного залива	Карбонатных органических осадков окраины шельфа (МШК)	МШК-1 Ил серый, нанофораминиферовый, с детритом и раковинами моллюсков, ходами илоедов, неслонистый (CaCO_3 80—95%) (см. рис. 18)
		МШК-2 Ил зеленовато-серый, глинистый, нанофораминиферовый, содержит много детрита и мелких моллюсков (CaCO_3 65—78%)
Отложенный пологого материкового склона крупного залива	Глинисто-карбонатных отложений пришельфовой зоны материкового склона (МСК)	МСК-1 Ил зеленовато-серый, нанофораминиферовый, глинистый, с детритом и мелкими моллюсками, слоистость линзовидная горизонтальная (CaCO_3 40—60%)
		МСК-2 Ил зеленовато-серый, кокколитовый, с примесью фораминифер и детрита, глинистый, с неправильной линзовой слоистостью, иногда ходами илоедов (CaCO_3 30—40%)
	Карбонатно-глинистых отложений материкового склона (МСГ)	МСГ-1 Ил темно-серый, сильноглинистый, кокколитовый, слоистость горизонтальная, волнистая, неправильная, редкие зерна глауконита и сульфидов (CaCO_3 20—30%)
		Песчано-глинистых карбонатных отложений малоагруженных потоков и течений (МСТ)
	МСТ-2 Тонкое переслаивание глинистого нанофораминиферового ила и фораминиферового песка через 1—3 мм, слоистость горизонтальная отчетливая	
	Песчано-глинистых отложений сильноагруженных потоков и оползней (МСП)	МСП-1 Ил глинистый, нанофораминиферовый, неслонистый, серый, с обломками плотных илов
МСП-2 Песок биогенный, с мелкой пологой косою слоистостью, отчетливая градационная сортировка		
МСП-3 Ил нанофораминиферовый, глинисто-алевритовый, с неправильной горизонтальной и линзовидной слоистостью, отчетливой градационной сортировкой		

В пределах куполов, межкупольных пространств и дна каньона Кампече расположены близкие по составу и строению осадки, покрывающие чехлом всю территорию. Распространение карбонатных и глинистых илов связано с общей закономерностью седиментации в Мексиканском заливе. Турбидитные и оползневые отложения связаны главным образом с каньоном Кампече, по которому нагруженные потоки спускаются из шельфовой области в глубокие участки бассейна.

Определение возраста осадка на полигоне Кампече было проведено по колонкам 4401, 4403, 4407, 4411, 4416, 4419, где обнаружен непрерывный четвертичный разрез. Самой древней подзоной, вскрытой в колонке 4401 на глубине 470 см, в колонке 4411 на глубине 390 см, в колонке 4419 на глубине 300 см, является подзона *Globorotalia calida calida* зоны *Globorotalia truncatolinoides*. Возраст этой подзоны определяется в интервале 0,08—0,14 млн лет.

Карибское море и Мексиканский залив образуют единый Карибско-Мексиканский бассейн, называемый Американским Средиземноморьем. Химизм морских вод этого бассейна изучен достаточно хорошо [3, 29, 143, 170, 189].

Как и в океанах, здесь выделяются четыре основные водные толщи: поверхностная, промежуточная, глубинная и придонная. Нижняя граница поверхностной водной толщи в Карибско-Мексиканском бассейне, как и в открытом океане, располагается на глубине примерно 300 м. Эти воды образуются из тропических, поступающих через проливы Малых Антильских островов. Далее через Юкатанский пролив они проходят в Мексиканский залив и в конечном итоге возвращаются в Атлантический океан, огибая с юга п-ов Флорида, давая начало Гольфстриму.

Поверхностная водная толща подразделяется на три слоя: поверхностный слой имеет мощность до 50 м и соленость $35,6-36,1^{\circ}/\infty$, мощность промежуточного слоя 50—100 м, нижнего — 150—200 м, соленость нижнего слоя обычно максимальна — $36,2-36,8^{\circ}/\infty$.

Наибольшей изменчивостью характеризуется водная толща Мексиканского залива [29], на которую большое влияние оказывает речной сток со значительной площади США. В северной части Мексиканского залива соленость падает до $32,1^{\circ}/\infty$, в районе полигона Кампече, по данным того же автора, $36,2-36,4^{\circ}/\infty$.

Промежуточные воды выделяются на глубинах от 300—400 до 1200—1700 м. Они формируются в основном из субантарктических вод, поступающих через наиболее глубокие проливы Малых Антильских островов [3]. В образовании промежуточных вод Карибского бассейна большую роль играют североатлантические воды, поступающие через Наветренный пролив, в результате чего создаются определенные различия между западной и восточной частями бассейна: в районе желоба Кайман и Юкатанской котловины их соленость больше — $36,17^{\circ}/\infty$, а в Гренадской котловине — только $35,13^{\circ}/\infty$. Минимальная соленость вод ($34,75-34,9^{\circ}/\infty$), связанная с поступлением антарктических вод, устанавливается в промежуточном слое на глубинах примерно 800 м.

Глубинные воды выделяются на отметках ниже 2000 м. Нижняя их граница обычно расположена на 200—1000 м выше дна. Чем глубже впадина, тем большую мощность имеют придонные воды. Глубинные и придонные воды Карибского моря образуются из наиболее плотных вод, поступающих из океана через самые глубокие проливы, а Мексиканского залива — вследствие перетока через Юкатанский порог. Их соленость около $35^{\circ}/\infty$.

В Карибско-Мексиканском регионе хорошо изучены поровые воды древних осадков из керна буровых скважин б/с "Гломар Челленджер" (2, 3, 27—30, 85, 86, 88—93, 95). Однозначно показано [120, 135, 136, 156, 162], что концентрация микрокомпонентов поровых вод близки к морским. С глубиной уменьшается лишь содержание сульфатов. Исключение составляют участки распространения галогенных формаций. Так, в скв. 92 (Мексиканский залив) соленость поровых вод изменяется от $35,5^{\circ}/\infty$ на глубине 35 м до $170,5^{\circ}/\infty$ уже на глубине 213 м. Иловые воды современных осадков в этом регионе в отличие от поровых вод древних осадочных пород изучены недостаточно.

Основной задачей гидрогеохимических исследований на полигоне Кампече было выявление условий седиментации и начального диагенеза в южной части Мексиканского залива. Предполагалось также оценить возможную степень влияния соленых диапиров на геохимическую ситуацию в водной толще и в современных осадках.

Водная толща. На полигоне проведено два спуска погружаемого модуля

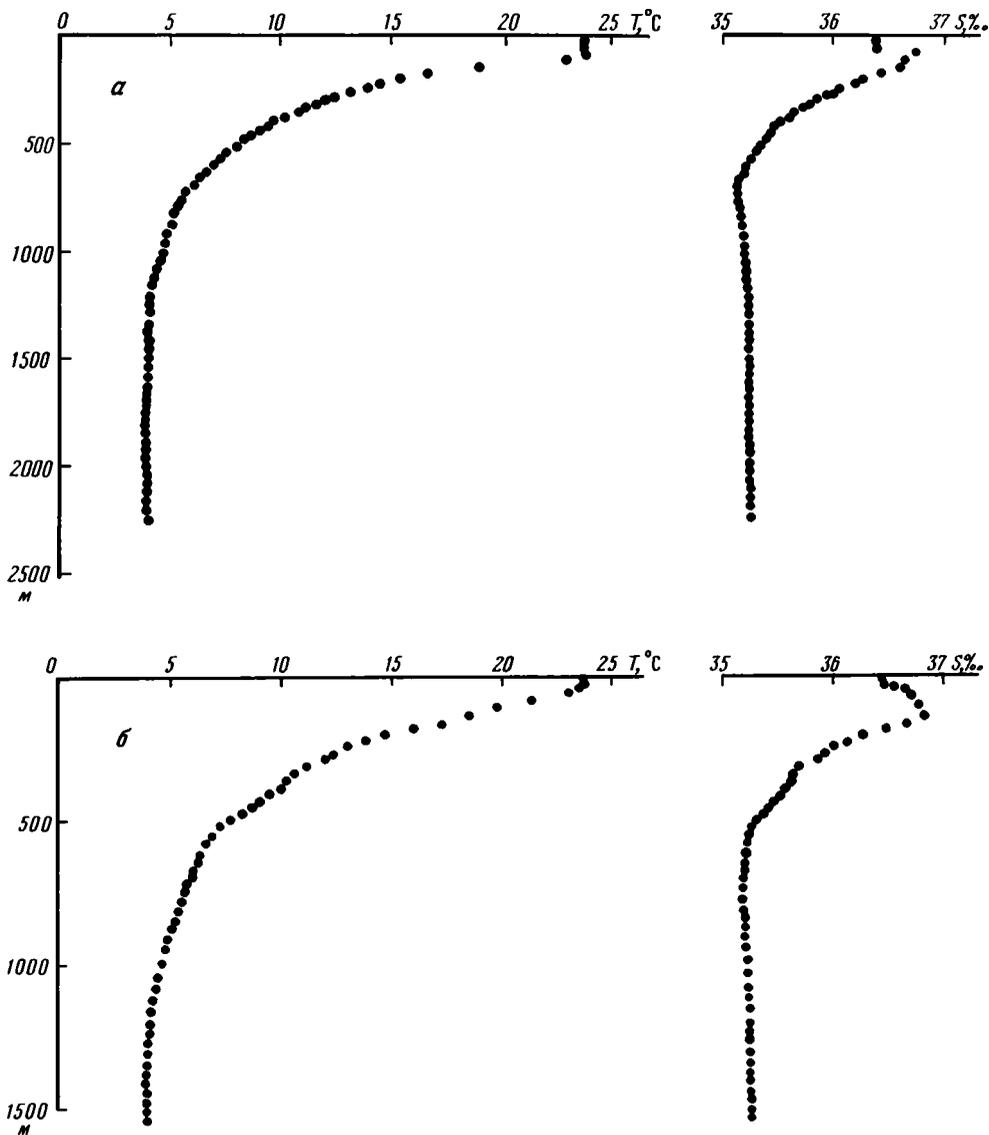


Рис. 21. Изменение температуры и солёности водной толщи полигона Кампече
a — ст. 4405; *б* — ст. 4422

системы "Розетт": в каньоне Кампече (ст. 4405 с координатами $20^{\circ}47,0'$ с.ш., $92^{\circ}38,1'$ з.д. и глубиной 2560 м) и в районе развития соляно-купольных структур (ст. 4422 с координатами $20^{\circ}41,3'$ с.ш., $92^{\circ}53,9'$ з.д. и глубиной 1880 м).

Температурные кривые на обеих станциях имеют большое сходство. На ст. 4405 минимальная температура $3,966^{\circ}\text{C}$ установлена на глубине 1706 м, глубже, до отметки 2300 м, температура повышается на $0,037^{\circ}\text{C}$. На ст. 4422 наблюдается понижение температуры до $3,97^{\circ}\text{C}$ на всем изученном разрезе до глубины 1590 м.

Кривые изменения солёности на обеих станциях практически идентичны

(рис. 21). На ст. 4405 в поверхностном слое соленость $36,4^{\circ}/_{\infty}$, на глубине 107 м она увеличивается до $36,63^{\circ}/_{\infty}$, а далее до отметки 710 м падает до $35,2^{\circ}/_{\infty}$. Ниже до уровня 1500 м она слабо возрастает с градиентом всего 0,06 и, наконец, в наиболее глубокой части остается постоянной со значением $35,26^{\circ}/_{\infty}$. На ст. 4422 на поверхности зафиксирована соленость $36,49^{\circ}/_{\infty}$. Ее максимум находится на глубине 105 м ($36,79^{\circ}/_{\infty}$), а затем падает до уровня 710 м ($35,19^{\circ}/_{\infty}$). Далее до отметки 1410 м соленость слабо возрастает до $35,26^{\circ}/_{\infty}$ и ниже остается постоянной. Какого-либо увеличения солености с глубиной, которое свидетельствовало бы о влиянии соляных тел в исследованном интервале, не обнаружено.

Распределение Na и Cl в водной толще пропорционально солености. Незначительное изменение содержания K, Ca, Mg, HCO_3^- и SO_4^{2-} от солености не зависит, и можно считать, что она практически выдержана в разрезе (табл. 6).

Газогидрохимические особенности водной толщи следующие. Минимальные значения концентрации кислорода ($3,72$ — $3,94$ мг/л) приурочены к интервалу 300 — 500 м. Выше и ниже они возрастают: в поверхностном слое — до $5,81$ — $6,21$ мг/л, а в интервале 1400 — 1500 м — до $6,20$ — $6,38$ мг/л; еще ниже по разрезу водной толщи несколько падают до $6,07$ — $6,17$ мг/л.

Большим своеобразием отличается распределение $^{\circ}\text{CO}_2$ в водной толще. Минимуму кислорода соответствует максимум CO_2 , составляющий в интервале 200 — 700 м $3,8$ — $3,9\%$ об. Глубже, независимо от содержания кислорода, наблюдается всплеск концентрации CO_2 , достигающей $4,23\%$ об. на отметке 1100 м на ст. 4405 и $4,29\%$ об. на глубине 800 м на ст. 4422. Подобное поведение CO_2 в разрезе водной толщи нарушает его связь с величиной отношения N_2/O_2 , которое основано на реализации обратного брожения органического вещества. Это, по-видимому, может быть объяснено активными диагенетическими процессами, происходящими в склоновых осадках банки Кампече.

В обоих исследованных разрезах достаточно высокое содержание фосфора, особенно на ст. 4422, его максимум ($0,560$ мг/л P_2O_5) зафиксирован на глубине 711 м. Выше и ниже оно меньше, снижается до 1 мг/л на поверхности и до $0,156$ мг/л на отметке 1400 м. На ст. 4405 максимум фосфора ($0,288$ мг/л) зафиксирован на глубине 317 м, изменяясь до $0,05$ мг/л на поверхности и до $0,148$ мг/л на глубине 2300 м.

Необычен характер распространения металлов в водной толще. Это видно по распределению свинца — элемента, четко реагирующего на близость континентальных структур в отличие от цинка и меди, тяготеющих к океанским базальтам и продуктам их разрушения. Так, на ст. 4422 наблюдаются высокие (в среднем 2 — 5 мкг/л) со вспышкой на уровне 1011 м (до 8 мкг/л) концентрации свинца. На ст. 4405 она несколько меньше.

Содержание цинка в водной толще сравнительно невелико. На ст. 4405 в среднем 10 — 40 мкг/л, увеличиваясь до 60 и 58 мкг/л на отметках 1110 и 2300 м, на ст. 4422 ниже — 10 — 32 мкг/л и лишь в поверхностном слое достигает 82 мкг/л, что можно, очевидно, объяснить техническим загрязнением.

Таким образом, можно заключить, что гидрогеохимические условия седиментации в пределах полигона имеют четкие черты, присущие как внутренним морям, так и океаническим бассейнам. Последнее объясняется мощными течениями, приносящими в Мексиканский залив океанические воды через Карибское море и Юкатанский пролив. Близость континента ощущается по насыщению воды фосфором, а также высокому положению зоны минимума кислорода и т.п.

Иловые воды. Иловые воды на полигоне изучались в трех колонках, отобранных в пределах основных морфоструктурных элементов дна. Это банка Кампече (ст. 4407), каньон Кампече (ст. 4401) и соляно-купольная зона (ст. 4416) (табл. 7).

Таблица 6
Химический состав океанических вод полигона Кампече

Номер пробы	<i>H</i> , м	<i>T</i> , °C	pH	<i>Eh</i> , мВ	O ₂ , мг/л	CO ₂ , мг/л	P ₂ O ₅ , мг/л	<i>M</i> , г/л	<i>S</i> , %
Ст. 4005									
040513	13	23,8	8,16	+342	6,21	0,0	0,050	37,68	36,40
040512	107	23,2	8,18	+349	6,07	0,0	0,080	37,98	36,63
040511	206	14,8	7,92	+344	4,37	4,8	0,206	37,64	36,29
040510	317	11,7	7,84	+349	4,03	7,6	0,288	36,93	35,84
040509	500	8,34	7,74	+353	3,94	9,2	0,266	36,65	35,34
040508	710	6,08	7,74	+349	4,35	8,1	0,172	36,54	35,20
040507	898	5,09	7,76	+360	5,05	9,2	0,120	36,34	35,21
040506	1112	4,34	7,76	+361	5,50	9,1	0,126	36,44	35,24
040505	1311	4,06	7,83	+357	5,86	9,6	0,196	35,89	35,25
040504	1512	3,98	7,81	+367	6,20	12,8	0,198	36,26	35,26
040503	1716	3,97	7,80	+377	6,17	8,8	0,222	35,87	35,26
040502	2006	3,98	7,83	+373	6,09	8,4	0,178	35,90	35,26
040501	2302	4,00	7,86	+370	6,07	8,0	0,148	36,42	35,26
Ст. 4422									
042213	23	23,7	8,00	+369	5,81	0,0	0,100	37,59	36,49
042212	105	20,1	8,08	+360	5,07	0,0	0,120	37,86	36,79
042211	310	11,6	7,77	+409	3,85	5,6	0,354	37,41	35,80
042210	402	9,85	—	+397	3,72	7,6	0,296	36,70	35,54
042209	508	8,07	7,67	+435	4,11	7,6	0,310	36,92	35,34
042208	612	6,87	7,60	+406	4,14	7,6	0,440	36,61	35,64
042207	711	6,12	7,56	+394	4,51	8,0	0,560	36,87	35,19
042206	813	5,42	7,57	+400	4,63	8,4	0,320	36,87	35,19
042205	917	5,00	7,54	+402	5,02	8,0	0,420	36,48	35,21
042204	1011	4,68	7,55	+415	5,50	7,2	0,400	36,68	35,22
042203	1200	4,12	7,61	+403	6,18	6,4	0,328	36,38	35,25
042202	1410	4,00	7,66	+442	6,38	5,6	0,156	36,39	35,26
042201	1590	3,97	7,85	+403	6,17	5,6	0,266	36,14	35,26

Таблица 7
Химический состав иловых вод полигона Кампече

Номер станции	Номер пробы	Глубина, м	Интервал, см	pH	<i>M</i> , г/л	K ⁺ , г/л	Na ⁺ , г/л	Ca ²⁺ , г/л
4416	16	2150	0—20	7,54	36,28	0,412	10,1	0,400
4416	16	2150	70—80	7,65	36,96	0,540	10,3	0,326
4416	17	2150	270—280	7,67	36,33	0,484	10,0	0,348
4416	18	2150	340—350	7,65	36,68	0,307	10,2	0,307
4401	09	2485	20—60	7,77	34,95	0,431	10,5	0,316
4401	10	2485	175—200	7,814	34,77	0,440	10,6	0,268
4401	11	2485	260—390	7,990	33,69	0,462	10,1	0,224
4401	12	2485	390—450	7,998	34,55	0,464	10,4	0,199
4407	13	85	0—50	7,45	36,48	0,411	10,9	0,396
4407	14	85	80—200	7,67	37,78	0,386	10,8	0,412

Cl ⁻ , г/л	SO ₄ ²⁻ , г/л	HCO ₃ ⁻ , мг/л	Na ⁺ , г/л	K ⁺ , мг/л	Mg ²⁺ , г/л	Ca ²⁺ , мг/л	Zn ²⁺ , мкг/л	Pb ²⁺ , мкг/л
21,0	3,02	159	11,3	432	1,40	368	11	2,0
21,2	3,02	159	11,4	433	1,40	371	15	3,5
20,7	3,07	159	11,5	442	1,40	371	14	4,0
20,6	3,12	151	10,9	429	1,37	358	15	4,0
20,5	3,07	151	10,8	424	1,35	351	40	3,0
20,4	3,17	154	10,7	423	1,34	357	11	0,5
20,2	3,17	156	10,7	424	1,34	359	15	0,8
20,2	3,26	154	10,7	427	1,33	364	60	2,0
19,8	3,07	154	10,7	430	1,37	362	38	1,0
19,9	3,36	154	10,7	424	1,38	351	19	1,0
19,9	3,07	151	10,6	419	1,37	361	38	1,0
19,9	2,93	146	10,8	421	1,35	368	22	1,0
19,9	3,02	152	11,2	402	1,35	393	58	2,0
20,9	3,07	157	11,3	441	1,40	370	82	2,5
21,4	3,07	152	11,3	474	1,38	380	28	2,5
20,8	3,07	151	11,2	440	1,39	368	25	3,0
20,5	2,98	156	10,9	437	1,36	364	32	3,0
20,7	3,02	148	10,9	432	1,36	364	19	3,5
20,4	3,22	149	10,7	431	1,33	362	15	2,0
20,7	3,17	152	10,7	433	1,33	361	19	3,0
20,7	3,17	156	10,7	430	1,33	361	14	2,0
20,3	2,98	165	10,9	428	1,35	368	11	5,0
20,5	2,98	154	10,9	428	1,36	367	12	8,0
20,2	2,98	154	10,9	427	1,36	367	17	3,0
20,2	2,98	155	10,9	430	1,36	367	25	2,0
19,9	3,02	158	10,9	427	1,36	364	22	3,0

Mg ²⁺ , г/л	Cl ⁻ , г/л	SO ₄ ²⁻ , г/л	HCO ₃ ⁻ , г/л	Si, мг/л	Mn ²⁺ , мг/л	Cu ²⁺ , мг/л	Zn ²⁺ , мг/л	Pb ²⁺ , мг/л
1,28	21,1	2,78	0,207	7,2	0,026	0,022	0,123	0,004
1,26	21,2	3,17	0,165	2,2	4,61	0,067	0,123	0,003
1,27	21,2	2,74	0,287	3,3	3,74	0,025	0,066	0,003
1,27	21,6	2,74	0,250	1,5	2,89	0,061	0,077	0,003
1,31	19,2	2,93	0,262	4,9	3,17	0,005	0,165	0,0007
1,29	19,1	2,74	0,335	8,5	1,74	0,007	0,144	0,001
1,26	18,8	2,50	0,354	7,4	0,32	0,010	0,012	0,001
1,26	19,3	2,50	0,427	9,2	0,16	0,044	0,028	0,001
1,38	20,2	3,02	0,171	3,5	—	—	—	—
1,39	21,6	3,02	0,183	8,8	—	—	—	—

Иловые воды, полученные из осадков банки Кампече, характеризуются наибольшей минерализацией (до 37,78% г/л в интервале 80—200 см). Пропорционально минерализации в них возрастает концентрация Na, Cl, SO₄, Ca и Mg. Калия же в иловых водах на ст. 4407 меньше по сравнению с другими станциями полигона. Минимальные значения рН во всех колонках зафиксированы в верхних частях разреза (7,45—7,77), ниже они немного возрастают (7,67—7,99). Содержание кремния колеблется от 3,5 мг/л в верхних частях колонки до 8,8 мг/л в нижних.

Иловые воды современных осадков каньона Кампече отличаются в первую очередь наименьшей минерализацией среди всех полученных в этом рейсе проб иловых вод. Подобная минерализация (33,69—34,95 г/л) связана, по-видимому, с поступлением терригенного материала по каньону с северного склона Юкатанского полуострова, что может приводить к некоторому разбавлению иловых вод морских осадков в процессе седиментации. Колебания минерализации иловых вод говорят об изменчивости темпов выноса материала с континента. К моментам его наибольшей активности должны быть приурочены осадки с минимальными значениями минерализации.

В иловых водах ст. 4401 отмечается возрастание вниз по разрезу величины рН, концентрации HCO₃⁻ и связанное с этим уменьшение содержания ионов Ca²⁺ и Mg²⁺. В разрезе этой колонки отмечается также снижение концентрации ионов SO₄²⁻ (с 2,93 до 2,5 г/л) и Mn²⁺ (с 3,17 до 0,16 мг/л). Можно также отметить и увеличение содержания кремния в нижнем горизонте (9,2 мг/л) по сравнению с верхним (4,9 мг/л). Концентрации металлов Cu, Zn и Pb во всем разрезе колонки имеют фоновые значения.

Иловые воды осадков соляно-купольной зоны имеют высокую минерализацию (36,28—36,96 г/л) и концентрацию иона хлора (21,1—21,6 г/л), причем наибольшее содержание последнего приурочено к нижним частям колонки. Это, пожалуй, единственный признак, указывающий на связь иловых вод верхних частей осадка с соляными залежами. Как показали результаты глубоководного бурения б/с "Гломар Челленджер", подобное влияние начинает существенно сказываться с глубин 35—50 м.

Из особенностей химизма иловых вод на этой станции можно отметить уменьшение содержания иона Ca²⁺ (от 400 до 307 мг/л) и Si (от 7,2 до 1,5 мг/л) вниз по разрезу, а также наибольшую среди всех изученных в этом рейсе проб иловых вод концентрацию калия (0,540 мг/л) в интервале 70—80 см. Величина рН иловых вод ст. 4416 сравнительно выдержана (7,54—7,67). Содержание металлов находится в пределах фоновых значений. В верхней окисленной зоне осадка концентрации магния минимальна (0,026 мг/л). В интервале 70—80 см она возрастает до 4,61 мг/л и далее закономерно снижается до 2,89 в интервале 340—350 см.

Таким образом, степень восстановленности рыхлых отложений полигона Кампече и низкое фоновое содержание металлов полностью соответствуют геохимическим характеристикам обычных осадков внутренних морей.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Структурные неоднородности, созданные соляной тектоникой, значительно искажают глубинный тепловой поток, так как эвапориты обладают теплопроводностью, в 3—4 раза превышающей теплопроводность терригенных донных осадков, а образованные ими купола, валы и штоки имеют сложные геометрические формы, усиливающие эффект контраста теплопроводности. Поэтому изучение неоднородности теплового потока в областях соляно-купольной тектоники крайне важно для оценки его глубинного значения.

Межкуповольные зоны в областях соляно-купольной тектоники имеют большое

практическое значение и уже давно являются объектами поиска и добычи нефти и газа. В последние годы доказана также перспективность подсольевых зон, которые во многих регионах мира интенсивно разбуриваются. Геотермические измерения, проводимые в областях с диапировыми структурами, позволяют установить глубинные температуры, а значит, оценить верхний и нижний температурные пределы возможной генерации углеводородов. Однако если искомая температурная граница (110°C — верхний предел генерации углеводородов) в скважине не зафиксирована и она находится глубже, то приходится экстраполировать температуру на большую глубину, используя допущение об однородности теплового потока, что в областях соляно-купольной тектоники не выполняется, так как тепловой поток искажен структурно-геологическими неоднородностями [37]. В этом случае необходимо проводить моделирование теплового поля с учетом конфигурации контрастных теплофизических границ, причем точность этих работ зависит от количества измерений теплового потока вкrest соляно-купольной структуры. На континентах обычно объем замеров лимитируется количеством скважин, имеющих достаточную выстойку после бурения и пригодных по техническому состоянию для геотермических измерений. В океане мы не ограничены фондом скважин, так как методика измерения теплового потока позволяет сделать сколь угодно подробное пересечение соляно-купольной структуры при наличии донных осадков.

Мексиканский залив весьма удобен для геотермических измерений, так как на его дне имеется мощный слой осадочных отложений, а с глубины примерно 1500 м в толще воды наблюдается изотермический слой, позволяющий определить тепловой поток даже в случае неполного вхождения зонда, если известна глубина его вхождения. Однако, забегая вперед, скажем, что на всех станциях измерений аппаратурой "ГЕОС-1" и ПТГ-ЗМТБ наблюдалось полное вхождение зондов.

Первые измерения теплового потока в Мексиканском заливе были сделаны еще в конце 50-х годов [98]. Используемая в то время несовершенная техника позволяла определять только температуру в донных осадках, а геотермический градиент оценивался по разнице температур придонного слоя и донных осадков. Коэффициенты теплопроводности донных осадков не измерялись, а принимались по результатам их оценок в других частях Мирового океана. Естественно, точность таких измерений была невысока. Первые определения теплового потока были сосредоточены в районе Юкатанского пролива и северо-восточной части Мексиканского залива, примыкающей к Флориде. Там были измерены низкие тепловые потоки ($19\text{--}50\text{ мВт/м}^2$).

Большой объем геотермических измерений был выполнен 10 лет спустя [95]. Кроме собственных материалов, авторы суммировали разрозненные результаты измерений теплового потока в Мексиканском заливе и привели полную сводку данных. Был подтвержден низкий тепловой поток на северо-востоке залива, такие же относительно низкие значения были измерены на севере, в тропе и конусе выноса Миссисипи, в абиссальной равнине Сигсби и в западной части залива Кампече (в среднем 35 мВт/м^2) (рис. 22). Исключение составлял район холмов Сигсби, где были зафиксированы относительно высокие значения теплового потока ($5\text{--}111\text{ мВт/м}^2$), которые связывались с тепло-массопереносом за счет быстрого роста соляных куполов в юре—раннем мелу. Однако, обсуждая подобный феномен для купола Бенте в Северо-Германской впадине, В. Гизель и А. Хольц [104] показали, что при переносе тепла движущимся телом, каким является каменная соль, стационарное распределение температур установится уже через 3 млн лет. А при другой постановке задачи эти исследователи вычислили, что дополнительный тепловой поток за счет тепло-массопереноса солью, поднявшейся на 3 км со скоростью 1 м/1000 лет, соста-

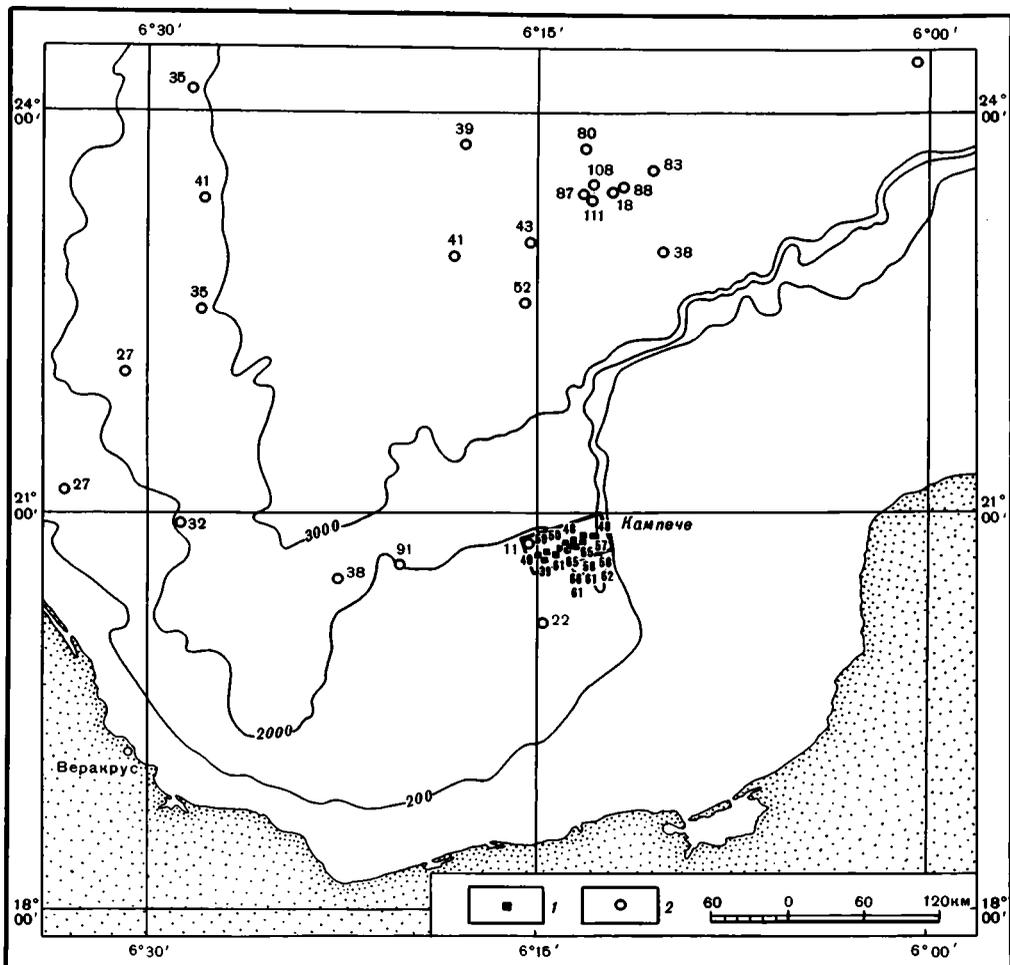


Рис. 22. Геотермическая изученность южной части Мексиканского залива

1, 2 — станции теплового потока, мВт/м²: 1 — измеренные в рейсе, 2 — измеренные другими авторами

вит лишь $1 \cdot 10^{-3} \text{ ЕТП} = 0,04 \text{ мВт/м}^2$, что на три порядка ниже фоновых значений. Другое объяснение повышения теплового потока на холмах Сигсби косвенно приведено в работе [44]. Авторы на основании изучения мощности коры и гравитационного поля полагают, что уменьшение мощности коры под куполами Кампече до 20 км по сравнению с мощностью 30 км под Континентальными хребтами и банкой Кампече может быть связано с глубинным разломом, перекрытым толщей эвапоритов и карбонатных осадков. И наконец, третье, на наш взгляд, самое реальное объяснение повышения теплового потока в областях галокинеза — это концентрация теплового потока в высоко-теплопроводных телах соляных куполов, апикальная часть которых расположена близко к поверхности, что препятствует "рассеиванию" теплового потока.

На полигоне Кампече тепловой поток был определен в 19 пунктах (рис. 23). В трех из них коэффициент теплопроводности осадков измерялся на борту судна, в остальных — *in situ*. Зонд телеметрической системы во всех слу-

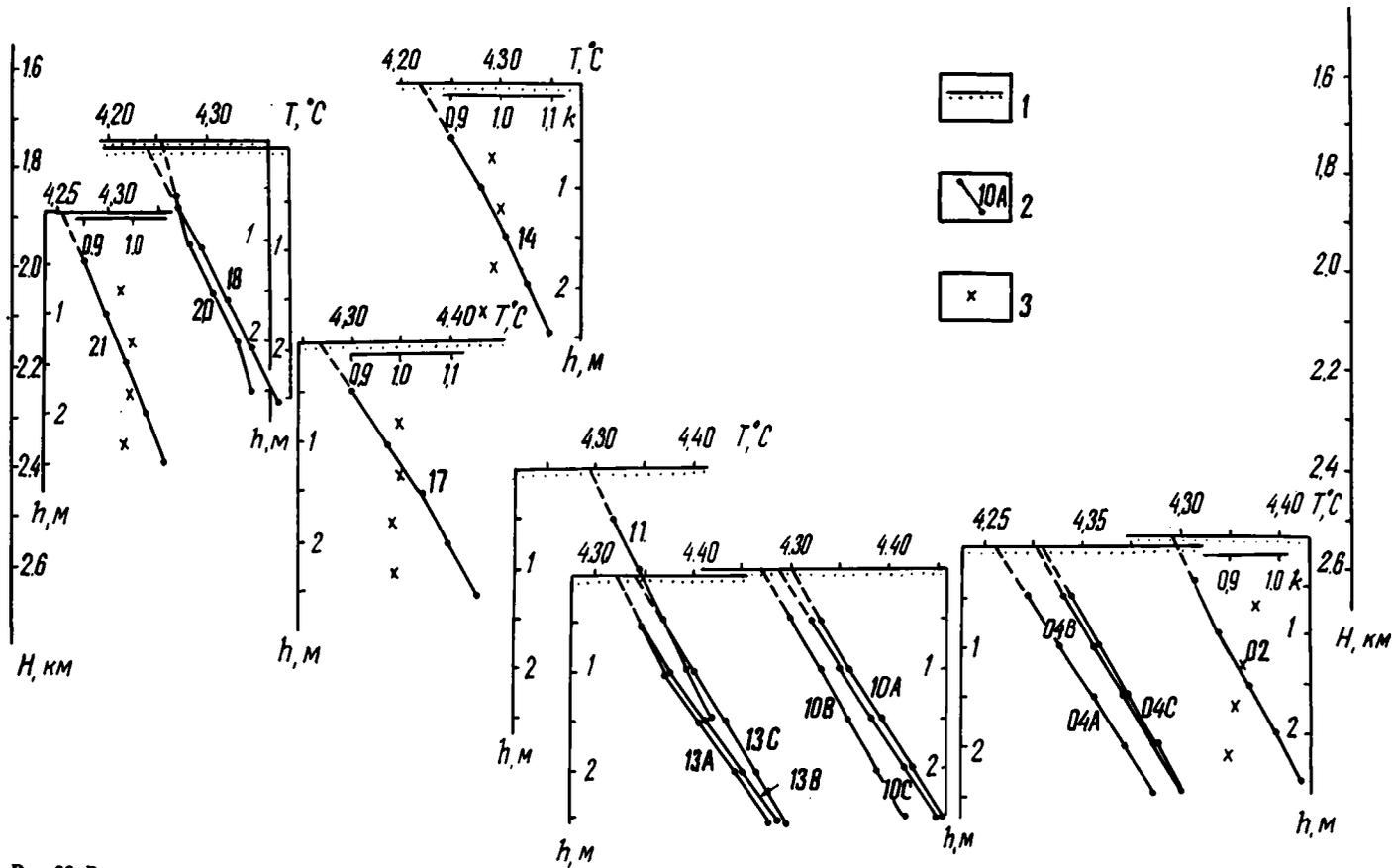


Рис. 23. Результаты геотермических измерений телеметрической аппаратурой "ГЕОС-1" на полигоне Кампече

1 — ось абсциссы, соответствующая глубине станций (H); 2 — график изменения температуры с глубиной внедрения зонда (h) и номер станции;

3 — значения теплопроводности (K , Вт/м·К), измеренной *in situ*. На термограммах крестики показывают середину соответствующих измерительных баз, пунктир — предполагаемые отрезки термограмм от дна до верхнего термодатчика

чаях полностью погружался в донный грунт. Полученные при этом данные позволяют судить об изменчивости геотермических параметров в разрезе осадков.

Среди этих данных выделяются результаты исследований на ст. 4408, где на всех измерительных базах телеметрической системы зафиксирован отрицательный (направленный вниз) тепловой поток, по абсолютной величине на три порядка превосходящий среднепланетарное значение геотермического потока. Это яркое проявление проникновения в донные осадки экзогенной температурной волны, которого и следовало ожидать при столь малой глубине станции (88 м) (табл. 8).

Осадки на ст. 4408 отличаются обилием раковинного детрита и, как следствие, максимальной теплопроводностью (до 1,117 Вт/м·К). На остальных станциях полигона измеренные значения коэффициента теплопроводности лежат в диапазоне 0,901—1,042 Вт/м·К. Его вариации в разрезе осадков и на площади полигона не имеют универсальной тенденции. Среднее его значение $0,968 \pm 0,016$ Вт/м·К ($n = 19$, среднеквадратичное отклонение $\pm 0,036$); все средние значения k_{4401} , k_{4402} ..., k_{4421} укладываются в диапазон $k \pm 3\sigma$.

Термограммы в осадках полигона имеют разную форму (см. рис. 23). В каньоне Кампече, дно которого опущено на глубину около 2,6 км, термограммы линейного характера. В соляно-купольной зоне с относительно контрастным рельефом (от 1600 до 2400 м) термограммы имеют вогнутую форму, т.е. геотермический градиент увеличивается с глубиной. Но тепловой поток в интервале вхождения зонда на каждой станции полигона остается практически постоянным (его значения на отдельных базах отличаются от среднего не более чем на 20%, причем эти отклонения не имеют систематического характера).

На первый взгляд, соляно-купольная зона и каньон отличаются величиной наблюдаемого теплового потока: в каньоне он кажется больше (в среднем $57,3$ мВт/м²), а в соляно-купольной зоне меньше ($48,3$ мВт/м²). Однако сравнение этих "микросовокупностей" с помощью непараметрического критерия Вилкоксона не позволяет относить их к разным выборкам, поэтому полигону можно приписать единое среднее значение наблюдаемого теплового потока — 54 мВт/м² (с.о. ± 9).

Для выяснения причины вариаций значений теплового потока было проведено численное моделирование, учитывающее влияние стационарных искажающих факторов: рельефа дна и контраста теплопроводности между эвапоритами и терригенными осадками.

Распределение температуры внутри области моделирования рассчитывалось методом конечных элементов по программе, составленной и любезно переданной нам Н.А. Пальшиным. Программа предусматривала определение вытекающего из принятой модели значения теплового потока у поверхности дна (q_n) и безразмерного отношения q_n/q_r , где q_r — величина теплового потока на глубине, на которой уже не сказывается влияние рельефа дна и контрастов теплопроводности в вышележащей толще (области моделирования). Сопоставление эмпирических и модельных значений q_n позволяет судить о степени соответствия модели природным условиям, а использование эмпирических значений q_n и величин безразмерного отношения q_n/q_r в пунктах наблюдений дает возможность определить реальные величины глубинного теплового потока в этих пунктах. Программа расчета реализуется при задании температур на верхней и нижней границах области моделирования, на боковых границах задавалось условие нулевых горизонтальных градиентов температуры.

Термозондирование водной толщи показало, что на полигоне Кампече фактическая температура воды (температура T_n) от поверхности до глубины около 1600 м убывает до $4,21^\circ\text{C}$; ниже она снова медленно возрастает с градиентом

Таблица 8

Результаты геотермических измерений на полигоне Кампече

Номер станции	Координаты: с.ш. з.д.	Глубина дна, м Глубина проникновения нижнего датчика, м	Температура датчика, °С (номер датчика снизу вверх)	Поинтервальные значения			Относительная погрешность, %	Температура воды у дна, °С
				Градиент температуры, мК/м	Теплопроводность осадков, Вт/м·К	Тепловой поток, мВт/м ²		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
4401*	$\frac{20-48,7}{92-34,0}$	$\frac{2480}{4,7}$		44	0,908	40		
4402	$\frac{20-48,9}{92-34,1}$	$\frac{2453}{>2,0}$	4,321(5)	44	0,901	39,6	-17	4,26
			4,343(4)	54	0,918	49,5	-4	
			4,370(3)	56	0,926	51,8	-9	
			4,398(2)	52	0,961	50,0	+5	
4404A	$\frac{20-47,0}{92-38,1}$	$\frac{2557}{>2,0}$	4,424(1)	51,5(1-5)	0,926(1-5)	47,7(1-5)		
			4,302(5)	60	0,944	56,6	-7	4,29
			4,332(4)	74	0,976	72,2	+18	
			4,369(3)	58	0,994	57,6	-6	
4404B	$\frac{20-47,0}{92-38,1}$	$\frac{2558}{>2,0}$	4,398(2)	58	0,999	57,9	-5	
			4,427(1)	62,5(1-5)	0,978(1-5)	61,1(1-5)		
			4,330(5)	62	0,917	56,8	-1	4,29
			4,361(4)	58	0,955	55,4	-3	
4404C	$\frac{20-47,1}{92-38,1}$	$\frac{2558}{>2,0}$	4,390(3)	52	0,954	49,6	-13	
			4,416(2)	68	0,989	67,2	+18	
			4,450(1)	60(1-5)	0,953(1-5)	57,2(1-5)		
			4,333(5)	58	0,919	53,3	-6	4,29
4408**	$\frac{20-51,7}{92-26,5}$	$\frac{87,7}{>1,5}$	4,362(4)	62	0,948	58,8	+4	
			4,393(3)	54	0,959	51,8	-8	
			4,420(2)	62	1,005	62,3	+10	
			4,451(1)	59,0(1-5)	0,957(1-5)	56,5(1-5)		
4410A	$\frac{20-45,1}{92-41,6}$	$\frac{2599}{>2,0}$	22,806(4)	-1538	1,021	-1570		23,33
			22,036(3)	-848	1,083	-918		
			21,611(2)	-1036	1,117	-1157		
			21,093(1)		1,072(1-4)			
4410B	$\frac{20-44,9}{92-41,5}$	$\frac{2598}{>2}$	4,332(5)	54	0,936	50,5	-18	4,28
			4,359(4)	68	1,031	70,1	+14	
			4,393(3)	62	1,042	64,6	+5	
			4,424(2)	60	1,038	62,3	+1	
4410C	$\frac{20-44,8}{92-41,4}$	$\frac{2601}{>2,0}$	4,454(1)	61,0(1-5)	1,010(1-5)	61,6(1-5)		
			4,298(5)	60	1,059	63,5	+12	4,30
			4,328(4)	62	0,909	56,4	-1	
			4,359(3)	50	0,920	46,0	-19	
4410C	$\frac{20-44,8}{92-41,4}$	$\frac{2601}{>2,0}$	4,384(2)	66	0,954	63,0	+11	
			4,417(1)	59,5(1-5)	0,957(1-5)	56,9(1-5)		
			4,313(5)	52	0,928	48,2	-18	4,30
			4,339(4)	62	0,923	57,2	-3	
4410C	$\frac{20-44,8}{92-41,4}$	$\frac{2601}{>2,0}$	4,370(3)	64	1,019	65,2	+11	
			4,402(2)	64	1,032	66,0	+12	
			4,434(1)	60,5(1-5)	0,973(1-5)	58,9(1-5)		

1	2	3	4	5	6	7	8	9
4411	$\frac{20-45,0}{92-45,4}$	$\frac{2397}{>2}$	4,321(5)	46	0,953	43,8	-7	4,28
			4,344(4)	46	0,996	45,8	-3	
			4,367(3)	50	0,976	48,8	+3	
			4,392(2)	52	0,986	51,3	+8	
			4,418(1)	48,5(1-5)	0,978(1-5)	47,4(1-5)		
4413A	$\frac{20-44,3}{92-45,3}$	$\frac{2604}{>2,0}$	4,345(5)	66	0,942	62,2	-3	4,29
			4,378(4)	60	0,977	58,6	-8	
			4,408(3)	68	0,954	64,9	+1	
			4,442(2)	70	1,004	70,3	+10	
			4,477(1)	66,0(1-5)	0,969(1-5)	64,0(1-5)		
4413A	$\frac{20-44,2}{92-45,2}$	$\frac{2610}{>2,0}$	4,350(5)	66	0,939	62,0	-6	4,30
			4,383(4)	70	0,970	67,9	+3	
			4,418(3)	70	0,982	68,7	+4	
			4,453(2)	68	0,951	64,7	-2	
			4,487(1)	68,6(1-5)	0,960(1-5)	65,8(1-5)		
4413C	$\frac{20-44,1}{92-45,0}$	$\frac{2605}{>2,0}$	4,371(5)	64	0,930	59,5	-1	4,30
			4,403(4)	56	0,992	55,6	-8	
			4,431(3)	66	0,962	63,5	+5	
			4,464(2)	66	0,943	62,2	+3	
			4,497(1)	63,0(1-5)	0,956(1-5)	60,2(1-5)		
4414	$\frac{20-43,3}{92-48,0}$	$\frac{1626}{>2,0}$	4,249(5)	56	0,964	54,0	+9	4,21
			4,277(4)	54	0,990	53,5	+8	
			4,304(3)	52	1,002	52,1	+5	
			4,330(2)	40	0,978	39,1	-21	
			4,350(1)	50,5(1-5)	0,983(1-5)	49,6		
4416*	$\frac{20-42,6}{92-50,8}$	$\frac{2400}{4,0}$		58	0,910	53		
4417	$\frac{20-41,9}{92-49,9}$	$\frac{2146}{>2,0}$	4,303(5)	68	0,981	66,7	+8	4,26
			4,337(4)	72	0,974	70,1	+14	
			4,373(3)	54	0,999	53,9	-12	
			4,400(2)	56	0,991	55,5	-10	
			4,428(1)	62,5(1-5)	0,986(1-5)	61,6(1-5)		
4418	$\frac{20-41,3}{92-52,3}$	$\frac{1761}{>2,0}$	4,275(5)	50	0,962	48,1	-1	4,24
			4,300(4)	50	0,944	47,2	-3	
			4,325(3)	56	0,959	53,7	+10	
			4,353(2)	48	0,952	45,7	-6	
			4,377(1)	51,0(1-5)	0,954(1-5)	48,6(1-5)		
4420	$\frac{20-41,4}{92-54,8}$	$\frac{1744}{>2,0}$	4,271(5)	30	0,965	29,0	-22	
			4,286(4)	42	0,988	41,5	+12	
			4,307(3)	50	0,972	48,6	+31	
			4,332(2)	30	0,979	29,4	-21	
			4,347(1)	38,0(1-5)	0,976(1-5)	37,1(1-5)		
4421	$\frac{20-41,1}{92-56,3}$	$\frac{1883}{>2,0}$	4,274(5)	48	0,978	46,9	+18	4,24
			4,298(4)	34	0,992	33,7	-15	
			4,315(3)	42	0,993	41,7	+4	
			4,337(2)	36	0,976	35,1	-12	
			4,355(1)	40,5(1-5)	0,985(1-5)	39,9(1-5)		

*Измерения проведены прибором ПТГ-ЗМТБ.

**Относительная погрешность не оценивалась.

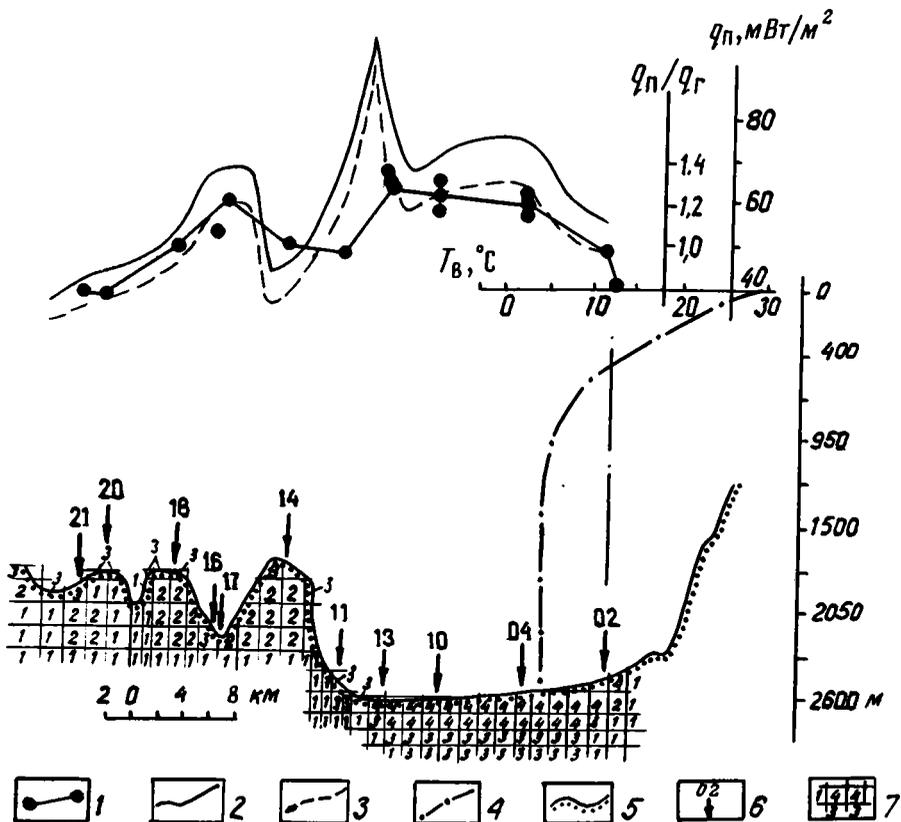


Рис. 24. Результаты моделирования на полигоне Кампече

1—3 — профили теплового потока: 1 — измеренного, 2, 3 — модельного в абсолютных (2) и относительных (3) значениях; 4 — график изменения температуры воды от поверхности до дна на ст. 4402 (02); 5 — поверхность дна; 6 — расположение станций теплового потока; 7 — схема разбиения верхней части моделируемой среды на ячейки с контрастными свойствами, цифрами обозначены теплопроводности (в Вт/м·К): 1 — карбонатно-терригенный комплекс (2,5), 2 — эвапориты (3,5), 3 — терригенные осадки купольной зоны и нижней части чехла в каньоне Кампече (1,8), 4 — терригенные осадки верхней части чехла в каньоне Кампече (1,0)

90 мК/км. Такой характер распределения фактической температуры, как известно, отличает относительно замкнутые океанические впадины от абиссальных равнин. Эти данные позволили определить верхнее граничное условие для последующего моделирования теплового поля полигона — значение температуры 4,2°С в придонном слое.

Температура на нижней горизонтальной границе с учетом однородности поверхности теплового потока задавалась постоянной. Значение этой температуры предварительно вычислялось путем решения стационарного одномерного уравнения теплопроводности без внутренних источников. Граница отстояла на 3 км от наивысшей точки дна в соляно-купольной зоне. Величина температуры на этой границе определена в 125°С, исходя из эмпирически установленных величин придонной температуры, поверхностного теплового потока, теплопроводности и мощности осадков и принятого табличного значения теплопроводности эвапоритов. Теплофизическая модель включала пять контрастных комплексов: 1) надсолевые терригенные отложения и нижний слой осадков в каньоне Кампече, $k = 1,8$ Вт/м·К; 2) подсолевые породы в солянокупольной зоне и породы акустического фундамента в каньоне, $k = 2,5$ Вт/м·К;

3) эвапориты, $k = 3,5$ Вт/м·К; 4) верхняя часть рыхлых отложений каньона, $k = 1,0$ Вт/м·К; 5) водная толща, $k \sim \infty$. Последнее условие было принято для искусственного моделирования изотермического придонного слоя (рис. 24).

В результате численного расчета выяснены теоретическое распределение теплового потока на поверхности дна и отношение его значения к глубинному теплового потоку, который считался неискаженным поверхностными факторами: влиянием рельефа и структурно-геологических неоднородностей (см. рис. 24). Из этих данных следует, что распределение наблюдаемых значений теплового потока очень близко к вытекающему из принятой модели и что глубинный тепловой поток в пределах полигона в общем довольно однообразен, составляя в среднем 51 мВт/м² при стандартном отклонении ± 5 (вдвое меньше, чем $\sigma_{\text{набл}}$). Это означает, что наблюдаемые у поверхности дна вариации теплового потока оказываются связанными с рельефом поверхности дна и структурно-геологическими неоднородностями.

Таким образом, выясняется важная особенность теплового режима областей галокинеза внутри акваторий по сравнению с такими же областями на суше. Скорость эрозии подводного рельефа гораздо меньше, чем субаэрального, и поэтому рельеф дна в таких областях отражает конфигурацию соляных куполов, с которыми он генетически связан. На суше рельеф областей галокинеза обычно пенепленизирован (например, в Прикаспийской и Северо-Германской впадинах), и существование соляных диапиров является главной причиной приповерхностных искажений теплового потока. Напротив, в подводных областях галокинеза, как показало исследование полигона Кампече, разброс наблюдаемых значений теплового потока связан прежде всего с рельефом дна, а контрастная теплопроводность разреза, обусловленная присутствием эвапоритов, лишь отчасти компенсирует его влияние (соответствующие поправки противоположны по знаку). Следовательно, рельеф на полигоне Кампече оказывается более сильным искажающим фактором, чем контрастная теплопроводность.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ ПОЛИГОН ЮКАТАН

ВВЕДЕНИЕ

Полигон Юкатан расположен на западном борту Юкатанской котловины Карибского моря. Эта глубокая (более 4 км) впадина обладает корой субокеанического типа: граница М (слой с $v_p = 8,1$ км/с) прослеживается на глубине 13 км, выше лежит 6-километровый слой с $v_p = 6,6$ — $6,8$ км/с, являющийся, по-видимому, третьим слоем океанической коры, а на нем — 3-километровый осадочный чехол [91].

В последнее время большинство исследователей рассматривают историю Юкатанской впадины с мобилистских позиций, начиная палеогеодинамический анализ с мезозоя. В триасе—ранней юре на месте глубоководной впадины Мексиканского залива существовала континентальная кора палеозойского возраста (Льянория, по Ч. Шухерту), состоявшая из Юкатанского и Никарагуанского блоков. В результате раскола Пангеи Юкатан-Никарагуанский блок стал перемещаться на восток-юго-восток [24]. В раннем мелу (127 млн лет назад) Юкатан-Никарагуанский блок отделился от Южной Америки и переместился на северо-запад, на расстояние свыше 600 км с одновременным вращением против часовой стрелки, надвинувшись на новообразованную кору Мексиканской впадины, которая в конце раннего мела

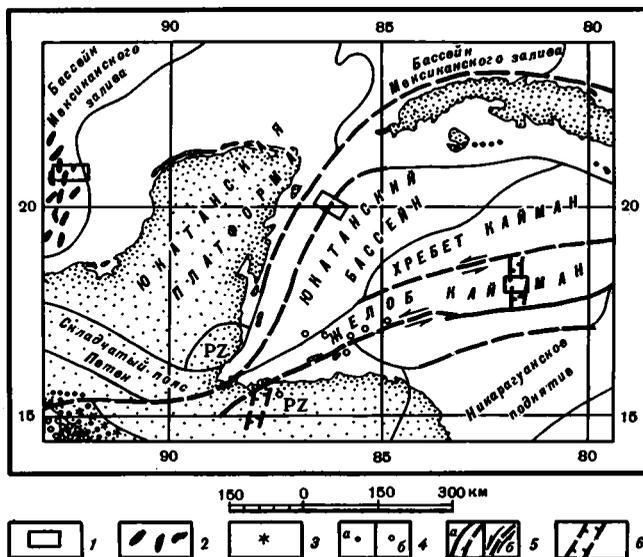


Рис. 25. Геологическая схема западной части Карибско-Мексиканского региона по [74] с добавлениями 1 — полигоны работ; 2 — соляные купола; 3 — главные вулканические центры; 4 — эпицентры землетрясений с глубиной очага: а — больше 70 км, б — меньше 70 км; 5 — разломы: а — сбросы и сдвиги с неустановленным направлением смещения, б — сдвиги и трансформные разломы с установленным направлением смещения; 6 — рифтовые зоны

приняла современные очертания. К турону (90 млн лет назад) относится начало раскрытия Юкатанской впадины. В это время произошел раскол ранее единой островной дуги, объединявшей Большие Антильские острова и Береговые цепи Венесуэлы. Раскрытие впадины подтверждается наличием в глубоководной части Юкатанской впадины линейных магнитных аномалий северо-восточного простирания с возрастом 90—70 млн лет [179]. С этого времени Юкатанская впадина приняла в основном свое современное геоморфологическое очертание.

Палеозойская континентальная плита п-ова Юкатан в наземной части перекрыта неогеновыми известняками. Вдоль "карибского" берега полуострова прослеживается субмеридиональный разлом, восточное крыло которого опущено. Еще восточнее проходит другой, субпараллельный первому, крупный тектонический шов, далее к северу изгибающийся и прослеживающийся вдоль северных побережий островов Кубы и Гаити. Исследованный полигон пересекает этот линеймент (рис. 25). В пределах полигона находится узкое подводное поднятие север-северо-восточного простирания, над которым глубина моря уменьшается до 300 м. По данным МОВ ОГТ [138], это поднятие имеет тектоническую природу. Оно разделяет материковый склон Юкатанского полуострова на два бассейна: верхний, или Восточно-Юкатанский, с глубинами моря около 1,2 км и нижний (собственно Юкатанская котловина), дно которого опущено на глубину 4,5 км. Из нижней части материкового склона более ранним драгированием [88], а также в 4-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" были подняты метаморфические породы — мусковитовые и серицитовые сланцы, аналогичные породам о-ва Хувентуд и палеозойским толщам южной части п-ова Юкатан (пенсильваний гор Майя). Комплекс, в состав которого входят эти породы, относится к континентальной коре [18, 22, 138]. Таким образом, полигон Юкатан находится в зоне сочленения не только разнотипных, но и разновозрастных кор.

Целью работ на полигоне было получение новых геотермических, гидрохимических и литолого-петрографических данных, характеризующих область перехода

от субокеанической коры Юкатанской котловины к континентальной коре Юкатанского блока. Выражен ли этот переход в тепловом поле, а также в гидрохимических и литологических особенностях коры (?) — эти вопросы ставились до начала работ на полигоне.

Выбор полигона был сделан еще в подготовительный период, а после согласования места его расположения с мексиканскими участниками рейса вызвал их большую заинтересованность и был полностью одобрен. На полигоне был проведен весь комплекс исследований, применявшийся в рейсе. Работы традиционно начинались с эхолотного промера и непрерывного сейсмопрофилирования.

РЕЛЬЕФ ДНА

На батиметрических картах главные элементы рельефа в районе полигона Юкатан выделены достаточно четко (см., например, карты ГЕВСО и др.). Полигон представлял собой прямоугольник со сторонами 25x12 миль с центром в точке с координатами 20° 18' с.ш., 86° 07' з.д. Эхолотная съемка общей протяженностью 206 миль включала шесть продольных галсов в направлении запад-северо-запад — восток-юго-восток и шесть поперечных галсов в ортогональном направлении. Схема галсов приведена на рис. 26.

Геоморфологически территория, входящая в полигон Юкатан, подразделяется на четыре района: Юкатанскую котловину (в дальнейшем — нижний бассейн),

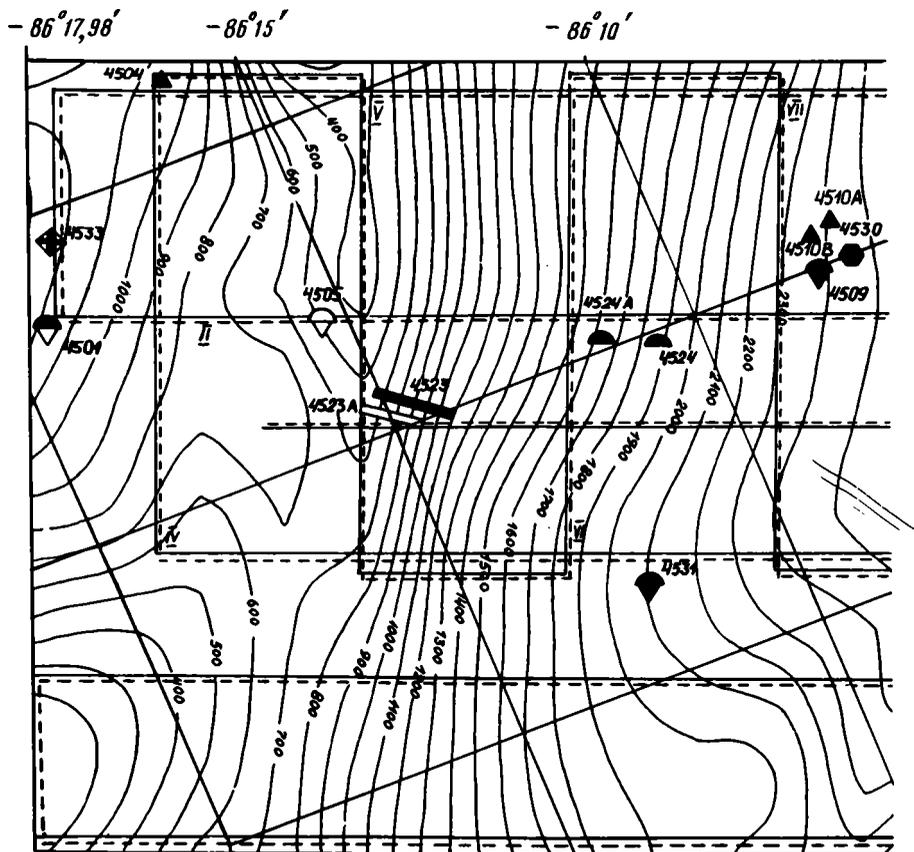
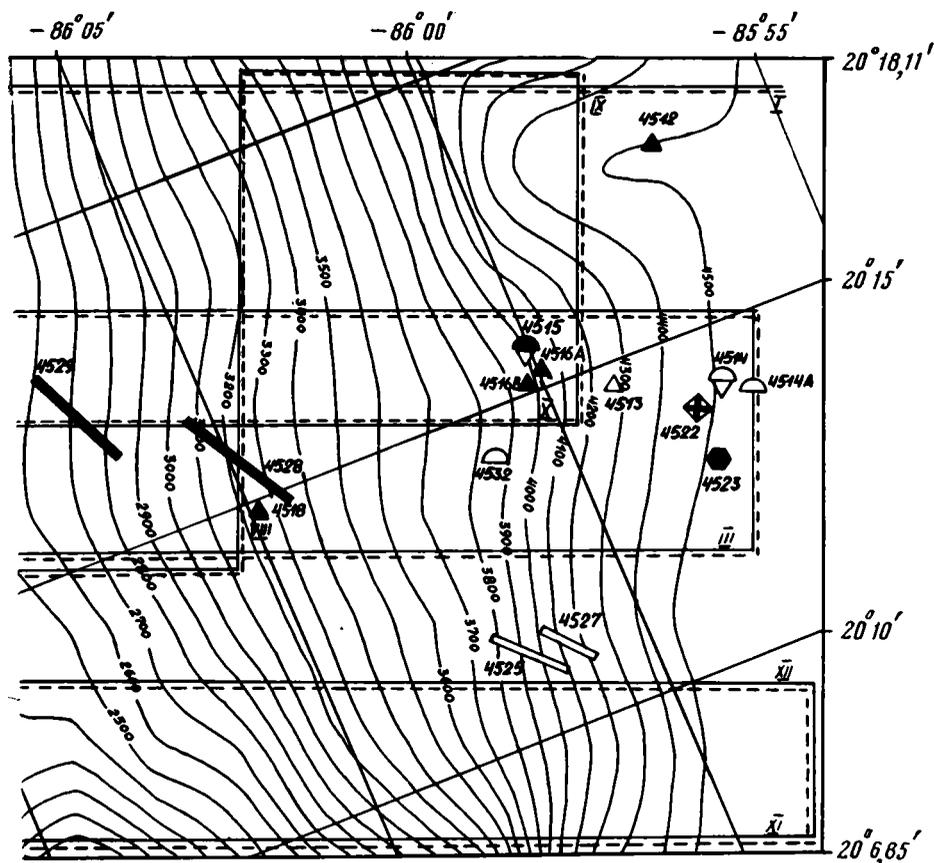


Рис. 26. Схема фактического материала полигона Юкатан
Условные обозначения см. на рис. 15

материковый склон, краевое поднятие и аккумулятивную равнину (в дальнейшем — верхний бассейн). Последняя, протягиваясь между краевым поднятием и о-вом Косумель, имеет ширину около 20 миль и представляет собой достаточно плоскую поверхность с абсолютными отметками дна в пределах 1100—1200 м. На востоко-юго-востоке она ограничена краевым поднятием, сложенным осадочными породами и имеющим, по видимому, тектоническое происхождение. Поднятие протягивается с север-северо-востока на запад-юго-запад. Амплитуда высот между вершиной поднятия и дном аккумулятивной равнины 800 м, а угол наклона его северо-западного склона примерно 15° . Вершина поднятия довольно узкая: от 0,5 мили в южной до 2 мили в северной части. Наименьшая глубина, зафиксированная нами, 285 м. В среднем же глубина поднятия 300—400 м. Рельеф этого участка полигона получен с помощью как машинной (см. рис. 26), так и ручной интерполяции по данным дискретных отметок показаний глубоководного эхолота.

Восточный склон краевого поднятия более крутой по сравнению с западным. На расстоянии в одну милю глубина возрастает на 700 м, а угол наклона поверхности дна достигает $20\text{--}22^\circ$. Начиная с изобаты 1200 м краевое поднятие переходит в материковый склон, который, осложняясь отдельными впадинами, довольно полого спускается в сторону Юкатанской котловины на протяжении 15 миль. На этом расстоянии глубина моря возрастает до 3800 м, а средний угол наклона поверхности дна составляет 5° . Материковый склон в пределах полигона образует две ступени на глубине 2 и 3 км. В средней части склона протягивается слабо выраженное



желобообразное понижение, ширина которого достигает 3 миль, а его относительная глубина не превышает 200 м. Заканчивается материковый склон довольно крутым уступом высотой до 700 м с углом наклона поверхности дна до 11°. Наиболее резкий переход от материкового склона к абиссальной равнине отмечается в южной части полигона, где перепад глубин составляет 900 м на 1,5 км, а углы наклона дна увеличиваются до 20°.

Западная граница Юкатанской котловины четко выражена. Начиная с изобаты 4500 м далее на восток протягивается плоская аккумулятивная равнина, представляющая собой дно Юкатанской котловины. Перепад глубин в пределах депрессии всего 30 м.

Таким образом, в пределах изученного полигона происходит довольно резкий переход от аккумулятивной равнины, ограниченной краевым поднятием, к абиссальной части Юкатанской котловины.

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ДНА

Основной задачей планировавшихся геофизических работ было выявление мест, пригодных для драгирования, взятия проб донных отложений, геотермических и гидрогеохимических исследований. По результатам сейсмопрофилирования строились временные разрезы и схемы основных структурных элементов.

Расположение полигона Юкатан на материковом склоне с перепадом глубин от 400 до 4500 м на сравнительно небольшом расстоянии обуславливает сложность его исследования методом НСП. В западной части Юкатанской котловины проведен большой объем сейсмических исследований, позволивших с разной степенью детальности охарактеризовать строение осадочного чехла и акустического фундамента. Часть из профилей МОВ захватывает материковый склон Юкатанской котловины [91, 96, 98, 174].

В Юкатанской котловине осадочный чехол по акустическим свойствам подразделяется на два комплекса: нижний — акустически прозрачный, с интервальными скоростями 3,3—3,6 км/с, и верхний — характеризующийся выдержанной, преимущественно горизонтальной слоистостью и интервальными скоростями 2,3—2,5 км/с. Оба комплекса примерно равны по мощности, и к границе их раздела приурочен опорный отражающий горизонт. К склонам Юкатанской котловины слоистость осадочного чехла ухудшается и деление его на комплексы затруднено [15]. Надежно стратифицировать отражающий горизонт затруднительно. Возраст фундамента западной части Карибского моря и смежных частей Кубы не моложе среднего эоцена. Условно этим возрастным пределом ограничивают и подошву осадочного чехла.

На полигоне было пройдено шесть субширотных галсов длиной от 20 до 28 миль и шесть коротких поперечных галсов длиной до 8 миль (см. рис. 26). Расстояние между продольными профилями составило от 1,5 до 3 миль, между связующими и поперечными профилями — от 2,5 до 5 миль. Всего на полигоне Юкатан было пройдено 200 миль съемки НСП.

По результатам НСП построены структурная схема полигона (рис. 27) и блок-диаграмма (рис. 28). На северо-западе полигона прослеживается высокий хребет с плоской вершиной, расположенной на глубине примерно 300 м. Эта площадка имеет эллипсоидальную форму субмеридионального простирания (см. рис. 26). Максимальная ширина площадки, зарегистрированная на галсе II, составляет около 2 миль, длина — более 12 миль. К юго-западу ширина площадки уменьшается, и уже на галсе XII составляет не более 0,5 мили. От плоской поверхности вершины зарегистрированы мощные многократные отражения (рис. 29). Кратность отраженного сигнала, уместившаяся на развертке регистратора РЭД 4 с, достигает девяти. Длительность цуга волн одного отражения превышает 300 мс, что свидетельствует о чрезвычайно высоком коэффициенте отражения этой поверхности. По данным драгирования, проведенного на склоне, хребет сложен известняками, которые, как

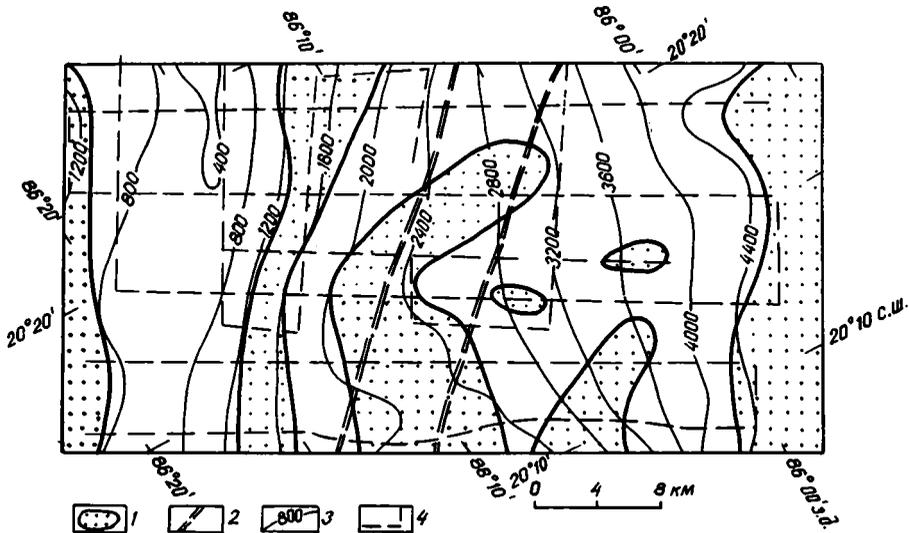


Рис. 27. Структурная схема полигона Юкатан по данным НСП

1 — рыхлые осадки; 2 — разломы, ограничивающие структурный уступ; 3 — изобаты, м; 4 — профили НСП

правило, имеют высокую акустическую жесткость, а следовательно, в системе вода—дно коэффициент отражения может достигать очень больших значений и при сравнительно малой глубине давать мощные многократные отражения. Оба склона хребта симметричны относительно осевой части и имеют крутые углы наклона. Несмотря на большую крутизну склона (20°) из-за малой глубины и большого коэффициента отражения, эти склоны до глубины 1500 м хорошо прослеживаются на сейсмограммах, однако кратных отражений от них уже не наблюдается.

Западный склон хребта на глубине 1200 м довольно резко уходит под осадочный чехол верхнего бассейна. Мощность осадков в области примыкания их к карбонатному акустическому фундаменту достигает 500 м. Осадочный чехол в этой области образуют два структурных этажа: верхний — горизонтально залегающие, стратифицированные, акустически малопрозрачные осадки, несогласно залегающие, на нижнем — более плотных дислоцированных осадках. Оба слоя имеют примерно одинаковую мощность по 200—250 м.

Восточный склон хребта на глубине около 1500 м переходит в материковый склон, занимающий центральную часть всех продольных галсов. Этот переход отмечен менее крутым падением склона и появлением на этой глубине слоя акустически прозрачных осадков. Этот слой, мощность которого не превышает 100 м, прослеживается вдоль склона в виде ленты шириной около 15 миль в осевой части полигона, расширяясь до 3,5 миль к северо-востоку (см. рис. 27). Ниже крутизна склона несколько увеличивается, осадочный чехол не прослеживается.

На глубинах 2000—2550 м в южной части полигона на галсах III, XI, XII зарегистрирован субгоризонтальный уступ, который постепенно погружается и затухает к северу, на глубине 2850 м на галсе X зарегистрирован только фрагмент этого уступа (см. рис. 28). Практически на всех галсах этот уступ перекрыт слабо стратифицированным акустически прозрачным осадком мощностью до 180 м. На галсе XII западный край осадочного чехла, покрывающий горизонтальную часть склона, вместе с оголенным в этом месте акустическим фундаментом образует в рельефе склона V-образную долину. По-видимому, эта часть осадков чехла размыта подводными течениями, хотя и не исключается тектоническая природа этой долины, связанная с образованием всего уступа. Осадки, покрывающие этот уступ, в плане имеют

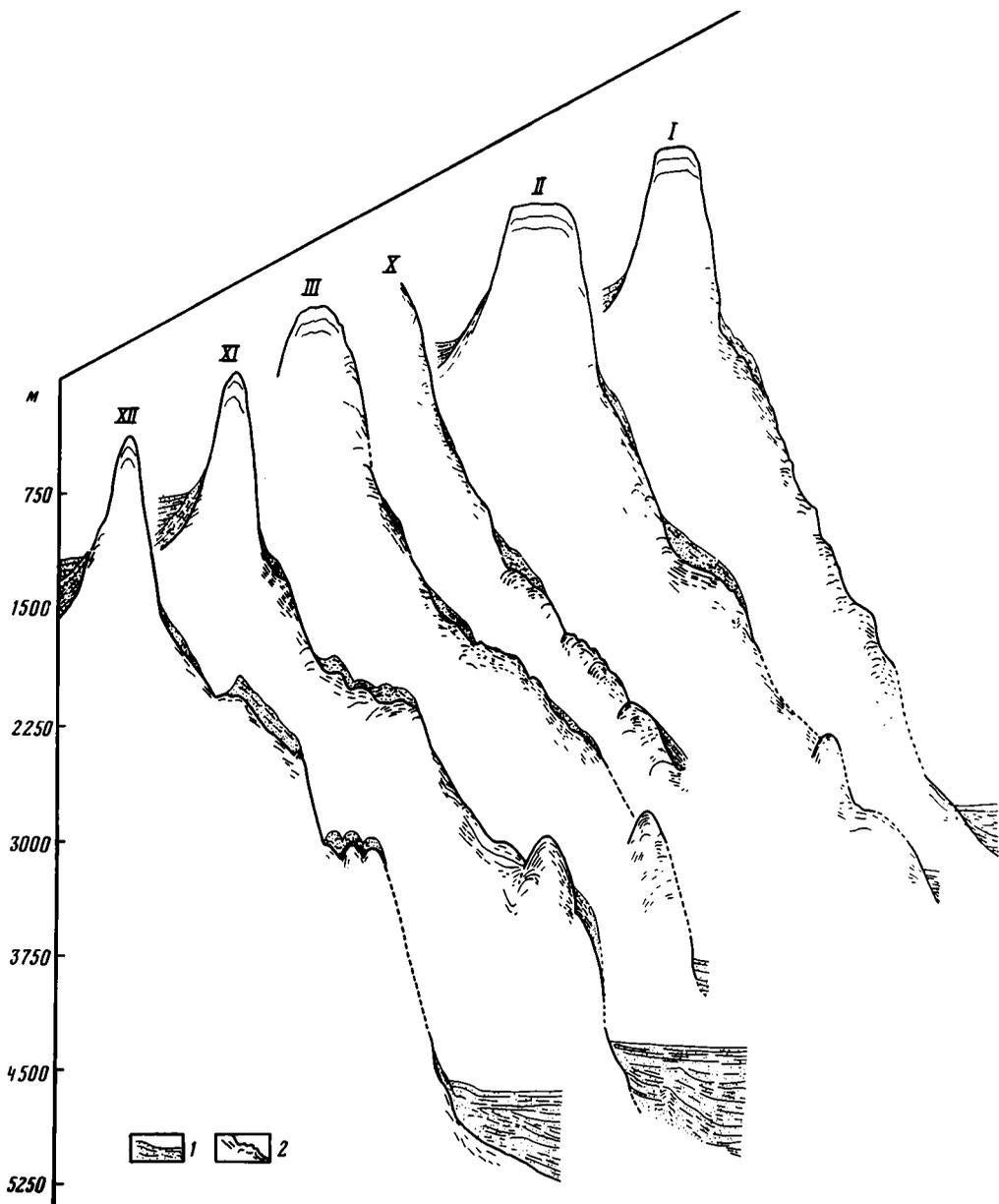


Рис. 28. Блок-диаграмма строения материкового склона Юкатанской впадины
 1 — рыхлые осадки; 2 — отражающие границы (более толстой линией показана поверхность акустического фундамента)

форму широкой полосы (более 5 миль), которая несколько сужается в центре, а затем, по мере затухания уступа, резко изгибается вниз, приобретает форму "сползшего языка".

Ниже по склону на галсах III, XI, XII на глубинах от 3000 м на юге до 3600 м на севере в рельефе склона наблюдается второй уступ с изрезанной горизонтальной поверхностью. Этот уступ, так же как и верхний, погружается и затухает к северу. На галсе X (рис. 26) хорошо видно, как меняется характер отражающей поверхности в

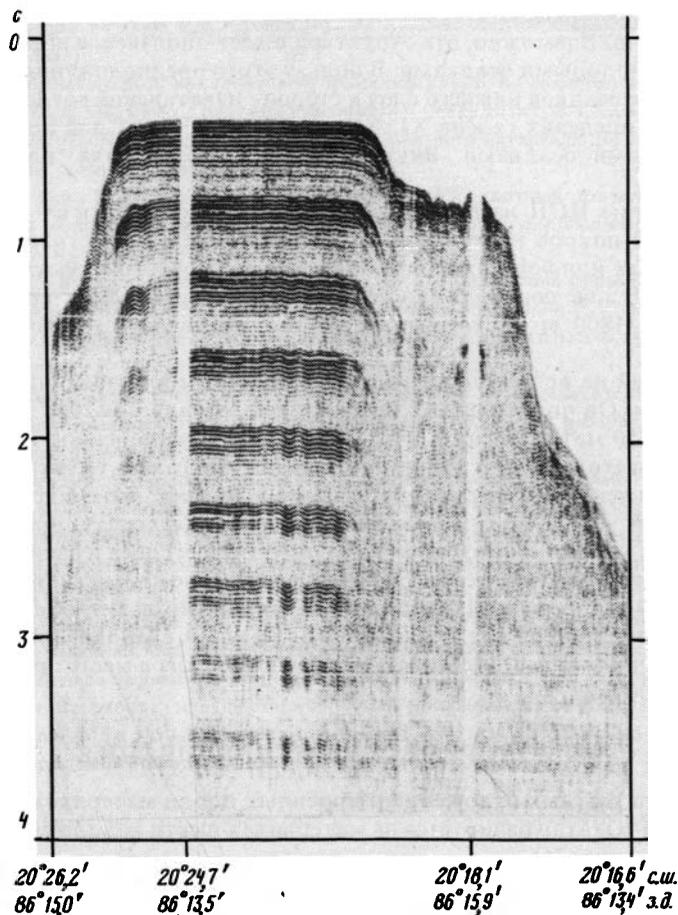


Рис. 29. Пример записи многократных отражений от вершины подводного хребта на полигоне Юкатан

районе верхнего уступа, напоминающего по виду поверхность базальтового фундамента. Проведенное драгирование ниже этого уступа показало, что его и весь нижележащий склон слагают метаморфические сланцы. Характер записи этого уступа на галсе XII не исключает его тектонической природы, и уступ с одинаковой вероятностью может быть отнесен к надвиговым или сбросовым разломам. Таким образом, выделенные на сейсмограммах верхний и нижний уступы могут быть кровлей и подошвой слоя, представленного кристаллическими сланцами мощностью 950 м. Ниже этого слоя из-за резкой крутизны склона и большой глубины отраженные сигналы почти на всех галсах практически не регистрируются. Поэтому сказать что-либо о характере отражающей поверхности на этом участке по нашим данным нельзя.

Только в восточной части полигона с выходом на абиссальную равнину Юкатанской котловины на глубине более 4500 м появляется запись отраженных сигналов от горизонтальной поверхности осадочного чехла и от акустического фундамента. Осадочный чехол в месте прислонения его к выходу фундамента на поверхность имеет двуслойное строение. Верхний слой, представленный недислоцированными, акустически прозрачными осадками, имеет строго горизонтальное залегание. Мощность этого слоя около 350 м. Он несогласно залегает на породах нижнего слоя, поверх-

ность которого осложнена погребенной холмистой структурой, природу которой объяснить трудно. Возможно, эта структура имеет оползневое происхождение и перекрыта более молодыми осадками. В пользу этого предположения свидетельствует ровное залегание осадков нижнего слоя в сторону Юкатанской котловины. Мощность нижнего слоя в пределах галсов XI, XII достигает 350 м. Слой представлен слегка дислоцированными осадками. Внутри слоя прослеживается один отражающий горизонт.

По результатам НСП на полигоне Юкатан можно сделать следующие выводы.

1. Осадочный покров на континентальном склоне распространен только на отдельных террасах или уступах, создающих возможность для кумулятивного накопления осадков. В зоне перехода склона подводного хребта в материковый склон на глубинах 1500—1800 м протягивается полоса осадочного покрова с мощностью осадка 100 м.

2. Выделенный на временных разрезах слой метаморфизованных сланцев имеет мощность 950 м. Он погружается с юга на север: кровля — с 2050 до 2850 м, подошва — 3000 до 3750 м. На галсах XII и X наблюдается постепенное затухание верхней и нижней границ этого слоя в сторону погружения. На галсах I и II уже не установлено отчетливо выраженных очертаний этого слоя в рельефе материкового склона.

3. Осадочный чехол, примыкающий к подводному хребту, протянувшемуся по верхней кромке материкового склона, состоит из двух слоев и расположен на карбонатном акустическом фундаменте. Его мощность в зоне примыкания достигает 500 м.

4. Осадочный чехол, примыкающий к материковому склону со стороны абиссальной равнины Юкатанской котловины, состоит из двух слабодислоцированных акустически прозрачных слоев. Мощность осадочного чехла в месте примыкания к склону достигает 700 м.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Характеристика рыхлых отложений и коренных пород материкового склона в пределах полигона Юкатан базируется на материалах шести колонок осадков и четырех драгировок (см. рис. 26).

Осадки представлены коричнево-серыми светлыми и темными нанофораминиферовыми илами с примесью в различных количествах птеропод, незначительным содержанием спикул губок. Илы, как правило, неслоистые или с неправильной, линзовидной, горизонтальной слоистостью, часто нарушенной текстурами взмучивания и оползания, встречаются следы жизнедеятельности илоядных животных. Для верхней части материкового склона характерны слабоглинистые фораминиферо-птероподовые илы или пески, карбонатность всех осадков 65—85%. Отложения залегают в виде крупных линз на отчетливо выраженных "террасах" склона и разделяются выходами коренных пород. Всего нами исследованы осадки на трех террасах и верхней части склона. Терригенный материал в илах представлен обломками известняков, метаморфических сланцев, кислого вулканического стекла, зернами кварца, полевого шпата. В некоторых случаях обломки образуют самостоятельные прослойки незначительной мощности или равномерно распределены в массе осадка (табл. II).

Ст. 4501 (20° 23,5' с.ш., 86° 19,0' з.д., глубина 1200 м) расположена в самой верхней части материкового склона. Длина колонки 195 см.

0—140 см. Крупнозернистые птероподово-фораминиферовые пески, практически лишенные глинистой составляющей, хорошо промытые, слабоокатанные, средне сортированные, неслоистые. Встречаются обломки моллюсков размером до 1 см, иглы морских ежей, спикулы губок. В интервале 25—30 см осадок более глинистый, более темный.

140—195 см. Ил птероподово-фораминиферовый, коричнево-серый, светлый, глинистый, по размерности крупноалевритовый, детритовый, встречаются обломки моллюсков до 3 см, иглы ежей, спикулы губок, к основанию более глинистый.

Ст. 4524А (20°20,23' с.ш., 86°11,43' з.д., глубина 1615 м). Колонка осадков длиной 208 см взята на первой (верхней) террасе склона.

0—172 см. Ил коричнево-серый, кокколито-фораминиферовый, по размерности алевро-песчаный, слабоглинистый (CaCO₃ 72,5—78,0%), с редкими птероподами, спикулами губок, неслоистый, пятнистый, с очень неравномерным распределением глинистого и карбонатного материала. По всему слою мелкие и крупные ходы илоседов. Нижний контакт неровный, резкий.

172—210 см. Ил белый с буро-коричневыми полосами. Белый ил плотный, кокколито-фораминиферовый, в буром — выше содержание фораминифер и глинистого материала. Отчетливые текстуры оползания (CaCO₃ 71—83%). Переход в нижележащий слой постепенный.

210—240 см. Плотный карбонатный осадок белого цвета, кокколито-фораминиферовый, слабоглинистый, однородный, биомикрит. Плотность увеличивается к основанию (CaCO₃ 75,4—80%).

Ст. 4509 (29°19,9' с.ш., 86°07,8' з.д., глубина 2300 м). Колонка осадков взята на второй (средней) террасе материкового склона.

0—135 см. Ил бежевого цвета, кокколито-фораминиферовый, с примесью птеропод и раковинного детрита, алевро-песчаной размерности, глинистый (CaCO₃ 64,1—85,8%). В интервалах 25—30, 88—90, 95—100 см прослой слабоглинистых детритовых песков.

135—430 см. Ил светлый, бежевый, кокколито-фораминиферовый, участками птероподовый, глинистый (CaCO₃ 56,5—76,0%), неслоистый, пятнистый, с ходами илоседов. В интервалах 165—170, 210—213, 278—280, 382—388 см резко обогащается биодетритом. Здесь — глинистые детритовые пески, неслоистые, массивные, среднесортированные. Количество птеропод к основанию уменьшается. В интервале 230—242 см мелкие примазки гидроокислов марганца.

На ст. 4531 (20°16,7' с.ш., 86°12,0' з.д., глубина 2180 м) поднята колонка длиной 470 см, взятая на той же, второй сверху, террасе склона. Разрез представлен монотонной толщей светло-бежевых кокколито-фораминиферовых илов с примесью птеропод и спикул кремневых губок. Осадок в целом неслоистый, пятнистый за счет переработки илоядными животными (рис. 30, см. вкл.). Неясная полосчатость отмечена в интервалах 260—275 и 315—335 см. В интервалах 85—90, 185—187, 240—245 см прослой сильно песчанистого ила, обогащенного биодетритом. На глубинах 185—195 и 267—270 см — примазки гидроокислов марганца.

Ст. 4515 (20°15,8' с.ш., 86°00,1' з.д., глубина 4010 м) расположена на третьей (нижней) террасе. Длина колонки 385 см.

0—22 см. Ил бежево-серый, темный, кокколито-фораминиферовый, с примесью биодетрита и спикул губок, неслоистый, пятнистый, встречаются единичные зерна кварца и полевого шпата.

22—42 см. Ил бежево-серый, кокколито-фораминиферовый, с птероподами и детритом раковин, глинистый, однородный. Отмечены мелкие включения сульфидов железа.

42—107 см. Ил бежево-серый, кокколито-фораминиферовый, неслоистый, пятнистый, участками птероподовый (см. рис. 30). По всему слою с увеличением к основанию крупнопесчаные и мелкогравийные обломки кварца и сланцев.

107—117 см. Гравелит крупнозернистый, песчанистый, темно-серый, плохо окатан и плохо сортирован. Обломки кварца и сланцев составляют 70%, окатанные раковины фораминифер — 30%. Неслоистый. Отмечено незначительное утонение материала от подошвы к кровле слоя. Нижний контакт резкий.

117—288 см. Ил бежево-серый, темный, кокколито-фораминиферовый, глинистый, пятнистый за счет неравномерного распределения фораминифер песчаной размерности. Содержание биодетрита в слое сильно варьирует. По всему интервалу и особенно в основании присутствуют песчано-гравийные обломки кварца и сланцев. Переход постепенный (см. рис. 28).

288—291 см. Песок фораминиферовый, крупнозернистый, слабоглинистый, неслоистый. Изменения размерности материала от подошвы к кровле не отмечены. Редкие обломки кварца и сланцев. Нижний контакт резкий.

291—300 см. Ил бежево-серый, аналогичен илу в интервале 117—288 см. Нижний контакт неровный, резкий. В основании окатыши до 1 см в диаметре из осадка нижележащего слоя.

300—330 см. Ил кокколито-фораминиферовый, бежево-серый, с невысоким содержанием фораминифер, глинистый. С глубины 310 см редкие обломки сланцев крупнопесчаной размерности. В интервале 300—310 см осадок брекчирован, явные текстуры оползания. Ниже (310—330 см) осадок пятнистый, местами заметна брекчированность. По всему слою редкие обломки сланцев и кварца.

330—339 см. Дресвяник темно-серый, плохо сортированный, неокатанный, неслоистый. Обломки сланцев размером 0,5—5 см. По всему слою — биодетрит. Нижний контакт резкий, с разрывом.

339—357 см. Ил бежево-серый, кокколито-фораминиферовый, глинистый, однородный. Переход в нижележащий слой постепенный, встречаются редкие обломки сланцев песчаной размерности.

357—385 см. Ил бежево-серый, темный, кокколито-фораминиферовый, с линзами до нескольких миллиметров мощностью, в которых содержание раковин фораминифер резко возрастает. По всему слою щебенка сланцев до 5 см, неокатанная, уплощенная.

Неконсолидированные отложения, покрывающие территорию полигона Юкатан, отнесены нами к одной макрофаши — осадков материкового склона окраинного морского бассейна (БС). В пределах самой мелководной части склона (до 1500 м) образовались фораминиферо-птероподовые пески — фашия карбонатных биодетритовых осадков верхней части материкового склона (БСП). Наличие сильных течений приводит к тому, что тонкий пелитовый материал в этой зоне откладывается в незначительных количествах, а основная его масса сносится вниз по склону.

На глубинах более 1500 м распространены кокколито-фораминиферовые, бежево-серые, в различной степени глинистые и песчанистые илы — фашия карбонатно-глинистых осадков средней части материкового склона (БСГ). Помимо фораминифер, в илах иногда в значительных количествах встречаются остатки раковин птеропод и спикулы губок. Осадки, как правило, неслоистые, пятнистые, с обильными следами жизнедеятельности илоедов, количество которых вниз по склону явно уменьшается. В нижней части склона (ст. 4515) отчетливо возрастает примесь обломков песчаной или гравийной размерности терригенного (эдафогенного) материала, поступившего в осадок из местных подводных источников сноса. Их состав отчетливо коррелируется с геологическим строением склона и связан с типами пород в отдельных коренных выходах.

На разных уровнях в пределах материкового склона широко развиты аллохтонные образования фашии песчано-глинистых осадков оползней (БСО), представленные различными нанофораминиферовыми илами, в той или иной степени глинистыми или песчанистыми с явными текстурами гравитационного перемещения рыхлого осадка или округлыми окатышами уплотненных илов. Эти осадки иногда содержат в очень большом количестве мелкую дресву или щебенку коренных пород и являются, по нашему мнению, отложениями обвально-осыпного типа. В осадках на первом, верхнем, уступе склона (ст. 4524, 4524А) в основании колонки современных осадков залегают оползшие в виде пластичной массы разрыхленные породы, по-видимому, миоценового возраста.

Среди буровато-серых биогенных карбонатно-глинистых илов основного седиментационного фона материкового склона встречены прослои по 5—15 см осадков течений и потоков (БСТ), представленных биокластическими и терригенными песками, гравийниками и дресвяниками. Особенности некоторых осадков (БСТ-3), такие, как преимущественный биодетритовый состав, незначительное содержание глинистого материала, резкий контакт в основании и отчетливый в кровле, отсутствие градационной слоистости, позволяют считать, что они образовались за счет довольно длительно существовавших течений. Осадки, представленные плохо окатанными, плохо сортированными глинистыми песками, гравийниками и дресвяниками (БСТ-1, 2), сложенными в основном петроэдафогенным материалом, по-видимому, являются отложениями временных потоков различной протяженности, плотности и времени существования, берущих начало со средней части склона. Возможно, некоторые из них пересекают щебенчатые осыпи или оползни у выходов коренных пород фундамента, смешивая био- и петроэдафогенный материал.

Таким образом, основные особенности современной седиментации в пределах полигона Юкатан заключаются в отчетливой зональности распределения осадков с глубиной: биогенные слабоглинистые пески и сильно песчанистые отложения распространены в верхней части склона, а глубже 1500 м преобладают сильноглинистые фораминиферовые илы. Кроме того, широко распространены различные по гранулометрии кластические отложения оползней, обвалов, осыпей, потоков и

течений. Можно отметить, что состав и характер эдафогенных обломков в илах отчетливо связан с геологическим строением материкового склона. На глубинах 1500—3000 м в фоновых склоновых осадках встречен в основном биоэдафогенный материал, явно снесенный с более мелководных участков, слагающих верхи склона и шельф слаболитифицированных кайнозойских известняков и мергелей, слагающих верхнюю половину склона. Кроме того, драгами в верхней части склона были получены глыбы литифицированных известняков со следами свежего отрыва. Известняки глинистые, кокколитовые, с ходами илоедов, выполненными более темным глинистым материалом. По этим признакам данные породы относятся к фации карбонатно-глинистых осадков шельфового склона. Проведенные микропалеонтологические исследования выявили в описываемых известняках комплекс фаунистических остатков, позволяющий отнести их к кайнозою (неоген). С глубины около 1000 м драгой 4523 поднят известняк, содержащий *Globorotalia truncatolinoides*, что дает возможность отнести его к плейстоцену.

Породы, поднятые драгой 4529 с глубины 2200—1900 м, включают белые чистые неслоистые известняки, в которых определены *Globorotalia foshi periphaeoacuta*, *Praeorbulina glomerosa*, *Globigerinoides oblicus oblicus*, что позволяет отнести их к зоне *Praeorbulina glomerosa* — верхней зоне нижнего миоцена по шкале Болли. Глинистые зеленоватые и розовые известняки содержат нанопланктон *Coccolithus miopelagicus*, *Discoaster hamatus*, *D. challengeri*, *D. deflandrei*, что дает возможность отнести их к нижней части среднего миоцена.

На глубинах более 3000 м в илах доминируют в основном угловатые обломки метаморфических сланцев, по-видимому, палеозойского возраста, образующие иногда самостоятельные прослои дресвяников. Это таблитчатые обломки серицитовых сланцев, размером 0,5—5 см, разной степени окатанности, по большей части плотные, неветрелые. Интересно отметить, что обломки сланцев (поднятые грунтовой трубкой с глубины 4512 м, входящие в состав прослоя в интервале 360—365 см) от поверхности дна совершенно не окатаны, их поверхности задаются трещинами кливажа. По-видимому, окатанность обломков сланцев, поднятых нами из подножия склона, обуславливается их многократным переотложением, постепенным сползанием масс обломков по склону.

Порода состоит из листоватых плейчатых зерен серицита, вытянутых параллельно плоскости сланцевания. Встречаются редкие зерна граната синевато-розового цвета с массой включений вмещающего серицита размером до 1 мм.

Полученные нами данные вполне согласуются с известными представлениями [138] о строении юкатанского материкового склона в зоне сочленения древней платформы, покрытой карбонатным чехлом, с глубоководной Юкатанской впадиной.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Задачей гидрогеохимических исследований на полигоне являлось изучение водной толщи и иловых вод осадков как гидрогеохимических сред современной седиментации и начального диагенеза в условиях перехода материкового склона восточнее п-ова Юкатан к одноименной глубоководной впадине.

Водная толща. На полигоне было проведено два спуска погружного модуля системы "Розетт": ст. 4522 — в пределах глубоководной Юкатанской впадины (координаты 20°13,17' с.ш., 85°58,60' з.д., глубина 4520 м) и ст. 4533 — в верхней части материкового склона западнее краевого поднятия (координаты 20°24,65' с.ш., 86°20,25' з.д., глубина 1200 м).

Минимум температуры на ст. 4522 установлен на глубине 2410 м (3,887°С). Ниже наблюдается незначительный подъем температуры, которая на отметке 4100 м составила 4,032°С, т.е. ее амплитуда в нижних частях разреза составила +0,145°С.

Соленость воды на поверхности на ст. 4522 равна $36,35^{\circ}/\infty$. Ее максимум ($36,81^{\circ}/\infty$) зафиксирован на глубине 123 м. До отметки 794 м наблюдается уменьшение солености до $35,15^{\circ}/\infty$, а ниже по разрезу водной толщи соленость постепенно растет, достигая на глубине 4165,5 м $35,27^{\circ}/\infty$ (рис. 31).

На ст. 4533, расположенной в верхней части материкового склона, зафиксировано падение температуры от $26,09^{\circ}\text{C}$ на поверхности до $4,07^{\circ}\text{C}$ на глубине более 1000 м. Соленость на поверхности составляет $36,35^{\circ}/\infty$. Ее максимум ($37,14^{\circ}/\infty$) установлен на глубине 176,1 м. Ниже она снижается до $35,16^{\circ}/\infty$ на отметке 814,6 м, затем слабо возрастает по направлению к дну до $35,22^{\circ}/\infty$ на глубине 1005 м. Из рис. 31 хорошо видно, что распределение солености в вертикальном разрезе водной толщи типично для южной части Северной Атлантики.

Как это обычно для Карибского бассейна, наибольшие концентрации кислорода в водной толще приурочены к верхней и нижней частям ее разреза. Причем максимальное его содержание на ст. 4522 зафиксировано в низах разреза, а на ст. 4533 — в поверхностных слоях. Минимальные концентрации кислорода на обеих станциях находятся на одном уровне — 600—620 м. Следует подчеркнуть, что они не совпадают с максимумом CO_2 , который на ст. 4522 отмечен на глубине 800 м, а на ст. 4533 — на глубине 600—700 м. К этим же глубинам соответственно приурочены минимальные значения рН (7,74 на обеих станциях).

Разрезы водной толщи над Юкатанской котловиной и материковым склоном существенно различаются по содержанию фосфора. В первом случае практически во всем разрезе концентрация P_2O_5 больше 0,2 мг/л с максимумом 0,34 мг/л на глубине 800 м, а во втором разрезе характеризуется фоновым содержанием с максимумом 0,124 мг/л на глубине 700 м, т.е. близким с минимумом кислорода, что говорит о биогенном происхождении фосфора.

Концентрация Na и Cl в водной толще изменяется пропорционально общей солености, а K, Ca, Mg, SO_4^{2-} , HCO_3^- практически выдержаны в разрезе (табл. 9). Содержание тяжелых металлов на ст. 4522 близки к фоновым. Лишь в самых глубоких частях разреза, ниже уровня 4000 м, отмечена повышенная концентрация свинца (5,5 мкг/л). В водной толще ст. 4533 в интервале 600—800 м отмечено увеличение содержания цинка (100—150 мкг/л), а на уровне 400 м концентрация свинца увеличивается до 14 мкг/л.

Таким образом, можно считать, что гидрогеохимические условия седиментации в водной толще полигона сохраняют черты, присущие им в южной части Северной Атлантики [36], что связано с проникновением через проливы Антильских островов в Карибское море масс атлантических вод.

Иловые воды. Иловые воды осадков изучены в пределах средней (ст. 4509, 4524) и нижней частей материкового склона. Повсеместно воды имеют выдержанную общую минерализацию (36,0—36,5 г/л), исключение составляет интервал 200—210 м на ст. 4515, где минерализация увеличивается до 36,99 г/л. Содержание макрокомпонентов, как и минерализация, практически выдержано по разрезу (табл. 10).

Иловые воды осадков средней части материкового склона характеризуются значениями рН 7,59—7,64. На ст. 4509 вниз по разрезу отмечено небольшое увеличение концентрации кремния (от 5,1 до 7,4 мг/л). Содержание свинца (0,002—0,004 мг/л) находится в пределах фона. Присутствие достаточных количеств Mn^{2+} свидетельствует о наличии в осадках средней части материкового склона восстановительных условий.

Наиболее интересной особенностью химического состава иловых вод являются аномально высокие концентрации Cu и Zn, которые возрастают сверху вниз: Cu от 0,137 до 0,92 мг/л, Zn от 0,106 до 0,235 мг/л, причем максимальные концентрации этих металлов приурочены к интервалу 330—340 см.

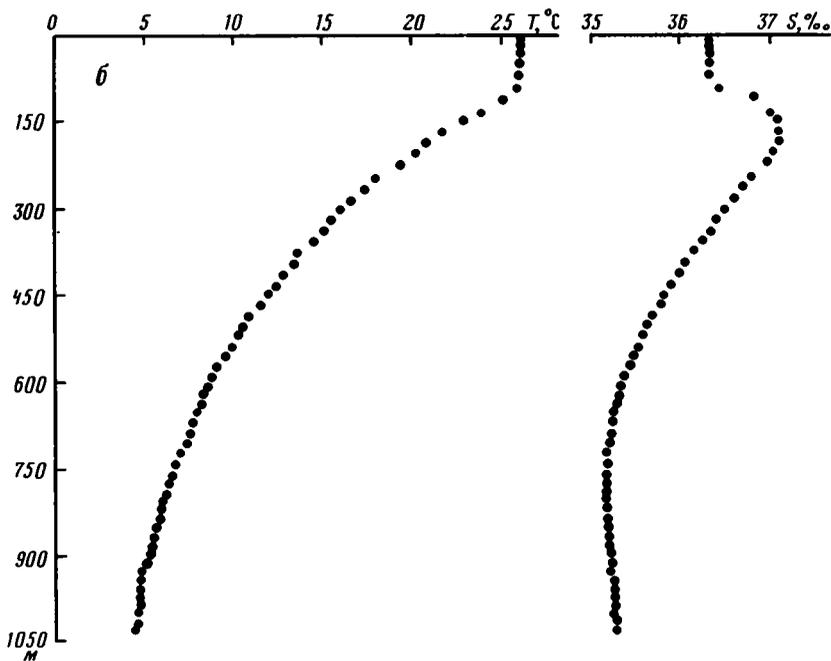
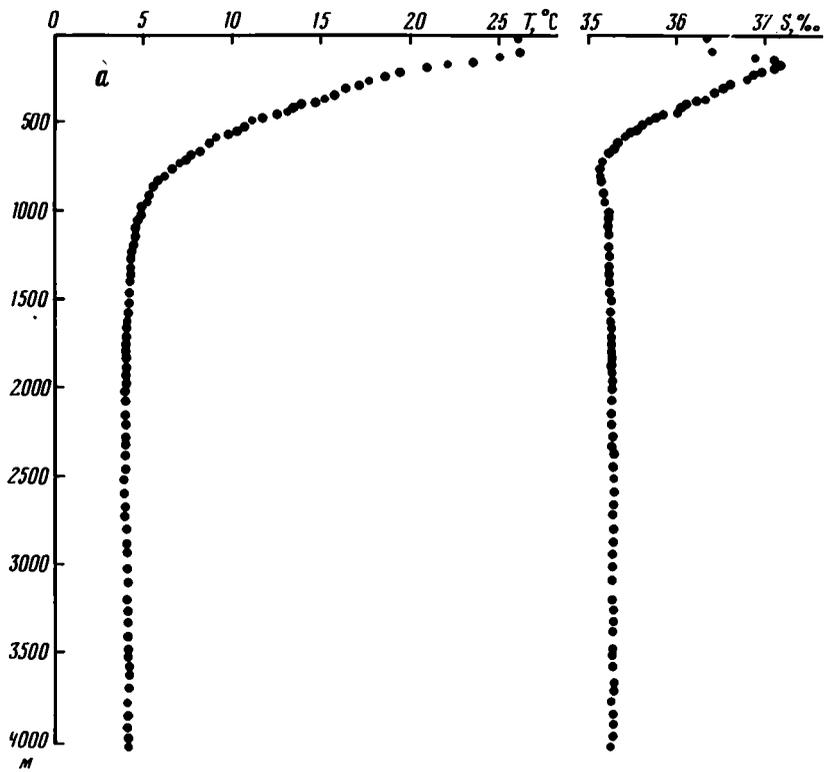


Рис. 31. Изменение температуры и солёности водной толщи полигона Юкатан
a — ст. 4522; *б* — ст. 4533

Таблица 9
Химический состав океанических вод полигона Юкатан

Номер-пробы	<i>H</i> , м	<i>T</i> , °C	pH	<i>Eh</i> , мВ	O ₂ , мг/л	CO ₂ , мг/л	P ₂ O ₅ , мг/л	<i>M</i> , г/л	<i>S</i> , %
Ст. 4533									
053312	55	26,0	8,23	+386	6,26	0,0	0,000	37,09	36,35
053311	107	25,6	8,23	+370	6,05	0,0	0,050	37,26	36,73
053310	211	20,0	8,06	+382	4,90	0,0	0,050	38,55	37,05
053309	302	16,3	8,03	+387	5,22	0,0	0,032	38,00	36,57
053308	408	13,3	7,94	+391	4,44	2,4	0,054	37,81	36,05
053307	507	10,6	7,86	+384	4,28	4,4	0,060	38,30	35,62
053306	615	8,41	7,75	+329	4,14	6,4	0,036	36,83	35,32
053305	705	7,30	7,74	+341	4,25	6,4	0,124	36,90	35,20
053304	810	6,32	7,76	+328	4,60	6,0	0,064	36,92	35,16
053303	911	5,30	7,79	+339	5,28	5,6	0,032	36,94	35,18
053302	933	4,68	7,80	+338	5,54	5,6	0,060	36,83	35,22
053301	1048	4,44	7,90	+323	5,80	3,0	0,024	36,89	35,23
Ст. 4522									
052213	22	26,1	8,26	+323	5,12	0,0	0,118	38,28	36,35
052212	123	25,3	8,21	+308	5,29	0,0	0,148	37,84	36,81
052211	313	16,2	8,00	+311	4,43	0,0	0,236	38,02	36,53
052210	610	8,88	7,78	+317	3,98	6,4	0,266	36,50	35,38
052209	798	6,12	7,74	+318	4,46	7,2	0,340	36,20	35,15
052208	1002	4,71	7,83	+324	5,30	4,4	0,280	36,30	35,22
052207	1518	4,04	7,86	+335	6,25	4,4	0,250	36,22	35,26
052206	2003	3,93	7,88	+342	6,46	4,0	0,236	36,21	35,27
052205	2508	3,88	7,88	+341	6,77	3,6	0,220	36,39	35,27
052204	2959	3,90	7,88	+340	6,72	3,2	0,250	36,23	35,27
052203	3504	3,96	7,85	+360	6,84	3,2	0,236	36,10	35,27
052202	3797	4,00	7,91	+351	6,63	3,2	0,236	35,88	35,27
052201	4057	4,03	7,90	+339	6,78	2,8	0,230	36,24	35,27

Таблица 10
Химический состав иловых вод полигона Юкатан

Номер станции	Номер пробы	Глубина, м	Интервал, см	pH	<i>M</i> , г/л	K ⁺ , г/л	Na ⁺ , г/л	Ca ²⁺ , г/л
4524	28	1615	40—60	7,55	36,14	0,387	10,0	0,395
4524	29	1615	195—210	7,52	36,04	0,367	10,0	0,392
4509	19	2300	60—70	7,62	36,59	0,395	10,1	0,400
4509	20	2300	140—150	7,61	36,48	0,399	10,2	0,403
4509	21	2300	230—240	7,59	36,48	0,402	10,2	0,397
4509	22	2300	330—340	7,64	36,40	0,406	10,4	0,386
4515	23	4012	0—20	7,98	36,38	0,385	11,0	0,378
4515	24	4012	60—80	7,97	36,14	0,383	10,8	0,373
4515	25	4012	200—210	7,88	36,99	0,412	10,9	0,369
4515	26	4012	280—310	7,95	36,43	0,407	10,8	0,364
4515	27	4012	350—360	7,91	36,19	0,405	10,9	0,356

Cl ⁻ , г/л	SO ₄ ²⁻ , мг/л	HCO ₃ ⁻ , г/л	Na ⁺ , мг/л	K ⁺ , г/л	Mg ²⁺ , г/л	Ca ²⁺ , мг/л	Zn ²⁺ , мкг/л	Pb ²⁺ , мкг/л
21,0	2,88	161	10,9	390	1,40	398	20	5,0
21,0	3,12	161	10,8	390	1,39	396	69	0,7
21,6	3,02	161	11,6	399	1,37	407	48	3,0
21,2	2,98	161	11,5	399	1,36	401	68	5,0
21,2	3,02	159	11,3	396	1,34	393	43	1,0
21,5	3,02	154	11,5	390	1,34	396	35	1,0
20,9	3,02	156	11,0	389	1,32	396	156	1,5
20,9	2,93	159	10,8	391	1,32	403	101	3,0
21,0	2,88	156	10,8	390	1,30	403	122	1,0
21,0	2,88	159	10,8	386	1,31	403	29	14,0
20,9	2,88	159	10,8	385	1,31	402	33	6,5
20,8	2,93	156	10,9	383	1,32	398	31	6,5
20,9	3,94	156	11,1	424	1,36	404	29	2,0
21,2	3,07	156	11,2	432	1,36	417	22	5,0
21,2	3,07	154	11,4	433	1,35	416	23	3,0
20,7	2,93	157	10,6	414	1,30	395	19	2,0
20,6	2,93	152	10,4	408	1,31	392	35	3,0
20,6	2,93	155	10,5	413	1,31	396	37	1,0
20,7	2,74	159	10,5	410	1,31	395	14	0,5
20,5	2,93	152	10,5	408	1,33	396	47	2,0
20,7	2,93	152	10,5	408	1,30	395	15	4,0
20,7	2,78	155	10,5	403	1,30	395	26	2,0
20,6	2,74	155	10,5	399	1,31	395	38	2,5
20,4	2,74	155	10,5	395	1,31	389	47	5,0
20,5	2,74	152	10,8	373	1,30	381	34	5,5

Mg ²⁺ , г/л	Cl ⁻ , г/л	SO ₄ ²⁻ , г/л	HCO ₃ ⁻ , г/л	Si, мг/л	Mn ²⁺ , мг/л	Cu ²⁺ , мг/л	Zn ²⁺ , мг/л	Pb ²⁺ , мг/л
1,30	20,7	3,17	0,189	2,6	—	—	—	—
1,32	20,9	2,88	0,177	2,5	—	—	—	—
1,32	21,2	2,98	0,201	5,1	0,20	0,137	0,106	0,002
1,31	21,2	2,78	0,201	6,3	0,91	0,252	0,113	0,004
1,31	21,0	2,98	0,189	7,9	0,87	0,548	0,202	0,003
1,33	20,7	2,98	0,189	7,4	0,32	0,920	0,235	0,004
1,33	20,1	2,98	0,207	3,6	0,02	0,334	0,418	0,003
1,33	20,1	2,98	0,183	4,4	0,02	0,298	0,495	0,003
1,27	20,2	3,17	0,140	4,4	0,02	0,360	0,673	0,003
1,35	20,2	3,12	0,177	4,5	0,02	0,757	0,814	0,005
1,29	20,2	2,88	0,165	2,0	0,02	0,446	0,371	0,004

Для иловых вод, отжатых из осадков нижней части материкового склона, характерны более высокие по сравнению с водами средней части значения рН (7,88—7,98). Содержание Mn^{2+} на всех уровнях опробования $< 0,02$ мг/л, т.е. разрез характеризуется высокой окислительной способностью среды.

Что касается меди и цинка, то в иловых водах ст. 4515 также отмечены аномально высокие их концентрации (Zn до 0,757 мг/л, Cu до 0,814 мг/л) примерно на том же уровне глубин (280—310 см). Выше и ниже этого интервала содержание этих элементов снижается. Из этого можно заключить, что образование осадка, находящегося сейчас в интервале 280—340 см (скорость осадконакопления ближе к матерiku, очевидно, несколько выше), возможно, сопровождалось гидротермальной деятельностью, которая обусловлена активизацией обнаруженных здесь глубинных разломов. Перераспределение Zn и Cu в верхние и нижние горизонты осадка связано, очевидно, с диффузионным массопереносом из средней, обогащенной этими элементами части разреза.

Состояние иловых вод описано моделью 14-компонентной системы (H—O—K—Na—Ca—Mg—Al—Si—C—S—Cl—Cu—Zn—Pb), содержащей 70 растворенных компонентов и открытой относительно $CO_{2(r)}$ и $H_{2(r)}$. Расчеты выполнены на ЭВМ-1045 по программе GIBBS [39]. Они показали (табл. 11), что для макрокомпонентов основной формой миграции металлов являются ионы K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} ; значительную роль в миграции металлов играют комплексы SO_4^{2-} — KSO_4^- , $MgSO_4^0$, $CaSO_4^0$, концентрации которых лишь на порядок ниже, чем у названных выше частиц.

Среди содержаний Si и Al основными формами миграции являются частицы H_4SiO_4 и $Al(OH)_3$, частицы $Al(OH)_3$ имеют подчиненное значение (табл. 12). Более сложный характер имеют формы миграции тяжелых металлов. Основными формами их нахождения для свинца оказались $Pb(OH)^+$, $PbCO_3^0$, в меньшей степени $PbCl^+$, $PbCl_2^0$, для цинка — Zn^{2+} , $ZnOH^+$, в меньшей степени $ZnSO_4^-$, $ZnCl^+$, $ZnCl_2^0$, для меди — Cu^{2+} , $CuOH^+$, $CuCl^+$, иногда $CuHCO_3^+$, $CuCl_2^0$.

Для определения степени насыщенности поровых вод относительно твердых фаз рассчитаны произведения активностей ионов (JAP), логарифмы которых приведены в табл. 13.

В качестве контрольной формы использован кальцит, присутствие которого установлено во всех пробах. Согласно расчету, большинство проб оказалось слабо пересыщено относительно кальцита — в пределах 0,1—0,15 лог. ед. Подобная величина пересыщения находится в пределах ошибки расчета, в особенности если иметь в виду, что расчет проведен для стандартных условий (25°C и 1 бар), тогда как условия осадков характеризуются температурой 2°C и давлением 100—400 бар. Растворимость $CaCO_3$ в воде возрастает с понижением температуры. Отклонение $-\lg(JAP)$ от $-pL^0$ для кальцита следует рассматривать как меру погрешностей метода.

Расчет для индивидуальных минералов Zn и Pb (см. табл. 13) показывает, что поровая вода сильно недосыщена этими элементами. Следовательно, минералы Zn и Pb в осадках отсутствуют и режим Zn и Pb в иловых водах определяется другими факторами.

По минералам меди наблюдается сильное пересыщение. Длительное существование такого пересыщения маловероятно. Весьма возможной причиной представляется недоучет какой-то важной формы миграции меди, которая в иловых водах современных осадков должна играть главную роль. Это, по-видимому, органические (фульватные) комплексы, которые с двухвалентной медью очень устойчивы. Исходя из расчетов, чтобы не было пересыщения, их доля должна составлять 90% от валовой концентрации Cu.

При нормировании $\lg(JAP/D^0)$ на число атомов Cu в формулах минералов степень пересыщения примерно одинакова для атакамита и малахита. Для

Таблица 11
 Результаты термодинамического моделирования
 состояния иловых вод
 на полигоне Юкатан

Частица	Ст. 4509, проба 22	Ст. 4515, проба 26	Частица	Ст. 4509, проба 22	Ст. 4515, проба 26
H ⁺	3,1534·10 ⁻⁸	1,7496·10 ⁻⁸	PbOH ⁺	6,6622·10 ⁻⁹	1,0251·10 ⁻⁸
OH ⁻	6,0478·10 ⁻⁷	1,0898·10 ⁻⁶	PbHCO ₃ ⁺	9,3391·10 ⁻¹¹	7,2021·10 ⁻¹¹
K ⁺	1,0186·10 ⁻²	1,0205·10 ⁻²	PbCO ₃ ⁰	5,8457·10 ⁻⁹	8,1445·10 ⁻⁹
KOH ⁰	7,9628·10 ⁻¹⁰	1,4426·10 ⁻⁹	PbSO ₄ ⁰	2,3604·10 ⁻¹⁰	2,1286·10 ⁻¹⁰
KSO ₄ ⁻	1,4537·10 ⁻⁴	1,5377·10 ⁻⁴	PbCl ⁺	2,2378·10 ⁻⁹	1,8655·10 ⁻⁹
KCl ⁰	5,1280·10 ⁻⁵	5,0333·10 ⁻⁵	PbCl ₂ ⁰	2,3791·10 ⁻⁹	1,9419·10 ⁻⁹
Na ⁺	4,9977·10 ⁻¹	4,8776·10 ⁻¹	PbCl ₃ ⁻	5,2000·10 ⁻¹⁰	4,1414·10 ⁻¹⁰
NaOH ⁰	7,7555·10 ⁻⁸	1,3680·10 ⁻⁷	PbCl ₄ ²⁻	4,4258·10 ⁻¹⁰	3,4277·10 ⁻¹⁰
NaCl ⁰	3,1018·10 ⁻³	2,9642·10 ⁻³	Zn ²⁺	1,5754·10 ⁻⁶	4,4392·10 ⁻⁶
NaHCO ₃ ⁰	2,9390·10 ⁻⁴	2,5982·10 ⁻⁴	ZnOH ⁺	7,9514·10 ⁻⁷	4,0534·10 ⁻⁶
NaCO ₃ ⁻	1,0367·10 ⁻⁵	1,6499·10 ⁻⁵	ZnHCO ₃ ⁺	2,0844·10 ⁻⁸	5,3254·10 ⁻⁸
NaSO ₄ ⁻	6,7061·10 ⁻³	6,9073·10 ⁻³	ZnCO ₃ ⁰	6,0767·10 ⁻⁸	2,8048·10 ⁻⁸
Ca ²⁺	8,6368·10 ⁻³	8,0982·10 ⁻³	ZnSO ₄ ⁻	2,3430·10 ⁻⁷	6,9995·10 ⁻⁷
CaOH ⁺	1,4392·10 ⁻⁸	2,4444·10 ⁻⁸	ZnCl ⁺	5,5825·10 ⁻⁷	1,5445·10 ⁻⁶
CaCl ₂ ⁰	3,5305·10 ⁻³²	3,1806·10 ⁻³²	ZnCl ₂ ⁰	1,9332·10 ⁻⁷	3,2278·10 ⁻⁷
CaHCO ₃ ⁺	6,5020·10 ⁻⁵	3,5338·10 ⁻⁵	ZnCl ₃ ⁻	9,2306·10 ⁻⁸	2,4349·10 ⁻⁷
CaCO ₃ ⁰	7,3825·10 ⁻⁶	1,1352·10 ⁻⁵	ZnCl ₄ ²⁻	6,3487·10 ⁻⁸	1,6274·10 ⁻⁷
CaSO ₄ ⁻	9,2125·10 ⁻⁴	9,1688·10 ⁻⁴	Cu ⁺	2,2066·10 ⁻¹¹	7,5830·10 ⁻¹²
Mg ²⁺	4,7547·10 ⁻²	4,7925·10 ⁻²	CuOH ⁰	1,1418·10 ⁻¹¹	7,0886·10 ⁻¹²
MgOH ⁺	1,4143·10 ⁻⁶	2,5754·10 ⁻⁶	CuOHCl ⁻	1,0956·10 ⁻⁸	6,6351·10 ⁻⁹
MgHCO ₃ ⁺	3,7943·10 ⁻⁴	3,4623·10 ⁻⁴	CuCl ⁰	2,1071·10 ⁻⁹	7,0870·10 ⁻¹⁰
MgCO ₃ ⁰	3,5777·10 ⁻⁵	3,8982·10 ⁻⁵	CuCl ₂ ⁰	9,2412·10 ⁻⁷	3,0320·10 ⁻⁷
MgSO ₄ ⁰	6,7563·10 ⁻³	7,2094·10 ⁻³	CuCl ₃ ²⁻	2,9048·10 ⁻⁷	9,2616·10 ⁻⁸
Al(OH) ₃ ⁰	6,0902·10 ⁻⁷	1,7964·10 ⁻⁷	Cu ²⁺	2,4228·10 ⁻⁶	1,4553·10 ⁻⁶
Al(OH) ₄ ⁻	1,0665·10 ⁻⁵	5,6847·10 ⁻⁶	CuOH ⁺	6,8763·10 ⁻⁷	7,4727·10 ⁻⁷
Al(OH) ₅ ²⁻	9,2869·10 ⁻⁵	8,9133·10 ⁻⁵	CuHCO ₃ ⁺	6,7840·10 ⁻⁷	3,6949·10 ⁻⁷
H ₃ SiO ₄ ⁻	2,3845·10 ⁻⁶	2,5875·10 ⁻⁶	CuCO ₃ ⁰	8,3286·10 ⁻⁶	8,1950·10 ⁻⁶
H ₄ SiO ₄ ⁻	2,6109·10 ⁻⁴	1,5741·10 ⁻⁴	Cu(CO ₃) ₂ ²⁻	1,4527·10 ⁻⁷	2,3192·10 ⁻⁷
H ₂ CO ₃ ⁰	7,7593·10 ⁻⁵	3,8949·10 ⁻⁵	CuSO ₄ ⁰	3,4393·10 ⁻⁷	2,1904·10 ⁻⁷
HCO ₃ ⁻	2,1060·10 ⁻³	1,9030·10 ⁻³	CuCl ⁺	6,2865·10 ⁻⁷	3,7012·10 ⁻⁷
CO ₃ ²⁻	1,4507·10 ⁻⁵	2,3519·10 ⁻⁵	CuCl ₂ ⁰	1,4464·10 ⁻⁸	8,3381·10 ⁻⁹
Cl ⁻	5,8070·10 ⁻¹	5,6673·10 ⁻¹	H ₂ ⁰	1,0476·10 ⁻³³	1,0488·10 ⁻³⁴
HCl ⁰	1,3607·10 ⁻¹²	7,3831·10 ⁻¹³	O ₂	3,1289·10 ⁻²⁷	3,1352·10 ⁻³⁵
SO ₄ ²⁻	1,6491·10 ⁻²	1,7290·10 ⁻²	I	0,6955	0,6838
HSO ₄ ⁻	9,2019·10 ⁻⁹	5,3816·10 ⁻⁹	pH	7,595	7,95
Pb ²⁺	8,8888·10 ⁻¹⁰	7,5459·10 ⁻¹⁰			

Таблица 12
 Главные формы миграции элементов в иловых водах

Номер станции	Номер пробы	Al	Si	Pb	Zn	Cu
4509	22	$Al(OH)_4^-$	$H_4SiO_4^0$	$PbOH^+$ ($PbCO_3^0$, $PbCl^+$, $PbCl_2^0$)	Zn^{2+} ($ZnOH^+$, $ZnCl^+$)	$CuCO_3^0$, Cu^{2+} $CuCl_2^0$, $CuCl_3^{2-}$
4515	26	$Al(OH)_4^-$	$H_4SiO_4^0$	$PbOH^+$ ($PbCO_3^0$)	Zn^{2+} , $ZnOH^+$ ($ZnCl^+$)	$CuCO_3^0$, Cu^{2+} ($CuOH^+$)

Таблица 13
 Расчет степени насыщения иловых вод $-lg(JAP)$

Минерал	$-pL^{\circ} 25^{\circ}$ 1 бар	Ст. 4509, проба 22	Ст. 4515, проба 26
Кальцит $CaCO_3$	8,48	8,32	8,14
Церуссит $PbCO_3$	13,44	15,36	15,21
Смитсонит $ZnCO_3$	10,28	13,00	11,33
Англезит $PbSO_4$	7,76	12,35	12,40
Атакамит $Cu_4Cl_2(OH)_6$	69,4	64,2	63,6
Малахит $Cu_2CO_3(OH)_2$	33,17	30,85	30,55
Азурит $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$	44,91	42,64	42,57

азурита она существенно ниже. Таким образом, иловые воды могут быть насыщены относительно атакамита и малахита и эти минералы могут присутствовать в твердой фазе. Если это так, то режим меди в поровых водах определяется (в числе других факторов) равновесием с индивидуальными минералами меди.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полигон Юкатан, как отмечалось выше, включал участки с разновозрастной корой: позднепалеозойской верхнего бассейна и позднемезозойской — нижнего. Это обстоятельство обусловило постановку геотермических работ на этом полигоне, преследовавших цель зафиксировать изменение теплового потока при переходе от более древней континентальной к более молодой океанической коре.

Хотя первые шесть определений теплового потока в Юкатанской котловине были сделаны еще в конце 60-х годов [95], геотермически эта структура была изучена недостаточно, так как в наиболее контрастных районах — зонах сочленения котловины со смежными структурами — не было ни одного измерения теплового потока. Как первые шесть измерений, так и полученные затем еще три [96] были приурочены к глубоководной части котловины (4,4—4,5 км) и зафиксировали относительно однородные тепловые потоки 54—75 мВт/м² (рис. 32). Проведенный авторами этих измерений факторный анализ показал, что суммарное влияние искажений теплового потока не

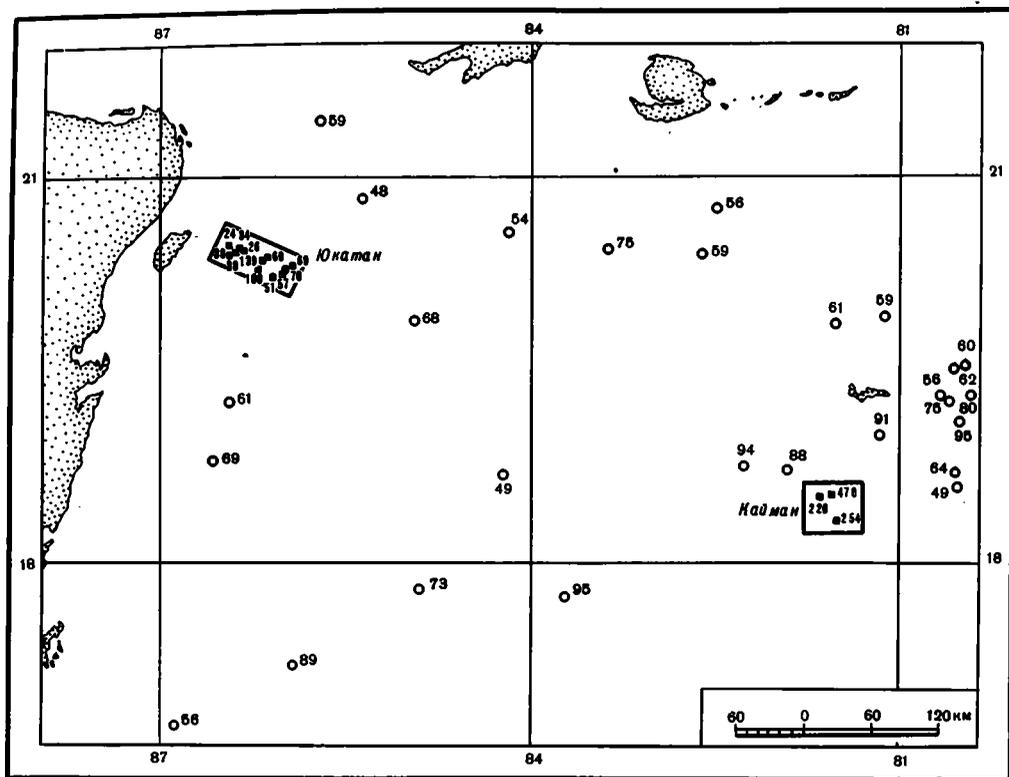


Рис. 32. Геотермическая изученность западной части Карибского моря
Условные обозначения см. на рис. 22

превышает 8%. Это дало основание для вывода о том, что полученные геотермические данные являются показателем выноса глубинной энергии.

Наши измерения теплового потока были сделаны в 13 пунктах верхнего и нижнего бассейнов, а также в локальных, заполненных осадками депрессиях на континентальном склоне (см. рис. 26). На поднятии, разделяющем верхний и нижний бассейны, измерения не проводились, так как малая глубина моря над этим поднятием заставляла предполагать проникновение в осадки экзогенной тепловой волны, наблюдавшейся также на банке Кампече. Оказалось, однако, что влияние этих волн сказывается и при большей глубине моря, проявляясь в верхнем бассейне до глубины 0,5 м в осадках, где измерен близкий к нулю геотермический градиент (рис. 33), а на ст. 4504, расположенной на глубине 1099 м у поверхности дна, был зафиксирован мощный тепловой поток, направленный вниз (см. табл. 14). Эти данные наглядно показывают, что в пределах полигона Юкатан экзогенная волна, связанная с проникновением инсоляционного тепла и гидрологических влияний, прослеживается в донных осадках при глубине моря по крайней мере 1200 м. На континентальном склоне и у его подножия влияние экзогенного фактора не наблюдается, так как здесь измерения проводились при глубине моря свыше 2 км.

На рис. 33,а представлены результаты геотермических измерений телеметрической системы "ГЕОС". Почти на всех станциях зонд полностью внедрялся в грунт, фиксируя геотермические градиенты и коэффициенты теплопроводности на всех базах (расположений осей T на термограммах станций сов-

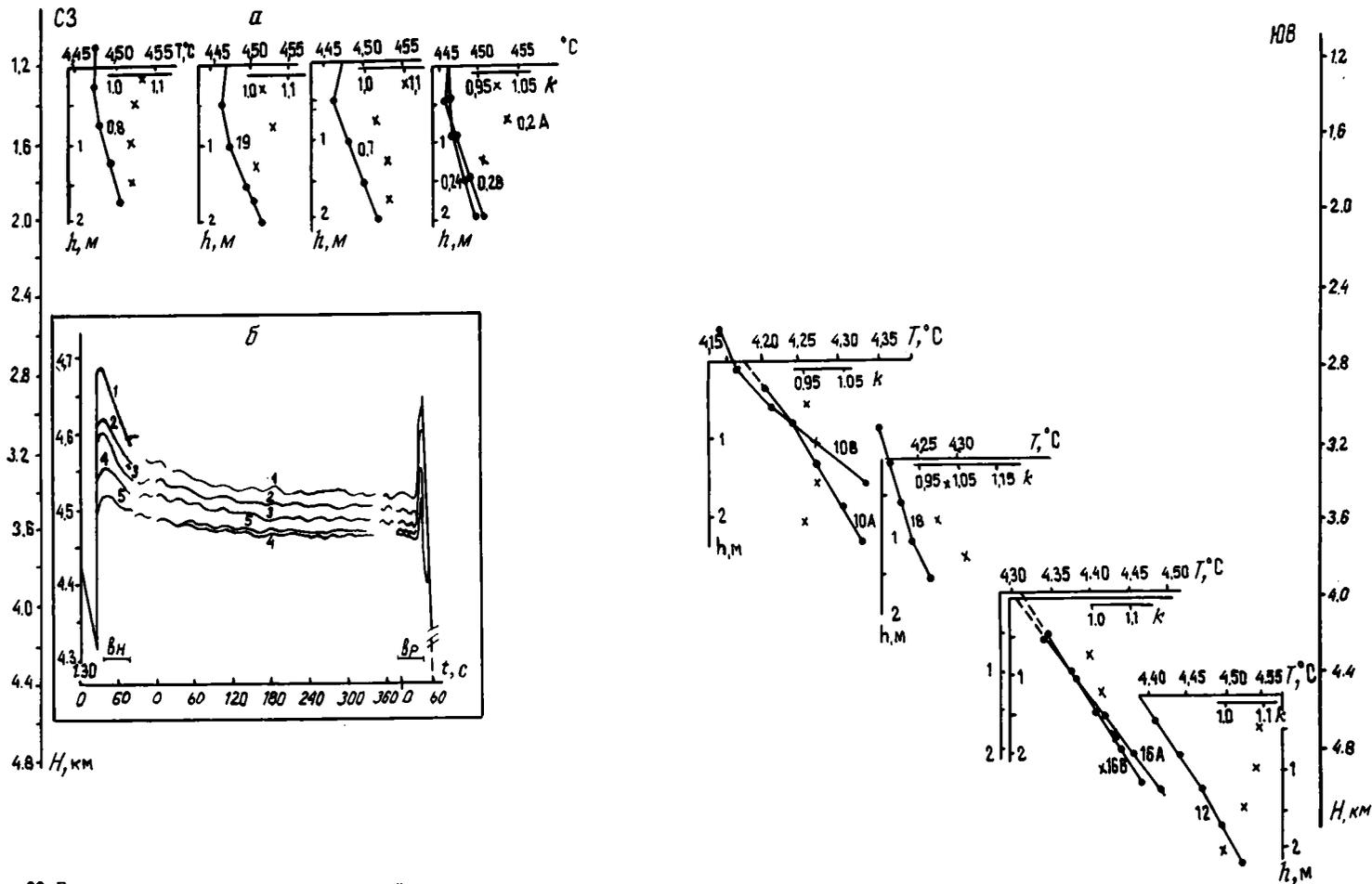


Рис. 33. Результаты геотермических измерений телетермической аппаратурой "ГЕОС-1" на полигоне Юкатан
 а — то же, что на рис. 23; б — изменение температуры (T) термодатчиков во времени (t) от нижнего (1) до верхнего (5) в процессе изучения (ст. 4507); ви и вр — соответственно моменты внедрения и вырыва

Таблица 14

Результаты геотермических измерений на полигоне Юкатан

Номер станции	Координаты: с.ш. з.д.	Глубина дна, м Глубина проникновения нижнего датчика, м	Температура датчика, °С (номер датчика снизу вверх)	Поинтервальные значения			Относительная погрешность, %	Температура воды у дна, °С
				Градиент температуры, мК/м	Теплопроводность осадков, Вт/м·К	Тепловой поток, мВт/м ²		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
4502А**	$\frac{20-24,9}{86-19,5}$	1213 >2,0	4,458(5)	2	0,970	1,9		44,4
			4,459(4)	14	0,957	13,4		
			4,466(3)	20	1,025	20,5		
			4,476(2)	32	0,998	31,9		
			4,492(1)	22,0(1-4)	0,987(1-5)	21,7(1-4)		
4502В**	$\frac{20-25,0}{86-19,8}$	1217 >2,0	4,461(5)	-10	1,014	-10,1		4,44
			4,456(4)	34	1,019	34,6		
			4,473(3)	30	1,021	30,6		
			4,488(2)	38	1,013	38,5		
			4,507(1)	34,0(1-4)	1,017(1-5)	34,6(1-4)		
4504**	$\frac{20-26,2}{86-16,2}$	1099 >2,0	4,703(5)	-18	1,104	-19,9		4,68
			4,694(4)	-14	1,094	-15,3		
			4,687(3)	0	1,128	0		
			4,687(2)	0	1,160	0		
			4,687(1)		1,121(1-5)			
4507	$\frac{20-24,5}{86-21,7}$	1195 >2,0	4,469(5)	-12	1,066	-12,8		4,34
			4,463(4)	34	1,064	36,2		
			4,480(3)	40	1,033	41,3		
			4,500(2)	34	1,118	38,0		
			4,517(1)	36,0(1-4)	1,069(1-5)	38,5(1-4)		
4508	$\frac{20-25,6}{86-25,7}$	1201 >2,0	4,473(5)	0	1,040	0		4,38
			4,473(4)	16	1,038	16,6		
			4,481(3)	26	1,047	27,2		
			4,494(2)	28	1,067	29,9		
			4,508(1)					
4510А	$\frac{20-20,5}{86-07,7}$	2760 >2,0	4,209(5)	74	0,957	70,8		4,13
			4,246(4)	64	0,978	62,6		
			4,278(3)	58	0,981	56,1		
			4,307(2)	54	0,957	51,7		
			4,334(1)	62,5(1-5)	0,968(1-5)	60,5(1-5)		
4510В	$\frac{20-20,4}{86-08,0}$	2760 >1,5	4,157(4)	98	1,313	128,7		4,13
			4,206(3)	118	1,324	156,2		
			4,265(2)	132	1,007	132,9		
			4,331(1)	116,0(1-4)	1,195(1-4)	138,6(1-4)		
4512	$\frac{20-17,2}{85-56,5}$	4511 >2,0	4,402(5)	74	1,082	80,1		4,36
			4,439(4)	64	1,078	69,0		
			4,471(3)	52	1,049	54,5		
			4,497(2)	66	0,998	65,9		
			4,530(1)	64,0(1-5)	1,051(1-5)	67,3(1-5)		

Таблица 14 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
4516A	$\frac{20-15,6}{86-59,8}$	4002 >2,0	4,343(5)	72	0,999	71,9	-7	4,30
			4,379(4)	82	1,028	84,3	+9	
			4,420(3)	68	1,062	72,2	-7	
			4,454(2)	78	1,027	80,1	+3	
			4,494(1)	75,5(1-5)	1,028(1-5)	77,6(1-5)		
4516B	$\frac{20-15,4}{86-00,1}$	3967 >2,0	4,342(5)	58	1,044	60,5	-9	4,30
			4,371(4)	74	1,046	77,4	+16	
			4,408(3)	58	1,080	62,6	-5	
			4,437(2)	58	1,112	64,5	-3	
			4,466(1)	62,0(1-5)	1,069(1-5)	66,3(1-5)		
4518	$\frac{20-14,2}{86-04,6}$	3267 >1,5	4,207(4)	34	1,021	34,7	-13	4,20
			4,224(3)	32	0,999	32,0	-20	
			4,240(2)	50	1,076	53,8	+35	
			4,265(1)	38,7(1-4)	1,031(1-4)	39,9(1-4)		
4519**	$\frac{20-22,3}{86-23,5}$	1204 >2,0	4,464(5)	0	1,012	0	4,37	
			4,464(4)	22	1,017	22,4	-38	
			4,475(3)	38	1,061	40,3	+11	
			4,494(2)	46	1,033	47,5	+30	
			4,517(1)	35,3(1-4)	1,030(1-5)	36,4(1-4)		
4531*	$\frac{20-16,8}{86-12,0}$	$\frac{2180}{4,3}$		101	0,990	100		

*Измерения проведены прибором ПТГ-ЗМТБ.

**Относительная погрешность не оценивалась.

падает с соответствующими глубинами моря). На рис. 33,б приведены графики выхода температуры каждого из датчиков в равновесное состояние после фрикционного разогрева при внедрении. Это состояние наступало примерно через 300—360 с, что соответствует времени окончания работы программы по измерению коэффициентов теплопроводности. На ст. 4531 измерения проведены термоградиентографом ПТГ-ЗМТБ, установленным на грунтовой трубе. В этом случае теплопроводность осадков измерялась на борту судна аппаратурой "ЛИТОС-2М". Как и на полигоне Кампече, закономерных пространственных изменений теплопроводности осадков не обнаруживается. Среднее ее значение на полигоне составляет 1,046 Вт/м·К (стандартное отклонение $\pm 0,06$).

На континентальном склоне и в нижнем бассейне значения теплового потока в целом выше (в среднем 79 мВт/м²), чем в верхнем бассейне (в среднем 31 мВт/м²). Два аномально высоких тепловых потока (100 и 139 мВт/м²) зафиксированы в средней части склона (рис. 34) и приурочены к разломной зоне, установленной здесь сейсмопрофилированием.

Учитывая контрастность рельефа дна и геологическую неоднородность полигона Юкатан, следовало выяснить, в какой мере измеренные значения отражают величину и характер распределения глубинного теплового потока. Для этой цели было выполнено моделирование теплового потока по той же программе, которая была использована для полигона Кампече.

Температура на верхней границе области моделирования принималась по данным термозондирования водной толщи. На полигоне Юкатан, как и на Кампече, обнаружено изменение знака вертикального градиента температуры: от поверхности до глубины примерно 2700 м температура убывает (минимальная 4,13°C), а ниже снова возрастает с градиентом около 130 мК/км. При-

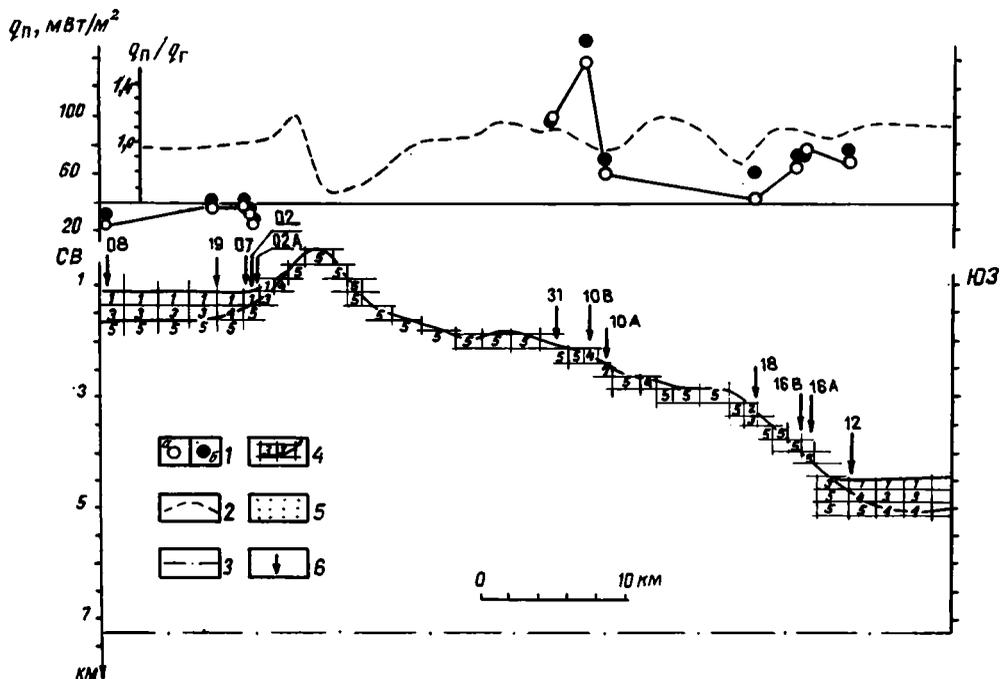


Рис. 34. Результаты моделирования на полигоне Юкатан

1 — значения теплового потока: а — измеренные (q_n), б — после введения поправок за рефракцию (q_r); 2 — профиль модельных относительных значений теплового потока; 3 — нижняя граница области моделирования; 4 — схема разбиения верхней части моделируемой среды на ячейки с контрастными свойствами, цифрами обозначены значения теплопроводности (в Вт/м·К): 1—3 — породы осадочного чехла (1 — 1,0; 2 — 1,3; 3 — 1,8), 4, 5 — породы акустического фундамента (4 — 2,1; 5 — 2,5); 5 — впадины, заполненные терригенными осадочными породами; 6 — расположение станций теплового потока

донные температуры воды на станциях верхнего бассейна характеризуют верхнюю область термограммы (до перегиба), а на станциях, расположенных в пределах континентального склона и у его подножия, — нижнюю; при этом на большинстве станций эти температуры совпадают в пределах 4,3—4,4°C. Значение температуры дна 4,3°C было принято как верхнее граничное условие в последующем моделировании.

Нижняя граница области моделирования была принята горизонтальной и залегающей на глубине 7,25 км (см. рис. 34). Температуры на этой границе принимались переменными и определялись путем одномерной экстраполяции на глубину 7,25 км с использованием средних величин наблюдаемого теплового потока для верхнего и нижнего бассейнов, эмпирических данных о придонной температуре, теплопроводности осадков, глубине акустического фундамента и допущении о его теплопроводности и об отсутствии внутренних источников тепла. Рассчитанные таким образом температуры изменялись от 116°C в северо-западной части профиля до 61°C в юго-восточной.

Теплофизическая модель включала шесть контрастных теплопроводностей среды: верхняя часть осадков имела теплопроводность 1,0 Вт/м·К, что подтверждалось измерениями; нижняя, уплотненная и менее влагонасыщенная, — 1,8 Вт/м·К; переходный между ними слой — 1,3 Вт/м·К; породы акустического фундамента, представленные известняками и амфиболитовыми сланцами, — 2,5 Вт/м·К; переходный слой между фундаментом и нижней частью осадков — 2,1 Вт/м·К.

Теплопроводность воды для условного сохранения инвариантной придонной температуры принималась бесконечно большой.

В результате численного моделирования были получены температуры во всей области, что позволило рассчитать безразмерную величину отношения поверхностного к глубинному тепловому потоку ($q_n/q_r = \mu$), а затем вычислить глубинный тепловой поток: $q_r = q_n/\mu$. Проверка однородности выборов глубинного теплового потока по верхнему и нижнему бассейнам с использованием критерия Вилкоксона показала, что, даже исключив два аномально высоких значения (96 и 154 мВт/м²), получается разнородность выборок, т.е. влияния рельефа и структурно-геологических неоднородностей не компенсируют различия теплового потока в верхнем и нижнем бассейнах. Эти различия, по-видимому, имеют глубинную природу. Одной из возможных причин, обуславливающих неоднородность тепловых потоков, может являться разная глубина термических источников под блоками разновозрастной литосферы.

Аномально высокие значения тепловых потоков в центральной части континентального склона (ст. 4510В, 4531) обусловлены, по-видимому, конвективным выносом тепла по разлому, разделяющему разновозрастные блоки.

ГЛАВА ПЯТАЯ ПОЛИГОН КАЙМАН

ВВЕДЕНИЕ

Трог Кайман, в центральной части которого находится рассматриваемый полигон, протягивается в восток-северо-восточном направлении через все Карибское море, от Гондурасского залива на западе до Наветренного пролива на востоке, разделяя хребет Кайман и Никарагуанское поднятие. Ширина его от 120 до 180 км, по простиранию он прослеживается на расстоянии около 1600 м.

Днище трога неровное, характерна система поперечных к простиранию трога поднятий (рис. 35), наиболее резко выраженных в средней его части (81°41'). Высота этих субмеридиональных хребтов достигает 2—2,5 км (глубина дна 2—2,5 км), к востоку и к западу они постепенно исчезают. В этих же направлениях происходит увеличение глубины трога, причем на удалении от поперечных поднятий появляется целая система вытянутых в субширотном направлении впадин. Глубина наиболее крупных из них — Ориенте, Бартлетт и Мистериоса — незначительно превышает 6000 м, а глубина узких вытянутых депрессий вдоль северо-восточного склона трога достигает 6800 м.

Грабеноподобный трог Кайман ограничивается на севере субширотным хребтом Кайман, а на юге — обширным Никарагуанским плато.

Подводный хребет Кайман протягивается от района Сьерра-Маэстро на Кубе до континентального склона Британского Гондураса, где он постепенно исчезает под мощным покровом чехла Юкатанской котловины. Северные склоны хребта Кайман достаточно пологие, хребет постепенно сменяется равниной Юкатанского бассейна. Южный склон хребта достаточно крутой. Он представляет собой систему ступеней, особенно рельефных в восточной его части.

Никарагуанское плато, протягивающееся от Гондураса и Никарагуа до юго-западной части о-ва Гаити, ступенчато опускается в южном направлении, исчезая под осадками Колумбийской котловины. Северный борт этого плато при переходе к глубоководной части трога Кайман также террасирован и разбит системой поперечных разломов. Восточнее 83° з.д. северный борт трога более крутой, чем южный, а западнее, наоборот, более крутым становится южный склон.

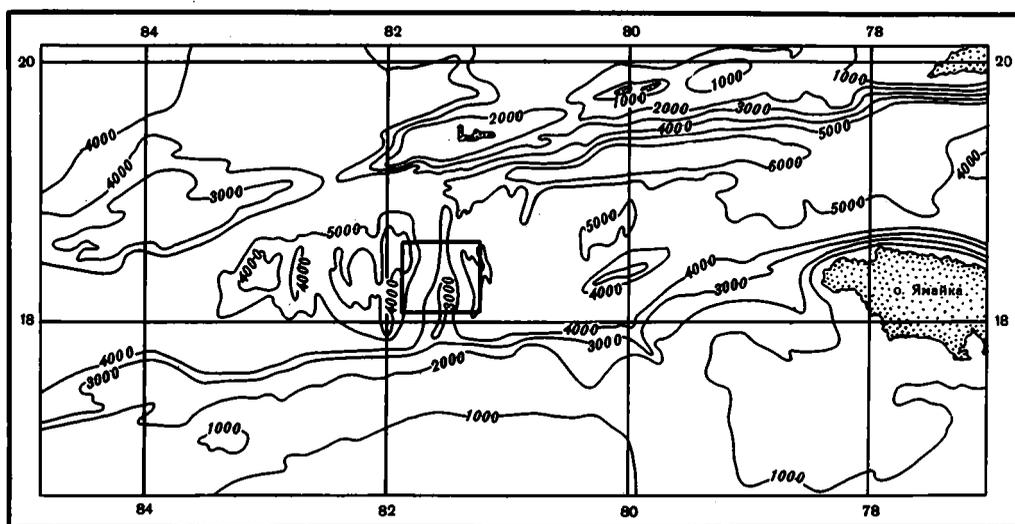


Рис. 35. Батиметрическая схема центральной части трога Кайман
Прямоугольник — район исследований нис "Академик Николай Страхов"

Геолого-геофизические исследования в троге Кайман показали, что осадочный чехол в нем распределен крайне неравномерно. В центральной части трога в зоне поперечных поднятий он встречается лишь в отдельных карманообразных депрессиях (мощность осадков не более 200—250 м), постепенно увеличиваясь к западу и востоку до 2,5 км; в этих же направлениях увеличивается его возраст [15].

Сейсмическими работами в центральной части трога установлено, что на долготе $81^{\circ}40'$ в зоне поперечных поднятий происходит уменьшение мощности коры до 6—8 км [152]. Восточнее мощность коры увеличивается до 12—14, а западнее — до 16—17 км; основную часть составляет здесь слой со скоростями 6,4—6,8 км/с [152], мощность которого в средней части трога ($81^{\circ}40'$) составляет 5—6 км, увеличиваясь в обе стороны по простиранию трога до 12—13 км. По гравиметрическим данным, в зоне поперечных поднятий намечается аномалия в редукции Буге [62]. Анализируя имевшиеся сейсмические, батиметрические и магнитные данные, Т.Л. Холкомб и его соавторы [111] первыми предположили, что участок поперечных поднятий в центре трога Кайман является зоной спрединга океанической коры. При драгировании в зоне поперечных поднятий были обнаружены серпентинизированные ультраосновные породы, различные габброиды, базальты, амфиболиты и пелагические известняки; исследования (1976—1977 гг.) с помощью глубоководных аппаратов "Alvin", проводившиеся с целью изучения характера залегания и последовательности пород на стенках рифтообразных впадин в центральной части Срединно-Кайманского поднятия, показали, что последовательность залегания развитых здесь пород характерна для коры океанического типа [76, 152, 169].

В пределах трога выделяется система магнитных аномалий, ориентированных перпендикулярно простиранию трога: в районе $81^{\circ}40'$ — аномалия 1; на востоке от нее на расстоянии 100 км — аномалии 2', 3, 3'; на западе на расстоянии 150 км — аномалии 2', 3, 3', 4, 4' [131].

Проведенные на основании распределения этих аномалий расчеты скоростей спрединга в троге Кайман показали, что в интервале 0—2,4 млн лет скорости составляли 20 ± 2 мм/год, а в интервале 2,4—6 млн лет — 40 ± 2 мм/год

[131]. Близкие значения были получены раньше на основании общих расчетов о взаимосвязи глубины залегания и возраста океанической коры [111]. По другим оценкам, эти скорости значительно меньше. Б.Т. Малфейт и М.Г. Динкельман, анализируя постэоценовые движения по сдвигам на островах Куба и Гаити, пришли к выводу, что они составляют около 5 мм/год [133]. Близкие значения (около 5 мм/год) приводит М.Р. Перфит [151], основываясь на присутствии в восточной части рифтовой долины Срединно-Кайманского поднятия миоцен-плиоценовых известняков.

Субмеридионально простирающиеся структуры Срединно-Кайманского поднятия обрезаются системами субширотных разломов — Сван и Ориенте, с которыми связан пояс эпицентров землетрясений средней магнитуды. На западе разлом Сван переходит в систему разломов Полочик и Матагуа (Гватемала), вдоль которых начиная со среднего миоцена происходят сдвиговые смещения [67]. На востоке система продольных разломов трога Кайман продолжается в сейсмически активной зоне сочленения дуг Малых и Больших Антиль. Наибольшая концентрация эпицентров землетрясений приурочена к разломным зонам между $80^{\circ}30'$ з.д. и $82^{\circ}30'$ з.д. Восточнее 80° з.д. трог более спокоен в сейсмическом отношении; несколько мелких землетрясений отмечено на северном борту трога на сочленении его с горами Сьерра-Маэстра (Куба). Фокальные механизмы, рассчитанные для трех мелких землетрясений, показали наличие левостороннего сдвига вдоль трога [148]. Местами система субширотных левосторонних сдвигов, параллельных продольным нарушениям трога Кайман, фиксируется в сопредельной с трогом тектонической структуре — Никарагуанском поднятии — в виде продольных сдвигов на островах Гаити и Ямайка.

Таким образом, в центре трога Кайман существует ныне активная спрединговая зона, напоминающая по своему строению структуру Срединно-Атлантического хребта. Проведенные в последнее время геолого-геофизические исследования в пределах срединно-океанических хребтов показали присутствие в центральных частях таких структур под тонкой покрывкой коры стационарной магматической камеры, с которой в ряде случаев связаны места разгрузки гидротермальных систем [5]. Район Срединно-Кайманского поднятия чрезвычайно перспективен для решения поставленных перед 4-м рейсом нис "Академик Николай Страхов" задач по изучению гидротермальной активности в различных тектонических структурах. Работа включала также изучение особенностей рельефа, тектонической структуры, строения твердой коры и осадков. Особое место занимали геотермические исследования с помощью кабельного зонда "ГЕОС-1", так как измерения теплового потока в этой структуре ранее не проводились. Проведенные на полигоне работы показаны на рис. 36 (см. вкл.).

РЕЛЬЕФ ДНА

Общие сведения о рельефе дна в трого Кайман содержатся в работе Т. Холкомба с соавторами [111], где показано, что в центральной части этой структуры выделяется вытянутое в субмеридиональном направлении поднятие дна. Оно имеет достаточно расчлененный рельеф, что подчеркивается сложной конфигурацией изобат (сечение через 1000 м). На приводимой этими авторами батиметрической схеме отчетливо выражены выделяемая по изобате 5000 м рифтовая долина и окаймляющие ее с востока и запада линейно вытянутые поднятия (выделяемые по изобатам 3000 и 4000 м).

Гораздо более подробные сведения о рельефе дна приведены в работе М. Кларка с соавторами [77]. Ими опубликована батиметрическая схема с сечением изобат 250 фатомов (455 м), охватывающая значительную часть рассматриваемого в работе полигона; приведена также детальная (с сечением 100 фатомов — 180 м) батиметрическая схема юго-западной части полигона. На

обеих схемах отчетливо выделяется центральная долина с глубинами дна до 5500 м, симметрично обрамленная с востока и запада линейно вытянутыми в субмеридиональном направлении возвышенностями с глубиной дна до 2500 м. Но наиболее полно рельеф Центральнокайманского поднятия отражен на карте, составленной во время работы над проектом "CAV TROUGH" [169] с использованием системы многолучевых локаторов и охватывающей практически весь рассматриваемый полигон.

В 4-м рейсе нис "Академик Николай Страх" батиметрические исследования проводились в пределах прямоугольного полигона размером 35×38 миль, ограниченного координатами 18°00,0' с.ш., 18°35,0' с.ш. и 81°55,6' з.д., 81°15,3' з.д. (см. рис. 36). Эхолотная съемка проводилась на восьми субширотных галсах с расстояниями между ними главным образом около 4—4,5 миль и на двух меридиональных галсах. Общая протяженность галсов с эхолотной съемкой составляет 276 миль.

В западной части полигона отчетливо выделяется система вытянутых в север-северо-западном направлении кулисообразно сочленяющихся впадин с глубинами 5000—5600 м. В отдельных местах их простираение становится отчетливо северо-западным. При этом во впадине, расположенной в юго-западной части района, отмечается максимальная в изученном районе глубина — 5711 м. Ширина этих депрессий от 4—5 км (профиль IV по 18°00,0' с.ш.) до 10—14 км (профиль VIII и IX по 18°35,2' с.ш. и 18°30,0' с.ш.). Днище этих впадин довольно ровное, но нередко на нем встречаются гребневидные возвышенности, поднимающиеся над сопредельными частями дна на 200—600 м (профили V, VIII, IX). Вершины этих поднятий узкие, гребневидные; склоны крутые, обрывистые (крутизна их местами достигает 50—60°).

На самом западе полигона отмечается общее воздымание рельефа с появлением вытянутых в субмеридиональном направлении подводных гор с минимальными глубинами около 2600 м. В пределах полигона исследовалась восточная часть этой горной системы, представляющей собой борт грабенообразной долины, с крутыми сильно террасированными склонами (профили IV—VI), с уступами от 400—500 до 1000—1200 м. Отдельные уступы отделяются друг от друга террасами шириной до 3—4 км.

На северо-западе полигона в обрамлении центральной впадины встречается уже и вершинная часть рассматриваемой горной системы. Она представляет собой вытянутую в субмеридиональном направлении узкую горную гряду шириной до 8—10 миль с острым гребнем и сильно террасированными склонами (минимальная отметка венчающего этот гребень острого пика 2462 м).

В центральной части полигона, восточнее системы грабенообразных впадин, в субмеридиональном направлении протягивается горная гряда, состоящая из отдельных массивов, имеющих слегка вытянутую согласно с общим простираем гряды форму. Вершины этих массивов неровные, гребневидные, с многочисленными пиками и понижениями. В северной части полигона абсолютные отметки этих вершин не превышают 3300—3700 м, в южной — они повышаются до 2100—2200 м. Абсолютная отметка одной из этих вершин достигает 2022 м (18°00,0' с.ш., 81°33,5' з.д.). Оба склона этой гряды, как западный, так и восточный, интенсивно расчленены; отмечаются многочисленные ступени с превышениями до 300—500 м и многочисленными гребневидными выступами. Местами на склонах этой гряды отмечаются совершенно ровные плоские ложбины шириной до 3—4 км, по-видимому выполненные рыхлыми четвертичными отложениями. Крутизна склонов в разных участках гряды различная, местами до 40—50°.

В восточной части полигона также отмечается U-образная депрессия шириной от 3—4 до 5—8 км, прослеживающаяся в север-северо-западном направлении. Она состоит из самостоятельных впадин, разделенных седловидным перегибом,

в пределах которого глубины дна уменьшаются на 400—500 м. Дно этих впадин ровное, плоское. Максимальная глубина северной впадины 4679 м ($18^{\circ}24,0'$ с.ш., $81^{\circ}22,0'$ з.д.), южной — 4425 м ($18^{\circ}10,0'$ с.ш., $81^{\circ}16,0'$ з.д.). По-видимому, эти впадины заполнены рыхлыми четвертичными осадками. Со всех сторон эта депрессия окружена горными поднятиями, и только на северо-востоке она ограничена незначительно возвышающимся участком дна. Анализ опубликованной батиметрической схемы [77] позволяет считать, что эта впадина продолжается в северном направлении, кулисообразно сочленяясь с аналогичной депрессией, расположенной северо-восточнее. На северо-западе она постепенно переходит в террасированный склон с крутизной около 15 — 20° ; на юго-востоке она резко сменяется горным массивом, воздымающимся к юго-востоку от полигона.

В пределах района работ обнажается лишь северный склон этого массива, возвышающийся на 2 км над дном расположенной севернее впадины. Этот склон изобилует многочисленными уступами высотой от 100—150 до 600—800 м. Крутизна его различна; встречаются пологие, вплоть до горизонтальных, участки, но на отдельных обрывах крутизна склона возрастает до 40 — 50° . На западе и востоке пологое дно рассматриваемой депрессии резко сменяется крутыми (до 50 — 60°) склонами с многочисленными уступами высотой от 100—200 до 1000—1200 м (профили VI—VIII).

Непосредственные наблюдения с борта аппарата "Alvin" (к югу от полигона) показали [169], что даже на этих участках, где предполагалось, что крутизна склонов бортов рифтовой долины составляет 20 — 30° , в действительности строение их более сложное. Борты субмеридионально вытянутых впадин изобилуют большим количеством эскарпов, обусловленных смещениями друг относительно друга (от нескольких до сотен метров) крупных блоков земной коры. Эти блоки разделяются крупными разрывами, крутизна которых увеличивается по направлению ко дну впадин.

На пологих участках склонов встречаются осадочные отложения незначительной мощности, а также обширные делювиальные конусы, сложенные различными по размеру обломками, от мелкого гравия до крупных (более метра) блоков. Нередко эти делювиальные шлейфы слагают обширные поля у оснований крупных эскарпов. На большей части выходов коренных пород они покрыты коркой марганцовистых отложений мощностью до 1—2 мм. Крупные эскарпы субмеридионального простиранья разбиты почти вертикальными субширотными смещениями, находящимися друг от друга на расстоянии от 50—100 до нескольких сот метров.

В целом сочетание субмеридиональных и субширотных разломов формирует блоковую структуру района, в формировании которой значительную роль играют проседания крупных блоков земной коры в направлении к центру впадин. Размеры и форма этих блоков чрезвычайно изменчивы, причем часто субмеридионально вытянутые блоки бывают осложнены и смещены субширотными разломами, которые значительно усложняют строение района.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что рельеф дна в пределах полигона имеет несколько характерных особенностей. Здесь выделяются две системы вытянутых в субмеридиональном направлении U-образных депрессий (на западе и востоке полигона), состоящих из отдельных кулисообразно расположенных впадин. Дно впадин, как правило, ровное и, по-видимому, местами покрыто рыхлыми осадками. Реже во впадинах отмечаются незначительные возвышенности, обусловленные выступами коренных пород (большей частью базальтов).

Восточные и западные борты всех впадин крутые, интенсивно расчлененные, с многочисленными крутыми обрывами и редкими террасовидными уступами. В южном и северном направлениях переходы от впадин к горным массивам

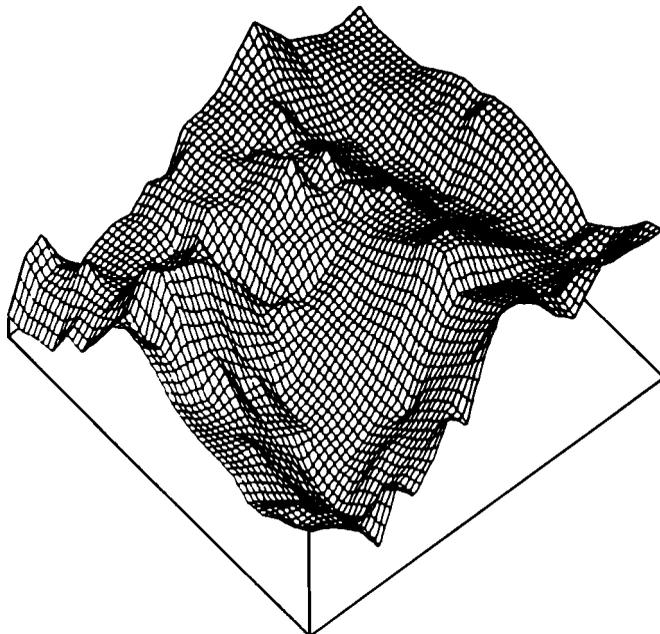


Рис. 37. Трехмерная модель рельефа дна полигона Кайман

значительно более плавные (рис. 37). Наличие грабенообразных впадин и отмеченные выше особенности их склонов позволяют предполагать значительную роль тектонических факторов в процессе формирования рельефа дна рассматриваемого полигона.

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ДНА

В пределах рассматриваемого полигона детальных сейсмических работ ранее не проводилось. В северной его части в субширотном направлении пройдены два профиля НСП и МОВ ОГТ [160], а в южной — один профиль МОВ ОГТ [152]. Все профили показывают крайне неровный рельеф поверхности акустического фундамента с многочисленными крутыми стенками и уступами, особенно хорошо выраженными на стенках рифтовой долины.

Во время 4-го рейса нис "Академик Николай Страхов" полигон размером 35×40 миль был покрыт сетью из девяти широтных и двух меридиональных галсов. Расстояние между широтными галсами составляло около 5 миль (см. рис. 34). Всего на полигоне выполнено 330 миль непрерывного сейсмического профилирования.

По результатам НСП была составлена структурная схема (рис. 38), на которой показаны основные разломы и заполненные осадками депрессии. Как видно на схеме и профилях по данным НСП (рис. 39), осадочный покров, фиксируемый методом НСП, на большей части дна отсутствует; основной отражающей поверхностью является акустический фундамент, который, по данным драгирования, отождествляется с поверхностью базальтов, различных габброидов и серпентинизированных гипербазитов. Маломощные осадки обнаружены лишь в северо-восточной части полигона в двух узких впадинах субмеридионального простирания и в центральной и восточной его частях, где они слагают незначительные карманообразные депрессии (см. рис. 38). Обе впадины являются частью сложно построенной депрессии, протянувшейся вдоль

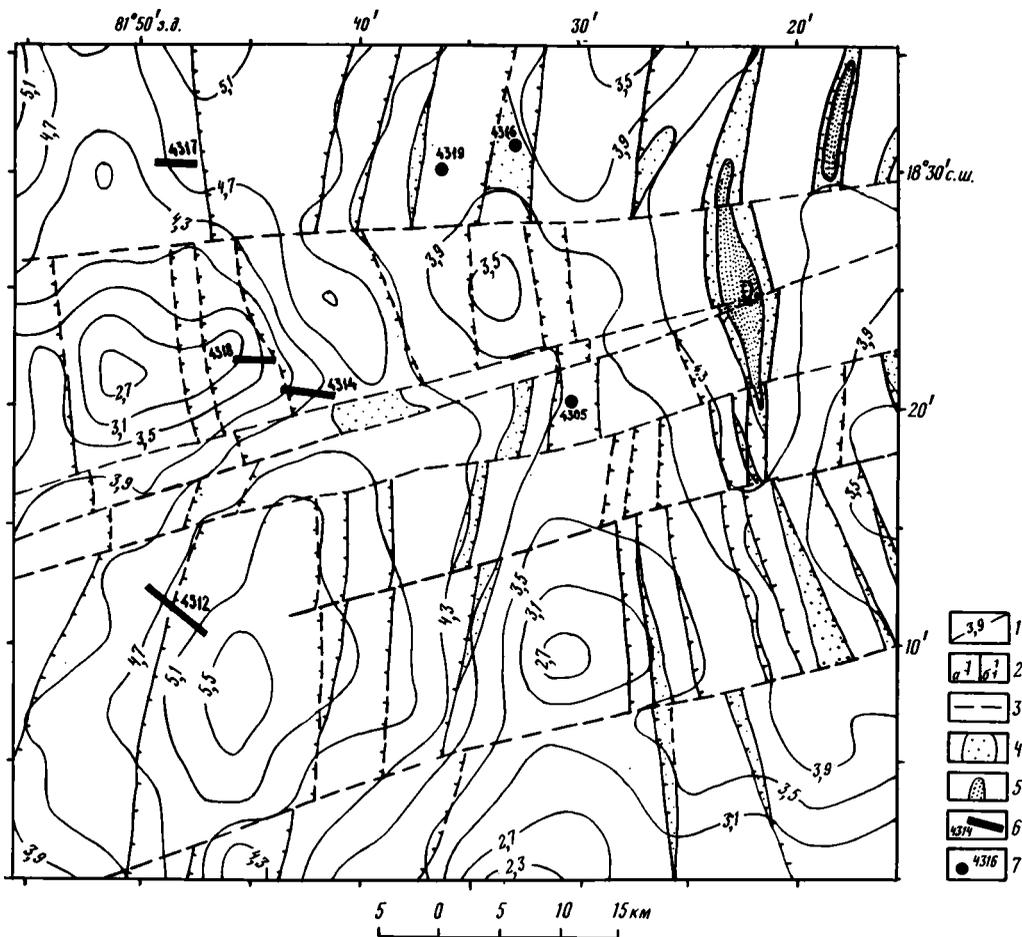


Рис. 38. Структурная схема центральной части Срединно-Кайманского поднятия

1 — изобаты, м; 2 — сбросы: а — установленные, б — предполагаемые; 3 — предполагаемые разломы; 4, 5 — мощность осадков, м: 4 — 0—400, 5 — 400—600; 6 — станции дренирования и их номера; 7 — станции измерений теплового потока и их номера

восточной границы полигона. Они расположены на различных уровнях друг относительно друга — 4700 и 4430 м (рис. 40). Более южная впадина протягивается на расстояние около 10 миль (18,5 км) при максимальной ширине около 3 миль (5,5 км). Мощность осадков в ней достигает 700 м.

В обеих впадинах толща осадков разделяется на два несогласно залегающих слоя. Верхний слой каждой впадины представлен акустически прозрачными нестратифицированными образованиями. В южной впадине мощность верхнего слоя около 200 м, в северной — от 100 до 700 м. Внутри верхнего слоя южной впадины на профиле III (см. рис. 40) хорошо выделяется горизонтально залегающая граница.

Нижний слой южной впадины представлен акустически непрозрачными осадками, мощность которых от десятков до 400 м. Осадки нижнего слоя в северной впадине имеют иной характер. Здесь этот слой представлен акустически прозрачными отложениями, вероятно имеющими ту же плотность, что и верхний слой. Об этом свидетельствует разделяющая эти слои сравни-

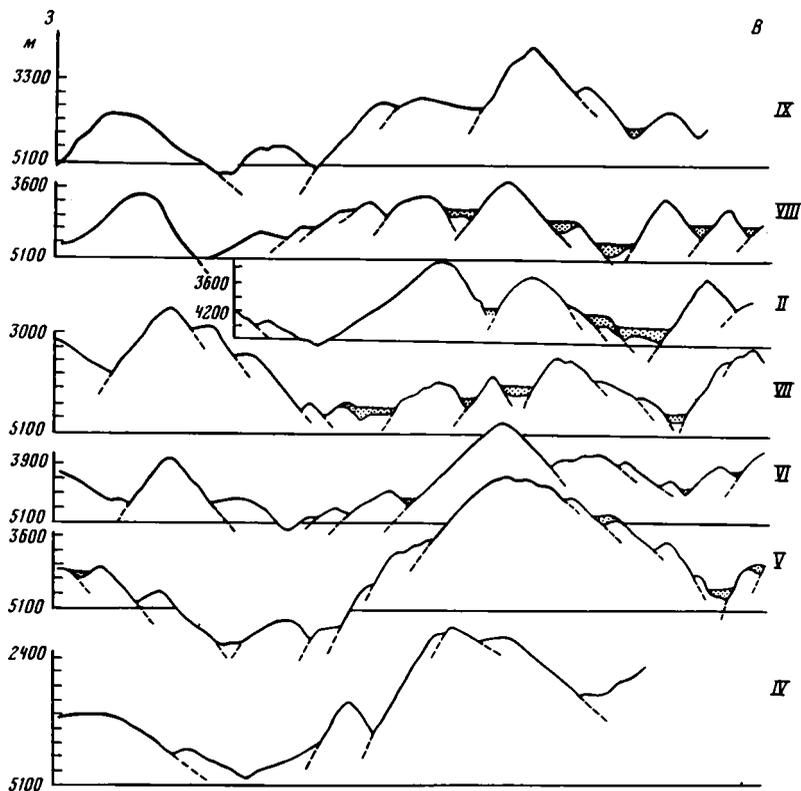


Рис. 39. Сейсмические профили по данным НСП полигона Кайман

тельно слабая отражающая поверхность, хотя характер ее рельефа такой же, как и у аналогичной поверхности южной впадины.

Осадочное заполнение мелких карманообразных депрессий в северо-восточной части полигона мало чем отличается по характеру стратификации от более крупных впадин. Особой чертой их строения является расположение на разных уровнях горизонтальной поверхности, что особенно хорошо видно на субмеридиональном профиле III (см. рис. 40) и на субширотном профиле VIII (см. рис. 40). Мощность осадков в этих депрессиях колеблется от нескольких десятков до 200—300 м.

В западной части полигона отмечается значительная депрессия, несомненно имеющая тектоническое происхождение (рис. 41), но, несмотря на то что здесь установлены максимальные для исследуемого района глубины (5500 м), осадки на сейсмограммах методом НСП не фиксируются.

На всех профилях НСП (см. рис. 39) отчетливо выражен акустический фундамент, поверхность которого ясно видна и под немногочисленными фрагментами осадочного покрова. Характер отраженного от поверхности фундамента сигнала не везде одинаков. Как правило, отраженный сигнал представлен интенсивным цугом волн, особенно на склонах крупных U-образных депрессий. Наличие большого количества боковых отражений свидетельствует о сложном характере поверхности фундамента. Особенно хорошо это отмечается на субширотных профилях вкрест простираения основных структур района (см. рис. 38). Эти профили на целом ряде пересечений фиксируют резко выраженную грабенообразную депрессию в западной части полигона, характер

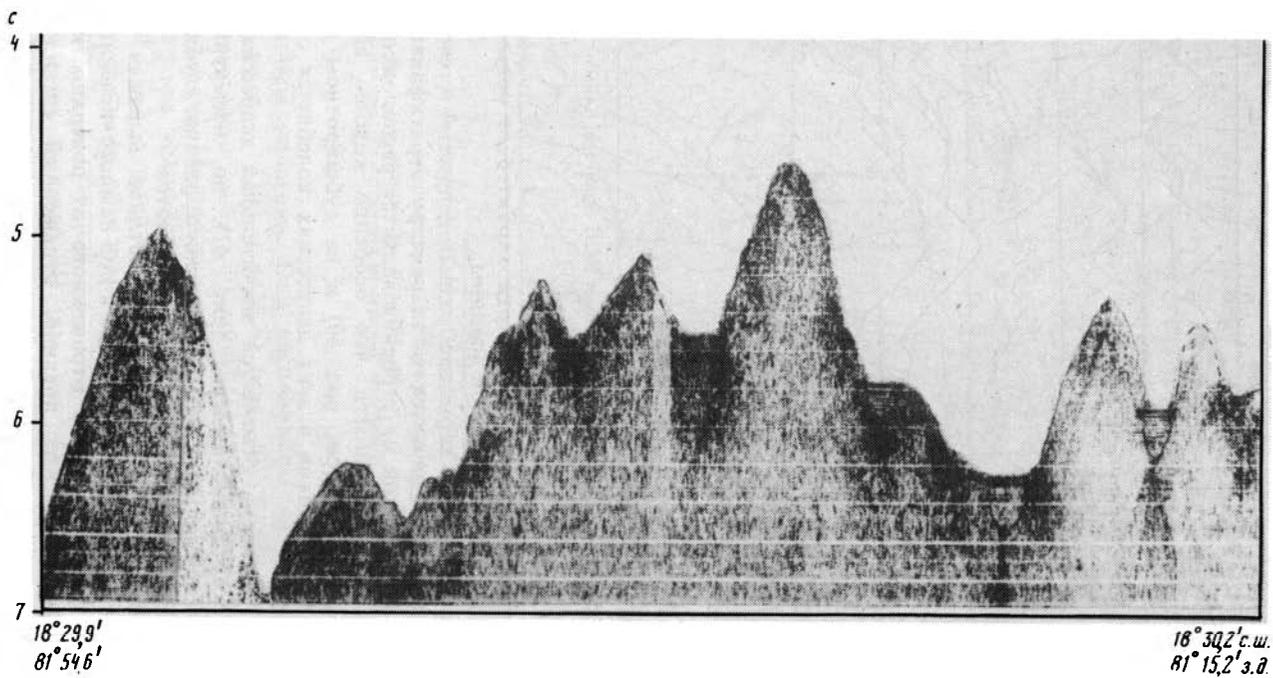
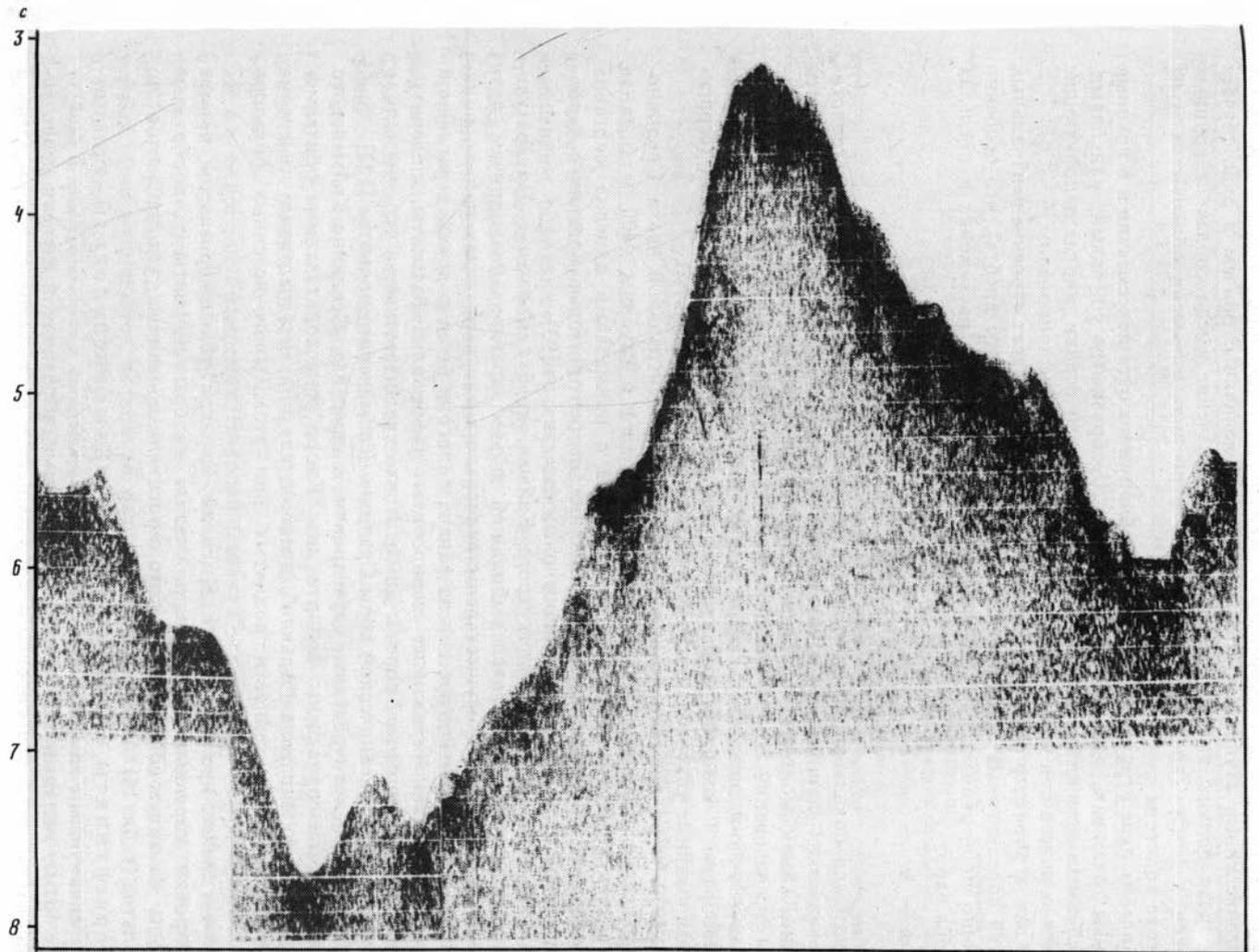


Рис. 40. Пример записи НСП по простиранью субмеридиональной системы впадин на северо-востоке полигона Кайман (профиль III)



$18^{\circ}10'0''$
 $81^{\circ}53'8''$

$18^{\circ}10'4''$ с.ш.
 $81^{\circ}15'0''$ з.д.

Рис. 41. Пример записи НСП вкост простириания субмеридиональной впадины на западе полигона Кайман (профиль V)

строения которой напоминает рельеф фундамента центральной части Срединно-Атлантического хребта. Характер ее склонов чрезвычайно сложен; отмечаются многочисленные ступени и блоки различной величины, причем в ряде случаев на бортах долины видно, что существенное значение имело сползание крупных блоков к центру впадины. Сходная по строению депрессия обнаружена и на востоке полигона.

Более мелкие структуры растяжения обнаруживаются повсеместно и в крупных горных массивах, где они представлены U-образными ущельями, каньонами, отдельными осевшими блоками. Характерно, что осадки, иногда заполняющие образовавшиеся при этом депрессии, совершенно не дислоцированы.

В целом характер сейсмозаписи на полигоне напоминает строение центральных частей спрединговых зон (типа Срединно-Атлантического хребта), что особенно хорошо подчеркивается многочисленными структурами растяжения в пределах района работ.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выше было показано, что комплекс имевшихся геоморфологических и геолого-геофизических данных свидетельствовал о существовании в срединной части трога Кайман молодого спредингового центра. Это же подтверждали результаты исследований коренных пород этой структуры, проведенных американскими научно-исследовательскими судами в 1970—1976 гг., когда был поднят разнообразный комплекс характерных для океанической коры пород (серпентинизированные ультрабазиты, различные габброиды, базальты).

В 1970 г. во время рейса нис "Аламинос" в центральной части Срединно-Кайманского поднятия (18°14' с.ш., 85°54' з.д.) с глубины 4400 м (нижняя часть стенки) были получены серпентиниты с примазками окислов марганца и многочисленными зеркалами скольжения, серпентинитовые брекчии с карбонатным цементом и обломки голоценовых известняков [93].

В 1971—1973 гг. в пределах трога Кайман, хребта Кайман и Никарагуанского поднятия был проведен большой объем драгирования, причем пять успешных драгировок осуществлены непосредственно в пределах нашего полигона. С обоих бортов депрессии на западе полигона были подняты в различной степени серпентинизированные перидотиты, габброиды, базальты, долериты, вулканогенно-осадочные породы и пелагические известняки, что позволило наметить разрез океанической коры Срединно-Кайманского поднятия [152].

В 1976 г. многочисленные драгировки в пределах Срединно-Кайманского поднятия были проведены с борта нис "Кнорр" с использованием обитаемого подводного аппарата "Альвин", позволившие получить надежные измерения остаточной намагниченности поднятых при этом многочисленных образцов базальтов [77].

В 4-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" были проведены четыре драгировки коренных пород, в результате которых подняты разнообразные породы океанической коры — от серпентинизированных ультрабазитов до базальтов (табл. 15).

Серпентиниты, серпентинизированные перидотиты представлены единичными глыбами (до 30—40 см) со следами свежего отрыва и многочисленными мелкими обломками, сложенными в различной степени серпентинизированными ультраосновными породами зеленовато-черного, темно-зеленого и бурового цвета. Многие образцы несут следы катаклаза и тектонического развальцевания, вплоть до образования серпентинитовых сланцев.

Наименее измененные разности пород содержат реликты клино- и ортопироксенов, редкие реликты оливина; в незначительном количестве отмечается красно-бурый шпинель (в краевых частях которой обычен хромит). Под-

Таблица 15

Данные драгирования в пределах Срединно-Кайманской спрединговой зоны

Номер станции	Координаты		Интервал глубин, м	Вес материала, кг	Описание образцов
	з.д.	с.ш.			
4312	18° 10,1' 18 12,8	81° 46,5' 81 50,0	5300—4600	100	Остроугольные глыбы и обломки (до 30—40 см) серпентинитов, серпентинизированных перидотитов; обломок кварц-полевошпатового милонита
4314	18 20,8 18 21,4	81 43,3 81 44,0	4100—3700	25	Фрагменты пиллоу-лав базальтов; обломки стекловатых корок базальтов, гналокластитов; мелкий обломок серпентинита
4317	18 29,8 18 30,4	81 47,5 81 49,4	5150—4600	200	Фрагменты пиллоу-лав базальтов; много обломков стекла, стекловатых корок; два образца порфирированных базальтов
4316	18 22,2 18 22,2	81 22,2 81 45,8	3800—2950	300	Остроугольные глыбы габброидов (95%), мелкие обломки серпентинитов (5%) и один обломок базальта

вергшиеся интенсивному низкотемпературному метаморфизму и гидротермальным изменениям породы состоят в основном из антигорита с небольшим количеством бурого амфибола, хлорита, магнетита, идингсита, сфена и талька. Состав наименее измененных пород показывает, что первоначально породы были шпинелевыми лерцолитами и гарцбургитами.

При проведенных ранее [76, 169] драгированиях и опробовании с помощью аппарата "Alvin" в рифтовой долине (южная часть полигона) и в зонах разломов Сван и Ориенте, ограничивающих трог Кайман, были обнаружены также интенсивно серпентинизированные дуниты и верлиты.

Габброиды Срединно-Кайманского поднятия описаны в целом ряде работ [76, 94, 113, 114, 132, 151, 169], в которых детально охарактеризованы особенности их состава, строения, катакластических и метаморфических преобразований.

В 4-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" габброиды обнаружены лишь в одной драге, поднятой со средней части западного склона рифтовой долины (см. рис. 36). Они получены в виде многочисленных обломков и крупных глыб (до 1 м). Породы плотные, массивные, с офитовыми и субофитовыми структурами. Они отличаются не только разнообразием составов и структур, но и степенью изменения и деформации.

Среди первичных пород выделяются троктолиты, оливковые габбро, габбро, лейкогаббро и анортозиты. Один образец размером около 5 см состоит из сростания кислого плагиоклаза, кварца и роговой обманки. Наиболее характерные разновидности габброидов содержат более 50% крупных гипидиоморфных кристаллов пироксена с интерстиционным плагиоклазом, измененным оливином и рудными минералами. Анортозиты сложены на 70—80% крупными зернами плагиоклаза и 20—30% пироксена. Во всех разновидностях пород плагиоклаз слагает крупные (до 2 см) удлиненные или таблитчатые, большей частью идиоморфные

кристаллы; обычно это однородные зерна, как правило по составу отвечающие битовниту, но встречаются и зональные разности от An_{80-90} (в центре) до Ab_{40-50} (по периферии). Клинопироксен (диопсид и диопсид-авгит) присутствует почти во всех образцах в виде идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов удлиненной формы, часто резорбированных, со структурами распада. Ортопироксен (гиперстен) встречается редко, слагая келифитовые каемки вокруг авгита, нередко он замещается роговой обманкой. Оливин встречается редко; как правило, он замещен илдингситом и магнетитом. В породах встречается незначительное количество магнетита, ильменита, хризолита, талька, флогопита, биотита, хлорита, гидрогоосуляра и сульфидов. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном.

Для большей части поднятых пород характерны следы значительного динамометаморфизма и катакластических деформаций, приводящих к формированию милонитов и микробрекчий. Во многих образцах пород крупные зерна пироксена и плагиоклаза, находящиеся в гранулированном агрегате, приобретают округлую форму; при этом видно, что внешние части кристаллов разрушены и имеют зубчатые границы. Во многих образцах двойники плагиоклазов изогнуты, нередко деформированы и присутствуют ламели распада в пироксенах; отмечается перекристаллизация разрушенных зерен плагиоклаза. Сочетание процессов дробления и перекристаллизации приводит к появлению характерных гнейсовидных габбро, в которых можно наблюдать следы многоактных тектонических деформаций. Характер возникающих при таких деформациях пород детально описан ранее [132].

Базальты, драгированные из осевой части Срединно-Кайманской срединной зоны (см. табл. 15) на ст. 4312, 4318, 4317, представлены в основном обломками пиллоу-лав, разбитыми трещинами секториальной отдельности, на которых, как правило, хорошо сохраняются тонкие стекловатые корки. Миндалекаменность фрагментов пиллоу-лав возрастает равномерно от периферии к центру, где везикулы достигают в размере нескольких сантиметров, а их содержание в породе — примерно 30%.

Среди поднятого нами материала почти отсутствуют гиадокластиты, а мелкие и редкие стекловатые тела (микропиллоу) имеют не десквамационный, а пульверизационный генезис. Эти образования достигают 3—5 см в диаметре и сложены плотным матово-черным стеклом, имеющим стеклянный блеск только в тонкопериферической зоне. На поверхности микропиллоу почти не наблюдается следов десквамаций. Под микроскопом видно, что поверхностная зона микропиллоу мощностью 3—5 мм сложена чистым сидеромелановым стеклом с редкими везикулами, окруженными сеточкой микротрещин. В стекле рассеяны редкие хлопьевидные агрегаты скелетных кристалликов темно-бурого цвета размером 0,01—0,05 мм, не диагностируемых петрографическими методами. Палагонитизация стекол развита крайне слабо; даже на наиболее длительно контактирующих с морской водой поверхностях (внешние поверхности, крупные трещины) образовались тонкие (0,05—0,1 мм) корочки палагонита с очень слабой раскристаллизацией смектитов.

Внутренние части микропиллоу отличаются обилием скелетных кристаллов клинопироксена, иногда образующих оторочки вокруг относительно крупных футляровидных кристаллов плагиоклаза. Часто эти агрегаты образуют скопления в виде шпиров, стяжений. Важно отметить, что в этих базальтовых образованиях не отмечается развития ликватогенных слоистых силикатов; внутренние части микропиллоу совершенно от них чисты.

Другая картина наблюдается при изучении фрагментов крупных пиллоу. Строение внешних закалочных корок крупных и мелких пиллоу сходно. Но для первых характерна обязательная и довольно мощная зона вариолитовой структуры, причем вариоли часто достигают значительных (до 7 мм) размеров.

Граница между этими зонами довольно четкая. В наиболее внешних частях вариолитовой зоны в стекле встречаются отдельные вариоли идеально округлой формы, состоящие из тончайших четковидно игольчатых скелетных кристаллов клинопироксена; в центре вариоли может быть встречен относительно крупный скелетный кристалл клинопироксена или плагиоклаза. Затем по мере движения к центру пиллоу возрастают количество и размеры вариолей, они слабо соприкасаются и между ними сохраняются участки чистого сидеромеланового стекла. Микрозондные анализы, сделанные для внешней стекловатой корки и стекла из этой зоны, выявляют незначительные различия состава.

По мере дальнейшего продвижения к центру пиллоу наблюдается уменьшение размеров вариолей, они теряют округлость, соприкасаются, образуя полигональную сетку, а затем и вовсе исчезают, постепенно сменяясь зоной тахилитового стекла. Здесь наиболее заметную роль играют скелетные кристаллы плагиоклаза, вкрапленники оливина, стекловатая масса импрегнирована рудной "пылью".

И наконец, центральные части пиллоу сложены базальтами интерсертальной структуры. Следует отметить, что в базальтах из пиллоу этого типа практически не содержится поздних слоистых силикатов, за исключением смектитов, развивающихся по стекловатым коркам.

Иная картина распределения структуры зон наблюдается в крупных подушках лавы, характеризующихся незакономерным распределением миндалекаменности.

Здесь вслед за стекловатой коркой следует постепенный переход к мельчеато-вариолитовой структуре, обусловленный скелетной раскристаллизацией плагиоклаза и в подчиненном количестве — пироксена. Рудный минерал — титано-магнетит — представлен здесь в виде довольно крупных скелетных образований, и в связи с этим стекловатая масса более прозрачна и содержит в себе мелкие вкрапленники оливина, клинопироксена. В центрах вариолей часто встречаются крупные кристаллики плагиоклаза оливина.

Для этой породы характерно присутствие ликватогенных обособлений, выполненных крипточешуйчатым слоистым силикатом. Их форма варьирует от идеально округлой до амебообразной, и петрографические соотношения с окружающими минералами указывают на их раннее образование, по-видимому, на этапе расплавленного состояния лавы (рис. 42). Вопросы образования этих фаз подробно рассмотрены в статьях И.М. Симановича с соавторами [26, 27]. Они формируются при воздействии на расплав проникающей в него экзогенной воды, что возможно при сочетании низкой вязкости расплава и обводненности рельефа, подстилающего изливашуюся лаву. В зависимости от количества проникающей в расплав воды в результате этого процесса железо, входящее в состав первичного ликванта, окисляется, в той или иной степени становится все более обводненным и в конечном итоге из него могут быть сформированы различные слоистые силикаты от хлорита в случае высокой температуры лавы (~1300°C) и небольшого количества воды до окисмектита при более низких температурах и избыточном количестве воды. В нашем случае в ликватогенных обособлениях слоистый силикат (рис. 43) часто ассоциирует с рудным минералом. Последний в настоящее время значительно окислен, но реликты первичного титаномангнетита сохраняются в центральных частях его агрегатов. Такой парагенез ликватогенных образований указывает на высокую температуру и относительно низкую водонасыщенность лавы при их формировании. В центральных частях пиллоу-базальтов этого типа встречаются интерсертальные, участками микрофитовые структуры.

Нами были подняты и образцы базальтов очень специфического облика — черепитчатые обломки очень тонких потоков (от 10 до 30 мм). Это стекловатые базальты, имеющие с обеих сторон корку закалки. На одной из повер-

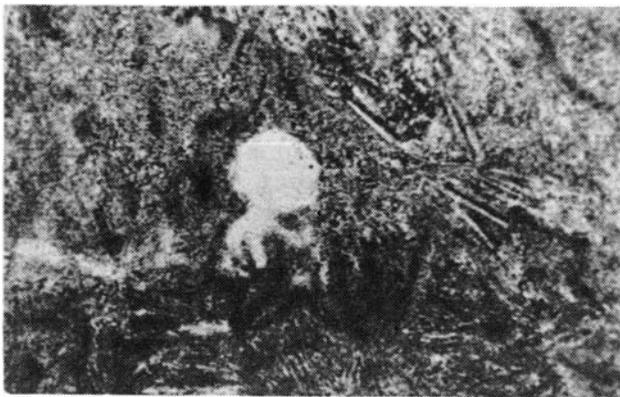


Рис. 42. Ликватогенные обособления слоистых силикатов $\times 90$, без анализатора

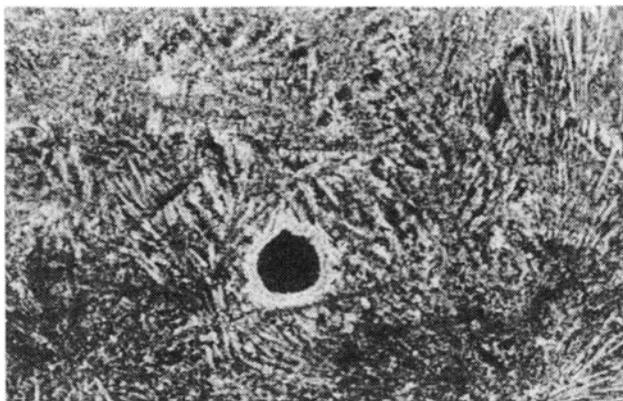


Рис. 43. Грауконитоподобный минерал в ликватогенных обособлениях (центральная зона, кристаллы магнетита) $\times 90$, николи +

ностей встречаются натеки и трещины контракции, другая часто содержит включения осадков субстрата. Размеры поднятых нами обломков невелики, они интенсивно растресканы и в отличие от всех других базальтов в значительной степени палагонитизированы. Они представляют собой стекловатые образования, насыщенные дендритоподобными кристаллитами недиагностируемых петрографически минералов, в которых встречаются редкие мегпорфиновые включения плагиоклазов N 45—50 размером 15—20 мм, идиоморфные, не имеющие следов оплавления.

Петрохимические особенности базальтов из спредингового центра Кайман неоднократно изучались предыдущими экспедициями [51]. Все они относятся к толентовому океаническому типу. На диаграммах, заимствованных нами из работы М. Перфита [151], показаны взаимоотношения их основных компонентов. Здесь же представлены точки и наших двух анализов стекловатых базальтов-микропиллоу и корочки закалки с крупного шарового обособления (рис. 44).

Анализируя приведенные данные, можно сделать несколько предположений. Присутствие в одной стратозоне тел пиллоу-лав с активно развитыми ликватогенными обособлениями слоистого силиката и пиллоу, лишенных таковых, при сходном петрографическом облике и петрохимическом составе лав может

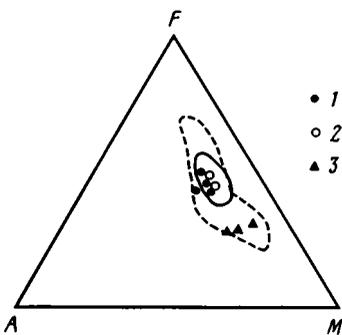


Рис. 44. Диаграмма составов базальтов по [151] с добавлениями
1 — габбро; 2 — базальты;
3 — сидеромелановые стекла базальтов

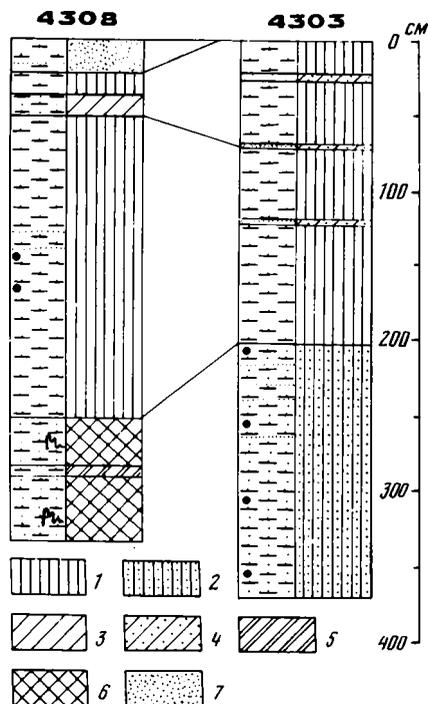


Рис. 45. Литолого-фациальный профиль колонок осадков полигона Кайман
1—7 — генетические типы фации: 1, 2 — глинисто-карбонатных отложений дна трога окраинного морского бассейна — БТГ (1 — БТГ-1, 2 — БТГ-2), 3—5 — карбонатных алевро-песчаных отложений придонных потоков — БТП (3 — БТП-1, 4 — БТП-2, 5 — БТП-3), 6 — карбонатных глинисто-песчаных отложений оползней периферии дна трога — БТО-2, 7 — верхний окисленный слой современного осадка. Остальные условные обозначения см. на рис. 20

свидетельствовать об их излиянии из близких по глубине, но различных по температуре разогрева лавы магматических очагов. В то же время присутствие в осевой долине рифтовой зоны тонких потоков мегаплагифирированных стекловатых лав указывает на наличие еще одного типа очагов, характеризующегося очень высокими температурами расплава и, возможно, проникновением воды в очаги.

Таким образом, поднятый с бортов и из центральной части рифтовой долины Срединно-Кайманского поднятия разнообразный каменный материал характерен для второго и третьего слоев океанической коры. Обнаруженные здесь в основании склонов апоперидотитовые серпентиниты и серпентинитовые сланцы несут следы активного тектонического воздействия, свидетельствуя о значительных тангенциальных подвижках при их формировании. Сходная переработка отмечается и в более высоких частях разреза, где встречаются разнообразные милониты и характерные гнейсовидные габбро со следами многоактных тектонических деформаций. Поднятые при драгировании базальты позволяют предположить формирование их в различных по глубинности очагах.

Литолого-фациальные особенности современных осадков. Осадки в пределах полигона Кайман распространены крайне незначительно, слагая небольшие по размерам карманообразные депрессии на склонах и осадочный покров (до 400 м) в субмеридионально вытянутой впадине на востоке района (см. рис. 36).

Осадки этой впадины охарактеризованы по данным двух грунтовых труб с глубины около 4600 м. Здесь распространены илы бежевого цвета, темные и светлые, глинисто-алевритовые, иногда песчанистые, неясно пятнистые или полосчатые, обычно массивные, реже с неправильной линзовидной или тонкой горизонтальной слоистостью, с прослоями, обогащенными гидроокислами марганца. Терригенная примесь алевро-песчаной размерности представлена обломками кварца, полевых шпатов, редко плагиоклаза, единично — базальтов. Карбонатность по всей толще от 48,7 до 80,3%, обычно 52—64%. Основная масса илов сложена карбонатным биогенным материалом, состоящим из кокколитов с примесью различного количества раковин фораминифер и их детрита, спикул губок, радиолярий. Встречаются прослойки от 0,5 до 5 см мощности, более обогащенные раковинами фораминифер, вплоть до хорошо отмытого от пелитового и кокколитового материала фораминиферового мелко- и крупнозернистого песка.

Ст. 4308 (18°24,5' с.ш., 81°22,1' з.д., глубина 4680 м) (рис. 45). Описание колонки осадков длиной 335 см (табл. III).

0—37 см. Ил бежевый, карбонатный, кокколитово-фораминиферовый, глинисто-алевритовый, неясно пятнистый. В интервале 13—15 см прослойки фораминиферового песка, глинистого, светлого, неслоистого, в основании и в кровле слабоглинистого.

37—49 см. Ил бежевый, кокколитово-фораминиферовый, с темными полосами и линзами, в которых отсутствуют фораминиферы. Слоистость неправильная, нарушенная, линзовидная и горизонтально-волнистая.

49—255 см. Ил бежевый, темный, кокколитовый, глинистый, с примесью раковин фораминифер, однородный, маслянистой консистенции. В интервале 145—165 см мелкие стяжения и примазки гидроокислов марганца. В интервале 220—255 см ил приобретает неясно пятнистую текстуру.

255—284 м. Ил бежевый, кокколитовый, темный, с линзочками и неправильными гнездами светлого кокколитово-фораминиферового слабоглинистого ила. Слоистость неправильная, нарушенная, линзовидная, начиная с глубины 270 см напоминающая оползневую.

284—290 см. Правильное частое переслаивание (0,5—1 см) илов кокколитово-глинистого и кокколитово-фораминиферового слабоглинистого. Отмечена ритмичность в изменении размерности материала от алеврита внизу ритма до пелита сверху. Мощность ритма в нижней половине интервала до 1 см, в верхней — 0,2—0,5 см.

290—335 см. Ил, в целом аналогичный описанному в интервале 49—255 см.

На ст. 4303 (18°28,2' с.ш., 81°22,2' з.д., глубина 4670 м) была получена колонка длиной 350 см. В целом разрез аналогичен разрезу ст. 4308. Осадок представлен таким же бежевым илом, кокколитовым, с примесью раковин фораминифер и их детрита, однородным, массивным, участками неясно пятнистым. В интервалах 72—73, 120—121, 229—230, 240—245, 270—271 см отмечены прослойки фораминиферных слабоглинистых илов с неясной горизонтальной, иногда неотчетливо градационной слоистостью или неслоистых. В интервале 20—25 см линза размером 1×4 см разнозернистого, плохо сортированного песка, состоящего из крупных раковин фораминифер (90%) и неокатанных обломков кварца (5%) и базальтов (5%).

Все изученные илы, распространенные в верхнем слое осадочного чехла на северо-востоке полигона, относятся к макрофашии абиссального трога окраинного морского бассейна, которая объединяет отложения трех фаший.

Фашия глинистых-карбонатных отложений дна трога (БТГ) включает в себя два генетических типа осадков, образовавшихся в условиях наиболее спокойной динамической обстановки ("фоновые" гемипелагические морские осадки). Они представлены глинистыми кокколитовыми и кокколитово-фораминиферовыми илами, однородными или неясно пятнистыми.

Фашия алевро-песчаных карбонатных отложений придонных потоков (БТП) объединяет три генетических типа, осадки которых образовались за счет придонных довольно интенсивных потоков волочения или нагруженных потоков различного состава (турбидиты, зерновой поток, пастообразный поток), скорости движения и длительности действия. Они сложены биогенными карбонатными илами алевро-песчаной размерности с горизонтально-волнистыми типами слоистости, иногда с градационной сортировкой материала, в слое или тонким ритмичным переслаиванием глинистых песчаных илов.

Фация карбонатных глинисто-песчаных отложений оползней периферии дна трога (БТО) включает различные глинистые и алевропесчаные биогенные илы, несущие в себе следы соскальзывания, течения или смятия и включающие иногда линзочки эдафогенного кластического материала.

Особенности седиментации в пределах рассматриваемого полигона связаны, с одной стороны, с его удаленностью от крупных континентальных источников сноса и соответственно резко подавленным привнесением терригенного материала, а с другой — с довольно расчлененным рельефом морского дна, что не только вызывает иногда поступление в осадок крупнозернистого материала из местных подводных источников сноса, но и обеспечивает образование оползней и нагруженных потоков, срывающихся с крутых склонов поднятий. Кроме того, полигон расположен в зоне действия сильного морского течения (поверхностного и глубинного), направленного с востока на северо-запад.

Все эти факторы приводят к тому, что на фоне тонкозернистых пелитово-карбонатных, главным образом биогенных, отложений присутствуют в значительном количестве осадки, образовавшиеся в условиях высокой гидродинамической активности.

Как видно из приведенного материала, толща современных осадков полигона достаточно однородна по вещественному и фациальному составу. Подобная же однородность отмечается и по содержанию таких химических элементов, как Fe, Mn, Zn, Cu. В разрезе осадков ст. 4308 выделяется лишь один горизонт в интервале 145—165 см, в пределах которого отмечены тонкие, в несколько миллиметров, прослойки, обогащенные примазками гидроокислов марганца. Химический анализ соляно-кислой вытяжки (определение В.И. Дворова) показал, что среднее содержание марганца в 3 раза превышает фоновые концентрации элемента и составляет 0,45% в придонном образце и 1,2% в его бескарбонатном остатке. Судя по макроскопическим наблюдениям, в нижней части горизонта концентрация гидроокислов марганца значительно выше.

Важно отметить, что высокая положительная корреляция железа и марганца, характерная для всей толщи осадков в интервале 145—168 см, т.е. обогащение осадков марганцем не сопровождается возрастанием концентрации железа, меди и цинка. Учитывая общую тектоническую ситуацию района, отмеченные в его пределах весьма высокие значения теплового потока, можно сделать предположение, что аномальные содержания марганца в осадках ст. 4308 связаны с гидротермальной деятельностью.

В 14-м рейсе нис "Академик Курчатов" в 1973 г. было проведено опробование донных осадков трога Кайман в районах впадин Барлетт и Ориенте [17]. По этим данным, на склонах впадин до глубин 5600 м распространены преимущественно глинисто-алевритовые кокколитовые и кокколитово-фораминиферовые илы с содержанием CaCO_3 от 26 до 85%. Верхние части склонов до глубины 3200 м покрыты биогенными фораминиферовыми и фораминиферово-птероподовыми песками и алевритами, в которых содержание CaCO_3 70—80%. В нижних частях склона и днищах желобов в интервале глубин 5600—6950 м распространены преимущественно терригенные илы, карбонатность которых не превышает 12%. Отмечено поглубине пелитовой фракции илов в колонке осадков от более древних к современным.

Одной из особенностей разреза является наличие среди относительно глубоководных отложений прослоев мелкозернистых, хорошо сортированных известковых песков, в которых фораминиферовый материал составляет около 50%. Мощность этих прослоев обычно 2—7 см, причем вниз по разрезу они становятся тоньше, но повторяемость ритмов несколько учащается. Некоторое сомнение вызывает однозначная генетическая интерпретация, данная авторами упомянутой выше работы, которые относят все без исключения подобные песчаные отложения к турбидитам, без детального изучения их текстурно-структурных особенностей.

Таким образом, осадки полигона Кайман можно отчетливо коррелировать с отложениями средних частей склонов впадин Бартлетт и Ориенте в интервалах глубин 3200—5600 м; в обоих случаях они представлены кокколитовыми или кокколитово-фораминиферовыми глинистыми илами с прослоями фораминиферовых песков и алевролитов. Отсутствие слабокарбонатных пелитовых илов объясняется тем, что глубина моря здесь значительно меньше уровня карбонатной компенсации и поступающий в осадок из фотической зоны биогенный материал захороняется, практически не растворяясь.

Результаты биостратиграфических исследований. Полученные на полигоне Кайман две колонки рыхлых осадков — ст. 4303 и 4308 (длиной 335 и 350 см) сложены карбонатными илами, существенная часть которых представлена нанопланктоном и фораминиферами. В отдельных прослоях биогенная составляющая дополнена птероподами, диатомеями, силикофлагеллятами и спикулами губок.

Поскольку в обеих колонках в некоторых прослоях наблюдались признаки переотложения материала, определение возраста осадка контролировалось разными группами организмов, но основное расчленение колонок проводилось по фораминиферам, определение которых было сделано М.Е. Былинской (ГИН АН СССР, г. Москва).

В колонке 4303 комплекс фораминифер представлен плейстоцен-голоценовыми тропическими формами, включающими *Globogerinoides conglobatus*, *G. trilobus*, *G. sacculifer*, *G. ruber* (розовоокрашенный и белый), *Globorotalia cultrata*, *G. menardii*, *G. tumida tumida*, *G. crassiformis crassiformis*, *G. inflata* (редко), (*G. truncatolinoides*, *Orbulina universa*, *Globigerinella siphonifera*, *Neogloboquadra dutertrei*, *Pullematina obluquiloculata*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Candeina nitida*, *Globigerina rubescens*, *G. bulloides*).

Руководящие формы двух верхних зон плейстоцена отсутствуют, но по косвенным признакам интервал 0—120 см соответствует подзонам *Globorotalia fimbriata* (голоцен — 0,11 млн лет) и *Globigerina bermudensis* (0,08 млн лет). В интервале 120—337 см определена подзона *Globigerina calida calida* (основание — 0,14 млн лет), низы колонки принадлежат подзоне *Globorotalia crassiformis hessi*.

В интервале 150—200 см отмечается уменьшение количества фораминифер, доминирует нанопланктон. По изменению состава фораминифер можно говорить о похолодании.

Переотложенный планктон установлен в интервалах 25—30, 120—125, 245—270 см. В двух нижних интервалах в комплексе фораминифер и нанопланктона отмечаются плиоценовые виды, появляются обломки диатомей *Ethmodiscus* sp. Литологические особенности этих прослоев позволяют трактовать их как зоны течений.

В колонке 4308 в интервале 0—20 см встречен зональный вид голоцена *Globorotalia fimbriata*. В интервале 20—45 см выделена зона *Globigerina bermudezi*.

Интервал 45—260 см фораминифер не содержит и представлен преимущественно нанопланктоном.

Интервал 260—318 см можно отнести к зоне *Globorotalia calida calida*. Отложения в интервале 270—350 см содержат *Globorotalia crassiformis viola*, переходные формы от *Globorotalia tosaensis* к *Globorotalia truncatolinoides*, т.е. формы, характерные для нижней подзоны плейстоцена — *Globorotalia crassiformis viola*. Здесь имеются и переотложенные плиоценовые виды *Globigerinoides obliquus* и *Globorotalia miocenica*. Таким образом, между отложениями зоны *Globorotalia calida calida* и *Globorotalia crassiformis viola* отсутствуют отложения подзоны *Globorotalia crassiformis hessi*.

Анализ нанопланктона из этой колонки свидетельствует о непрерывной последовательности отложения, так как от 0 до 350 см присутствует *Emi-*

Ipania huxley — зональный вид верхней зоны нанопланктона, который появляется на уровне 0,24 млн лет. Нижняя часть колонки в интервале 270—350 см представлена оползшим материалом, что подтверждается текстурными особенностями осадка.

Следует также отметить значительное переотложение нанопланктона, установленное в интервалах 60—65, 165—180 см, где появляются плиоценовые виды, а в интервалах 100—120 и 145 — даже олигоцен-нижнемиоценовые: *Helicosphaera perlexus*, *Catinaster umbrelus*, *Discoaster mohleri*, *D. grugii* и др.

Кремневый планктон — диатомеи и силикофлагеллаты встречены в поверхностном слое осадка — 0,5 см, где содержится *Coscinodiscus nodulifer*, *Cos. africanus*, *Mesocena elliptica*, *Thalassiosira oestrupii*, *Hemidiscus cuneiformis*, *Hyalodiscus* sp., *Delphineis* sp., и на глубине 13—15 см, где содержатся некоторые переотложения формы (*Rocella vigilans* и др.). В целом комплекс диатомей очень беден.

Таким образом, несмотря на отмеченные уровни переотложения и оползания, осадки в обеих колонках принадлежат к верхнему плейстоцену—голоцену не древнее 0,14 млн лет.

Рыхлый осадок, поднятый вместе с каменным материалом драг, содержит преимущественно четвертичный нанопланктон в драгах 4312 и 4317, в том числе в цементе осадочных брекчий, и плиоцен-плейстоценовый в драге 4318.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Гидрогеохимические исследования проводились с целью обнаружения субаквальной разгрузки гидротерм, изучения водной толщи и поровых вод осадков как сред современной седиментации и начального диагенеза, а также проверки обнаруженной в 1976 г. [64] аномалии метана в верхней части водной толщи. Здесь на глубинах 80, 400 и 900 м были зафиксированы концентрации CH_4 , составлявшие соответственно 5, 25 и 20 мл/л. Следует подчеркнуть, что последняя экспедиция в апреле 1979 г. не обнаружила подобных высоких концентраций метана [64].

Водная толща. На полигоне было выполнено два спуска погружного модуля системы "Розетт": первый (ст. 4301) на крайнем юго-западе, в точке с координатами $18^{\circ}01,9'$ с.ш., $81^{\circ}55,1'$ з.д. и глубиной 3925 м, второй (ст. 4310) в пределах глубоководной части западного трога в точке с координатами $18^{\circ}08,4'$ с.ш., $81^{\circ}45,6'$ з.д. и глубиной 5582 м. На ст. 4301 детально изучался интервал 0—1000 м, где раньше была обнаружена метановая аномалия, а спуск погружного модуля системы осуществлялся до глубины 2500 м. На ст. 4310 погружной модуль был опущен на глубину 4900 м.

Обе станции имеют близкие кривые изменения температуры и солености. Глубже 750—800 м по этим параметрам определяется безградиентная зона (рис. 46). Но при анализе распечаток температур, зафиксированных с шагом 20 м, выявились различия в форме термограмм, начиная с глубин 2000 м. На ст. 4301 минимальная температура $3,888^{\circ}\text{C}$ установлена на глубине 2397 м, а ниже наметился слабый подъем температуры до $3,892^{\circ}\text{C}$ в конце спуска (2500 м). На ст. 4310 минимальная температура $3,894^{\circ}\text{C}$ зафиксирована на глубине 2606 м, а далее она начала повышаться, достигнув $4,143^{\circ}\text{C}$ на отметке 4900 м, т.е. на $0,25^{\circ}\text{C}$ на 2-километровом интервале по направлению ко дну.

Максимальное значение солености ($37,20^{\circ}/\infty$) на ст. 4301 установлено на глубине 173 м, а минимальное ($35,15^{\circ}/\infty$) — на 810 м; ниже соленость незначительно возрастает — до $35,2^{\circ}/\infty$. На ст. 4310 максимальная соленость ($37,17^{\circ}/\infty$) зафиксирована на глубине 234 м, минимальная ($35,14^{\circ}/\infty$) — на 802 м; в глубинной части разреза водной толщи от 2000 до 4900 м соленость практически постоянная ($35,27—35,28^{\circ}/\infty$).

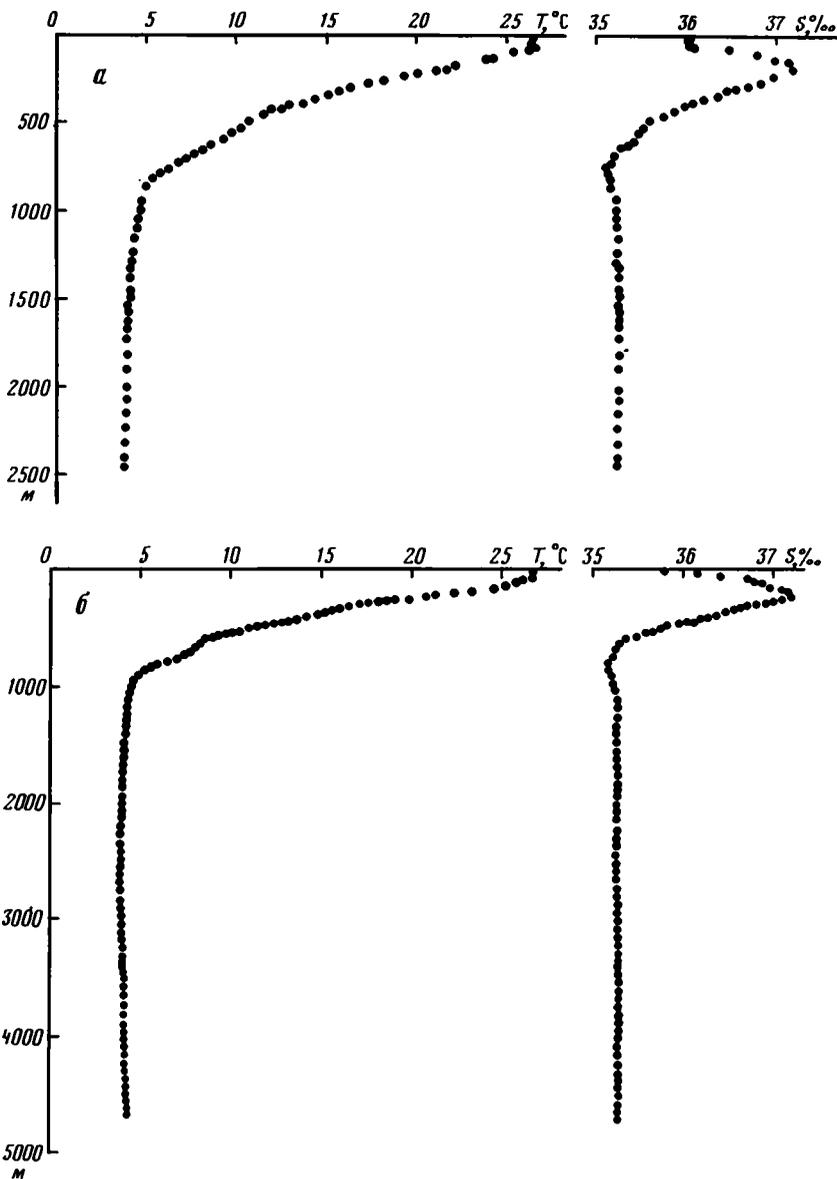


Рис. 46. Изменения температуры и солёности водной толщи полигона Кайман
a — ст. 4301; *б* — ст. 4310

Говоря о распределении растворенных газов, прежде всего следует отметить, что метановой аномалии обнаружить не удалось. В обоих разрезах водной толщи концентрации CH_4 была ниже предела обнаружения для применяемой методики (< 3 мл/л). Зона минимального содержания кислорода и соответственно максимальных концентраций CO_2 находится в интервале 300—700 м на ст. 4301 и в интервале 500—900 м на ст. 4310. Обе станции характеризуются снижением рН от 8,17—8,27 в верхней части водной толщи до 7,66—7,81 в зоне максимальных концентраций CO_2 и до 7,77—7,86 в нижней части разреза.

Содержание макрокомпонентов в водной толще полигона типично для вод Центральной Атлантики и Карибского бассейна (табл. 16).

Для водной толщи полигона характерна чрезвычайно низкая концентрация тяжелых металлов. Содержание меди в разрезах обеих станций не превышает 1—3 мкг/л, концентрации цинка соответствуют среднефоновым для Центральной Атлантики. Лишь в разрезе ст. 4310 в самой глубокой исследованной точке (4900 м) и на отметке 1000 м зарегистрирована концентрация свинца 6,0 и 7,0 мкг/л, что существенно превышает среднеокеанические значения.

Существенно различаются особенности распределения концентраций фосфора на ст. 4301 и 4310. Если на первой увеличение его концентрации до 0,1 мг/л наблюдается в интервале 800—1000 м, то на второй всплеск отмечен на глубине 624 м (0,138 мг/л), а затем, глубже 1500 м, концентрация фосфора постоянно выше относительно среднего уровня для данного региона, достигая на отметке 4520 м 0,18 мг/л. Подобное распределение дает повод к предположению о не только биогенном источнике фосфора в глубоких частях водной толщи.

Иловые воды. Иловые воды современных осадков извлекались из образцов, отобранных грунтовыми трубками на двух станциях, расположенных в восточном трого рифтовой долины на глубинах 4670 (ст. 4303) и 4680 м (ст. 4308). Из колонки ст. 4303 описаны три образца, а ст. 4308 — пять.

На ст. 4303 минерализация иловых вод выдержана по разрезу (36,87—36,91 г/л). Близки также концентрации K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Si и величины pH (7,9—8,0). Наблюдается лишь обратно пропорциональная изменчивость концентраций ионов Na^+ и Cl. Содержание первого вниз по разрезу несколько падает (с 11,4 до 10,6 г/л), а второго возрастает (с 20,4 до 21,4 г/л). Отмечается также незначительное снижение концентрации иона SO_4^{2-} (от 2,93 до 2,78 г/л) (табл. 17).

Макрокомпонентный состав иловых вод, полученных на ст. 4308, также достаточно выдержан по разрезу. Однако минерализация иловых вод из этой колонки несколько ниже — 35,2—36,4 г/л. В верхней части разреза pH иловых вод 7,92, в интервале 50—120 см падает до 7,5, а ниже находится в пределах 7,70—7,78.

Наиболее характерной особенностью иловых вод из осадков этой колонки является повышенное содержание меди и цинка. Здесь оно несколько ниже, чем в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта, но все же достаточно высоко (Cu до 0,372, Zn до 0,424 мг/л). Следует подчеркнуть, что подобные концентрации отмечаются не во всем разрезе, а только в его верхней 2-метровой толще. Ниже концентрация меди и цинка падает до фоновых значений.

Наименьшая концентрация марганца в иловых водах отмечается в верхней части разреза (до 50 см), находящейся под влиянием высокой окисленности среды в придонных водах. В интервале 50—125 см она возрастает до 5 мг/л, а далее вниз по разрезу закономерно снижается до 1,78 мг/л. Содержание свинца в иловых водах невелико — 0,002—0,006 мг/л.

Таким образом, иловые воды обогащены Mn, Zn и Cu, что указывает на близость источника металлов, которым могут являться распространенные здесь базальты. Можно предположить, что их вынос связан с имеющей место в пределах рифтовой долины гидротермальной деятельностью, активность которой возрастала, вероятно, в период образования осадков, находящихся в интервале 50—125 см.

Термодинамическая оценка вероятных направлений преобразования алюмосиликатов в иловых водах осадков полигона показала, что теоретически стабильными глинистыми минералами являются гидрослюда, монтмориллонит и хлориты, т.е. обычные для океанических осадков глинистые минералы.

Таблица 16
Химический состав океанических вод полигона Кайман

Номер пробы	H, м	T, °C	pH	Eh, мВ	O ₂ , мг/л	CO ₂ , мг/л	P ₂ O ₅ , мг/л	M, г/л	S, ‰
Ст. 4301									
030112	7	26,6	8,27	+318	5,47	0,0	0,025	36,75	36,05
030111	173	22,5	8,16	+297	4,44	0,0	0,025	37,95	37,20
030110	251	19,5	8,10	+196	4,33	1,0	0,025	37,82	37,03
030109	305	17,5	8,04	+290	4,32	2,4	0,026	37,81	36,73
030108	406	13,2	7,91	+296	3,88	5,6	0,031	37,45	36,01
030107	502	10,8	7,86	+193	3,68	6,4	0,064	37,20	35,63
030106	604	9,55	7,83	+295	3,72	7,6	0,076	36,90	35,45
030105	810	5,69	7,81	+295	4,20	8,0	0,108	36,51	35,15
030104	1002	4,58	7,86	+287	5,27	6,8	0,104	36,61	35,23
030103	1514	4,04	7,90	+310	6,15	6,4	0,046	36,09	35,26
030102	2013	3,92	7,90	+310	6,67	6,4	0,046	36,29	35,28
030101	2500	3,89	7,86	+369	6,03	5,6	0,036	36,79	35,28
Ст. 4310									
031013	6	26,8	8,17	+382	5,98	—	0,025	36,86	35,79
031012	234	20,8	8,01	+299	4,59	0,0	0,025	38,28	37,17
031011	404	14,9	7,85	+302	4,21	4,0	0,025	37,69	36,33
031010	634	8,41	7,67	+301	3,69	8,0	0,138	36,69	35,29
031009	802	6,62	7,66	+301	3,83	8,0	0,082	36,76	35,14
031008	1008	4,74	7,69	+298	4,18	7,0	0,076	36,71	35,22
031007	1505	4,10	7,74	+301	5,85	6,0	0,104	36,65	35,26
031006	2008	3,94	7,78	+301	6,27	5,0	0,162	37,03	35,28
031005	2501	3,89	7,78	+300	6,49	5,0	0,076	36,61	35,28
031004	3013	3,91	7,78	+299	6,73	5,0	0,168	36,67	35,27
031003	4011	4,03	7,78	+301	6,43	5,0	0,148	36,41	35,27
031002	4520	4,10	7,78	+301	6,88	5,0	0,182	36,51	35,27
031001	4797	4,13	7,77	+313	6,84	4,0	0,118	36,01	35,27

Таблица 17
Химический состав иловых вод полигона Кайман

Номер станции	Номер пробы	Глубина, м	Интервал, см	pH	M, г/л	K ⁺ , г/л	Na ⁺ , г/л	Ca ⁺ , г/л
4303	01	4676	30—80	7,897	36,87	0,308	11,4	0,362
4303	02	4676	180—205	8,003	36,89	0,250	10,6	0,364
4303	03	4676	205—305	7,974	36,91	0,266	10,6	0,349
4308	04	4681	20—50	7,922	35,71	0,271	10,8	0,380
4308	05	4681	50—125	7,564	36,40	0,388	11,2	0,368
4308	06	4681	120—228	7,780	36,22	0,331	11,0	0,377
4308	07	4681	250—290	7,720	36,07	0,373	11,0	0,382
4308	08	4681	295—320	7,700	35,20	0,365	10,5	0,368

Cl ⁻ , г/л	SO ₄ ²⁻ , г/л	HCO ₃ ⁻ , мг/л	Na ⁺ , г/л	K ⁺ , мг/л	Mg ²⁺ , мг/л	Ca ²⁺ , мг/л	Zn ²⁺ , мкг/л	Pb ²⁺ , мкг/л
Ст. 4301								
20,1	3,17	151	11,1	416	1,43	388,0	3,0	2,0
20,6	3,22	156	11,7	434	1,43	411,0	38,0	2,0
20,6	3,22	146	11,6	427	1,42	410,0	36,0	1,0
20,5	3,22	144	11,7	424	1,42	407,0	34,0	1,0
20,2	3,12	142	11,8	416	1,37	401,0	25,0	1,0
20,1	3,16	143	11,6	415	1,39	399,0	26,0	—
20,0	3,16	144	11,4	414	1,39	390,0	27,0	1,0
19,9	3,12	146	11,2	410	1,34	391,0	22,0	1,0
20,1	3,08	146	11,1	411	1,38	391,0	31,0	2,0
19,5	3,07	145	11,2	412	1,37	394,0	57,0	2,0
19,6	3,07	145	11,3	413	1,36	396,0	5,0	1,0
19,7	3,07	144	11,7	413	1,36	395,0	12,0	1,0
Ст. 4310								
20,3	3,17	151	11,0	416	1,42	405,0	3,0	2,0
20,8	3,31	154	11,7	427	1,48	414,0	0,0	—
20,5	3,36	153	11,4	424	1,45	406,0	7,0	4,0
20,0	3,17	149	11,2	408	1,37	394,0	6,0	2,0
20,1	3,22	150	11,1	407	1,39	394,0	55,0	1,0
20,1	3,17	150	11,1	409	1,39	395,0	36,0	7,0
20,1	3,02	149	11,2	409	1,38	396,0	63,0	1,0
20,1	3,17	150	11,4	409	1,40	395,0	32,0	1,0
20,1	3,17	151	11,0	405	1,39	397,0	3,0	1,0
20,1	3,12	151	11,1	405	1,40	395,0	14,0	2,0
20,1	2,88	152	11,1	399	1,39	389,0	43,0	2,0
20,1	2,88	152	11,2	400	1,39	388,0	19,0	3,0
19,2	2,88	154	11,6	399	1,40	386,0	37,0	6,0

Mg ²⁺ , г/л	Cl ⁻ , г/л	SO ₄ ²⁻ , г/л	HCO ₃ ⁻ , г/л	Si, мг/л	Mn ²⁺ , мг/л	Cu ²⁺ , мг/л	Zn ²⁺ , мг/л	Pb ²⁺ , мг/л
1,36	20,3	2,93	0,207	4,2	—	—	—	—
1,32	21,3	2,88	0,183	3,6	—	—	—	—
1,32	21,4	2,78	0,189	4,5	—	—	—	—
1,34	19,9	2,83	0,219	3,8	0,75	0,102	0,424	0,002
1,37	19,8	3,07	0,196	3,3	5,00	0,372	0,021	0,002
1,36	19,9	3,07	0,183	4,5	3,8	0,370	0,359	0,003
1,35	19,8	2,98	0,189	2,9	1,85	0,020	0,030	0,006
1,33	19,4	3,07	0,171	4,9	1,78	0,069	0,165	0,005

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В комплексе геолого-геофизических исследований на полигоне Кайман геотермическим измерениям придавалось большое значение, так как одной из важнейших количественных характеристик зон спрединга является аномально высокий тепловой поток и большая дисперсия получаемых геотермических данных. Последний фактор объясняется наличием вулканизма или гидротермальной разгрузки непосредственно на дне акватории. Если разгрузка происходит по вертикальному каналу, то измерительный погружной зонд может зафиксировать нулевое значение теплового потока, а если гидротермы разгружаются под углом к поверхности дна, то иногда фиксируются даже отрицательные значения. Однако в перечисленных случаях наблюдаемый тепловой поток не отражает общего выноса энергии из недр, который складывается из суммы кондуктивной и конвективной составляющих. В случае открытой разгрузки в зонах спрединга невозможно оценить полный вынос тепла только по инструментальным геотермическим данным. Такая возможность появляется, если разгрузка происходит под слой осадков. В этом случае магма или гидротермальный флюид разогревают подошву осадков, а в самих осадках устанавливается кондуктивное тепловое поле, параметры которого фиксируются измерительной аппаратурой.

В природе редко встречается ситуация, когда очаг разгрузки в зоне спрединга перекрыт чехлом осадков. В этом смысле полигон в Срединно-Кайманской зоне спрединга — редкое исключение. Как показали результаты непрерывного сейсмопрофилирования, во впадинах имеются рыхлые осадки значительной мощности. Они и явились объектами геотермических исследований, так как рассматриваемый район в этом отношении слабо изучен.

Первая сводка геотермических данных по Карибско-Мексиканскому региону была опубликована Д. Эппом с соавторами [95]. Она содержала сравнительно небольшое число данных по северной части Карибского моря. Шесть значений было измерено в Юкатанской котловине, два — на хребте Кайман и лишь одно — в восточной части трога Кайман (67 мВт/м^2). Еще одна оценка теплового потока в троге была сделана по гидрографическим данным [187] — теплопотери через дно трога составили 14 ЕТП (587 мВт/м^2).

Основной объем информации о тепловом потоке в северной части Карибского моря был получен в начале 70-х годов американскими исследователями [96], которые сделали 20 измерений в троге Кайман, на хребте Кайман и в Юкатанской котловине (см. рис. 32). В западной части трога Кайман средний по восьми значениям тепловой поток составлял $87 \pm 10 \text{ мВт/м}^2$. Это выше, чем в Юкатанской котловине ($61 \pm 8 \text{ мВт/м}^2$, $n=9$) и на хребте Кайман ($58 \pm 8 \text{ мВт/м}^2$, $n=3$). В центральной части трога, на борту Срединно-Кайманского поднятия, были измерены три высоких значения теплового потока (88 , 91 и 94 мВт/м^2).

Таблица 18

Результаты геотермических измерений на Срединно-Кайманском поднятии

Номер станции	Координаты		Глубина, м	Глубина внедрения, м	Количество внедрившихся датчиков	Температурный градиент, мК/м	Коэффициент теплопроводности, Вт/мК	Тепловой поток, мВт/м ²
	с.ш.	в.д.						
4305	18°20,0'	81°30,0'	3849	2	5	233	1,09	254
4316	18 30,9	81 33,6	4142	2	5	414	1,13	468
4319	18 30,9	81 37,2	4134	2	5	207	1,06	219

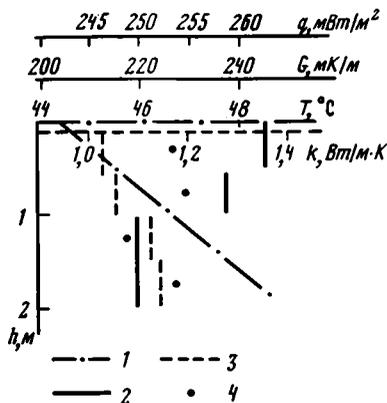


Рис. 47. Изменения геотермических параметров с глубиной на ст. 4305
1 — температуры; 2 — термоградиента; 3 — теплопроводности; 4 — теплового потока

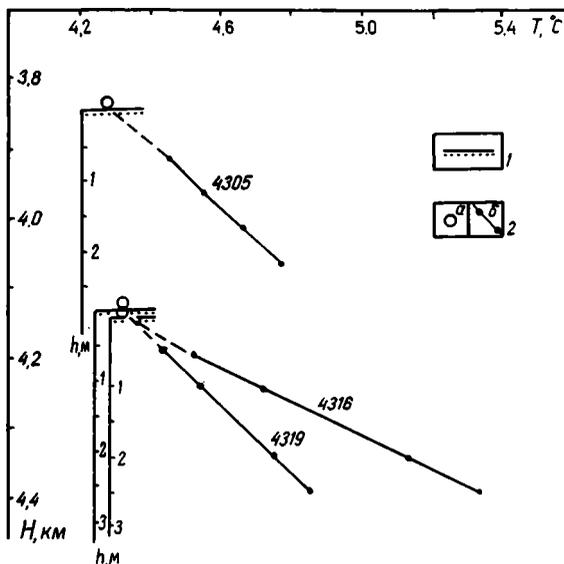


Рис. 48. Изменение температуры с глубиной в донных осадках

1 — поверхность дна; 2 — значения температуры: а — в придонном слое, б — в осадках; Н — глубина моря; h — глубина внедрения зонда. Цифры у термограмм — номера станций

которые выше, чем на флангах трога (71 — на западном и 67 мВт/м² — на восточном).

Авторы провели факторный анализ для оценки возможных искажений глубинного теплового потока. В частности, качественно оценено влияние осадконакопления и вариаций придонной температуры, количественно — влияние неоднородной радиотеплогенерации, рельефа и контрастной теплопроводности, фрикционного тепла. Суммарная величина этих факторов не превышала 5—8%, из чего авторы пришли к выводу, что увеличение теплового потока в центре трога связано "с утолщением коры или рифтингом, или тем и другим вместе" [96. С. 1256] — и далее — "...массоперенос вызвал спрединг и большую скорость сдвигов. Наблюденный тепловой поток — следствие этого массопереноса" [96. С. 1257].

Четыре измерения теплового потока в троге были получены советскими исследователями в 14-м рейсе нис "Академик Курчатов" во впадине Бартлетт — они дали значения от 56 до 80 мВт/м².

Непосредственно в пределах Срединно-Кайманского поднятия измерения теплового потока ранее не проводились. В 4-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" на трех станциях, где зонд внедрился в донные осадки, были зарегистрированы аномально высокие тепловые потоки (табл. 18), в 5—10 раз превышающие фоновые значения для океанических плит. Оценка его изменчивости в разрезе осадков показала, что в разных интервалах глубин на одной и той же станции значения теплового потока практически равны (например, на ст. 4305 разница между ними меньше 3%) (рис. 47).

Как известно из теории теплопроводности, если тепло переносится одновременно кондуктивным и конвективным путем, то стационарная температура в двухслойной среде описывается выражением

$$T_1 = T_2 + b \exp \frac{\rho c v}{k_2} (z_T - z_2) \left[\exp \frac{\rho c v}{k_1} (z_1 - z_T) - 1 \right],$$

где T_1, T_2 — температуры в слоях, измеренные на глубинах z_1, z_2 ; $b = q/\rho cv$ (q — глубинный тепловой поток; ρ, c, v — соответственно плотность, теплоемкость и скорость движения флюида); k_1, k_2 — теплопроводности слоев; z_r — глубина границы раздела. Из этого выражения легко видеть, что градиенты температуры в слоях не равны: $dT_1/dz \neq dT_2/dz$, т.е. в случае фильтрации флюида термограмма имеет нелинейную форму и, наоборот, линейная термограмма в интервале вхождения зонда — свидетельство чисто кондуктивной теплопередачи в этом интервале глубин (рис. 48).

Полученные значения хорошо согласуются с величиной кондуктивных теплопотерь в осевых зонах срединно-океанических хребтов на участках экранирования подводной гидротермальной деятельности осадочным чехлом [125, 164]. Показательно также, что они совпадают с оценкой полных теплопотерь в Срединной рифтовой зоне Исландии [9]. Это еще одно подтверждение сходства Срединно-Кайманского поднятия с океаническими рифтовыми зонами. Как и в последних, высокие значения кондуктивного теплопотока в локальных впадинах поднятия имеют, по-видимому, "наведенный" характер, отражая существование восходящего теплопотока в разрезе коры. Несложные расчеты показывают, что, несмотря на чисто кондуктивный характер современной теплопередачи в верхней части осадков на изученных станциях, восходящий теплопотоком мог иметь место в самом ближайшем геологическом прошлом: при теплопроводности осадков $a = 5 \cdot 10^{-3}$ см²/с и мощности "кондуктивного" слоя $H = 500$ м — не более 4000 лет назад, а при меньшей мощности такого слоя — еще позже (например, при $H = 10$ м — 1,5 года).

Таким образом, весь комплекс проведенных на полигоне Кайман работ подтверждает высказанные ранее представления о существовании в центральной части трога Кайман субмеридиональной спрединговой зоны. Принципиально важными оказались выполненные здесь впервые измерения теплового потока, значения которого близки к таковым для крупных структур растяжения типа Калифорнийского залива.

ГЛАВА ШЕСТАЯ ПОЛИГОН ГВАДЕЛУПА

ВВЕДЕНИЕ

Главной целью работ на этом полигоне был поиск следов подводной гидротермальной деятельности, до сих пор мало исследованных в вулканически активной островной дуге. Кроме того, проводились изучение фонового теплового потока и выяснение особенностей современного седиментогенеза и литогенеза в пределах поднятия вулканической островной дуги и его склонов. Исследования велись в рамках сотрудничества ГИН АН СССР и Комплексного института геотермических исследований при Бюро горно-геологических исследований Франции, в работах на борту корабля участвовали научный руководитель отдела морской геологии БГИ доктор Ф. Буисс и гидрохимик КИГИ доктор А. Крийю.

Полигон находится между островами Гваделупа и Монтсеррат, относящимися к северной группе Малых Антильских островов. Район работ был ограничен пределами экономической зоны Франции, исключая территориальные воды о-ва Гваделупа. Последний представляет собой практически два острова — Бас-Тер (западный) и Гран-Тер (восточный), разделенные мангровым болотом и узким морским проливом Ривьер-Сале.

В этой части Атлантики работало много экспедиций, в том числе и советских (объединений "Севморгеология" и "Южморгеология"). Особенно детальные работы проведены здесь в последние годы французскими экспедициями ARCANTE, ANTIVOLC, SEACARIB. Результаты этих исследований подробно освещены в литературе и суммированы в нескольких сводных работах [25, 32, 35, 57, 58, 60, 61, 138, 142].

Остров Гран-Тер — одна из возвышенностей древней восточной ветви Малоанtilьской гряды, т.е. Известняковых Кариб; лишь в юго-восточной части этого острова обнажаются вулканогенные породы палеоген-раннемиоценового возраста [33]. Остров Бас-Тер относится к ее западной ветви, или Вулканическим Карибам, представляющим собой активную островную дугу.

Поверхность о-ва Бас-Тер сложена плиоцен-четвертичными вулканитами (рис. 49). В южной части острова находится вулкан Суфриер — высшая точка Малых Антил (1467 м). После колонизации о-ва Гваделупа французами в 1635 г. произошло 13 его извержений, последнее закончилось в 1977 г.; все они были фреатическими [172]. Продукты магматических извержений Суфриера относятся к андезитам известково-щелочной серии. Предшествующая фаза вулканической активности на о-ве Бас-Тер была связана с деятельностью групп эруптивных аппаратов Буйян, продуцировавших тоже преимущественно андезиты. В зоне распространения этих вулканитов на западном берегу острова находится гидротермальная система, носящая то же название — Буйян. Она представляет собой типичные береговые парогидротермы с содержанием Cl^- 16 г/л, Na^+ 7 г/л и температурой 230—250°C на глубинах 600—2500 м [124]. Гидротермальная система Буйян приурочена к крупной зоне тектонического дробления, рассекающей о-в Бас-Тер и прослеживающейся за его пределами. Восточный отрезок этой зоны, постепенно приобретая простирание, поперечное Малоанtilьской дуге, проходит севернее банки Коломби и проявляется обращенным на север субширотным уступом на поверхности о-ва Мари-Галант. Западный ее отрезок, протягивающийся субпараллельно общему простиранию дуги к о-ву Монтсеррат, представляет собой подводное продолжение разлома Зомби и выделен в структуре дна под тем же названием [56]. Его юго-западное крыло приподнято относительно северо-восточного, и в рельефе дна он выражен крутым эскарпом высотой около 200 м.

Вблизи о-ва Бас-Тер выделяется несколько подводных возвышенностей (см. рис. 49). Крупнейшая из них после тектонических горстов банки Коломби и купола Кахуан — постройка вулкана Директор высотой около 700 м. Ее драгированием были подняты туффиты, вулканические микробрекчи и пеплы, по составу относящиеся к кислым андезитам. Их радиоуглеродное и биостратиграфическое датирование показало, что вулкан действовал в период 2,9—3,3 млн лет назад. У южного окончания о-ва Бас-Тер находится другой, вдвое меньший подводный вулкан Вью-Фор, который продуцировал базальты и андезиты 2—2,5 млн лет назад. Севернее вулкана Директор выделяется изолированный холм Ферри высотой около 50 м, а далее к северо-востоку — вдвое более высокий пик Дешайе; морфологически оба они очень похожи на вулканические постройки, но состав и возраст слагающих их пород не изучены. Известно лишь, что породы пика Дешайе очень слабо намагничены, что дает основание предполагать их сильную гидротермальную переработку. Юго-восточнее вулкана Директор, вблизи берега о-ва Бас-Тер, выделяются еще пять небольших конических возвышенностей — так называемая группа подводных пиков Буйян. Они весьма сходны с постройками одноименной наземной вулканической цепи, продолжением которой является эта группа подводных пиков. Такая их позиция, форма и связанная с ними положительная магнитная аномалия свидетельствуют в пользу вулканического их происхождения.

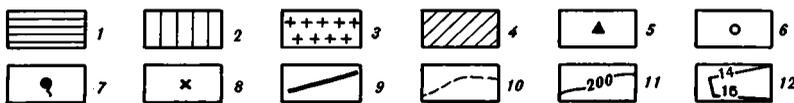
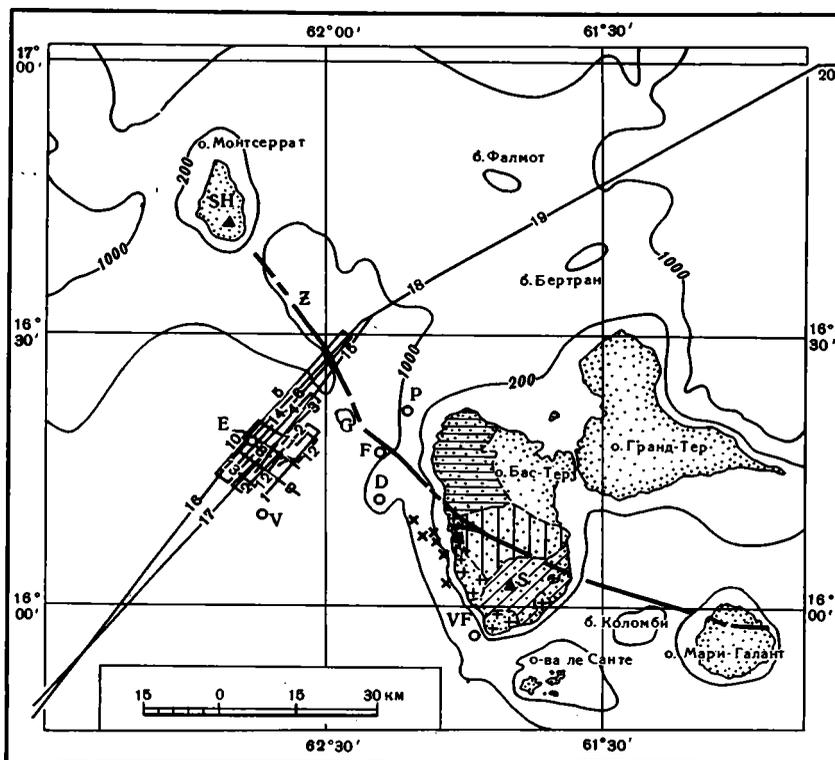


Рис. 49. Геологическая схема Малоанtilльской островной дуги в районе полигона Гваделупа по [56, 107] с добавлениями

1—4 — вулканические породы о-ва Бас-Тер: 1 — фундамента (6—3,5 млн лет) и Северной цепи (3,5—1 млн лет), 2 — Осевой цепи и массива Сан-Тусе (1—0,6 млн лет), 3 — цепи Буйян (0,6—0,2 млн лет), 4 — Большого покрова и массива Маделен-Суфриер (15 тыс. лет — настоящее время); 5 — наземные действующие вулканы; 6 — подводные вулканы и вулкано-подобные возвышенности; 7 — парогидротермальная система Буйян; 8 — цепь подводных пиков Буйян; 9 — тектонические нарушения (в том числе разломная зона Зомби — Z); 10 — геологические границы; 11 — изобаты, м; 12 — линии галсов сейсмопрофилирования 4-го рейса нис "Академик Николай Страхов" и их номера; вулканы: S — Суфриер, SH — Суфриер Хиллс, D — Директор, VF — Вью-Фор; F — холм Ферри, P — пик Дешайе, V — Волкабиле, E — купол д'Антраксто, G — горст Кахуан

Размещение известных в районе о-ва Бас-Тер достоверных или предполагаемых новейших вулканических аппаратов, включая действующий вулкан Суфриер, показало, что все они тяготеют к разломной зоне Зомби, располагаясь к тому же (кроме пика Дешайе) на ее приподнятом юго-западном крыле. В этой зоне, как указывалось, локализована и современная гидротермальная система Буйян, а на продолжении той же зоны в районе банки Коломби 17 февраля 1843 г., по-видимому, в связи со случившимся тогда в этом районе Малых Антиль сильным землетрясением наблюдалось фреатическое извержение [172]. Все это вселяло надежду обнаружить подводные проявления геотермальной активности и на продолжении разломной зоны Зомби в пределах нашего полигона.

Батиметрическая съемка дна полигона проводилась главным образом для выбора конкретных участков геологических, гидрохимических и геотермических исследований, так как в целом геоморфология района хорошо изучена французскими экспедициями. Благодаря им здесь были выделены основные морфологические элементы донного рельефа, которые прослеживаются в пределах полигона. Общая длина эхолотных галсов на полигоне 350 миль. Схема их расположения приведена на рис. 49, а составленная на их основании батиметрическая карта — на рис. 50 (см. вкл.); наша съемка, по существу, явилась продолжением столь же детальных работ, проведенных французскими исследователями несколько южнее [56].

Основной объем работ на полигоне проведен в пределах склона Малоангильской гряды, обращенного к Гренадской котловине. На крайнем юго-западе полигона нашими эхолотными галсами пересечена субширотная подводная долина Пуант-Нуар с довольно плоским дном, опущенным в пределах полигона на глубины 2100—2200 м (см. рис. 50). Ее северным бортом служит субпараллельный долине хребет Бас-Тер, разделенный в пределах полигона на гряды, между которыми дно уступами поднимается в сторону свода дуги. Еще севернее на отметках 1400—1600 м прослеживается дно еще одной подводной долины — Бас-Тер. На ее склоне находится важный структурно-морфологический элемент полигона — купол д'Антраксто. Он представляет собой локальное поднятие, вытянутое с юго-запада на северо-восток на 2 км. Купол возвышается над окружающим дном примерно на 200 м, имея вершину на отметке 1074 м.

Далее к северо-востоку в рельефе дна выделяется южное окончание выступа Шу-Рок, протягивающегося в пределы полигона от о-ва Монтсеррат. Это поднятие приурочено к поднятому крылу разломной зоны Зомби. Морфология восточного склона поднятия, ограниченного разломной зоной, вдоль ее простираения меняется — на юге это резкий уступ с амплитудой до 200 м, а севернее он выполаживается. Юго-западный склон поднятия более пологий. Минимальная глубина моря в пределах выступа Шу-Рок на полигоне 914 м.

Северо-восточнее эхолотными галсами пересечены последовательно депрессия Кахуан, вытянутая вдоль простираения дуги, свод последней между банками Бертран и Фалмот (здесь глубина моря уменьшается почти до 500 м) и морфологические элементы океанического склона дуги, в основании которого дно опускается на глубины свыше 5500 м.

Эрозионно-аккумулятивная седловина между островами Гваделупа и Монтсеррат, где расположен исследованный полигон, находится в зоне вливающегося в Карибское море придонного антарктического течения [4]. Это в значительной мере контролирует условия современной седиментации, приводит к накоплению на своде дуги более крупнозернистого материала, и может сказываться на температурном режиме водной толщи.

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ДНА

Задачей сейсмопрофилирования было изучение строения верхней части геологического разреза морфоструктуры островной дуги поперек ее простираения, что обеспечивает оптимальный выбор участков геологических, геотермических и гидрохимических исследований и возможность последующей объективной комплексной интерпретации всех полученных на полигоне данных.

Ранее в пределах полигона и его окрестностях французскими исследователями было проведено несколько экспедиций, включавших и геофизические исследования, в частности сейсмопрофилирование. Некоторые из этих профилей пересекли структуры, входящие в рамки изученного нами полигона, напри-

мер поднятие Шу-Рок [55, фиг. 7] и купол д'Антраксто [107, фиг. 7]. Результаты наших работ дополняют эти материалы и позволяют детализировать строение Малоангильской дуги на этом участке.

Сейсмопрофилрование велось вдоль галсов, положение которых показано на рис. 49. Направление галсов определялось задачами работ на полигоне и границами зоны, юридически доступной для проведения работ; расстояние между галсами отвечало пределу возможностей навигационной привязки. Длина галсов варьировала от 5 до 75 миль, а общая их протяженность составила 350 миль.

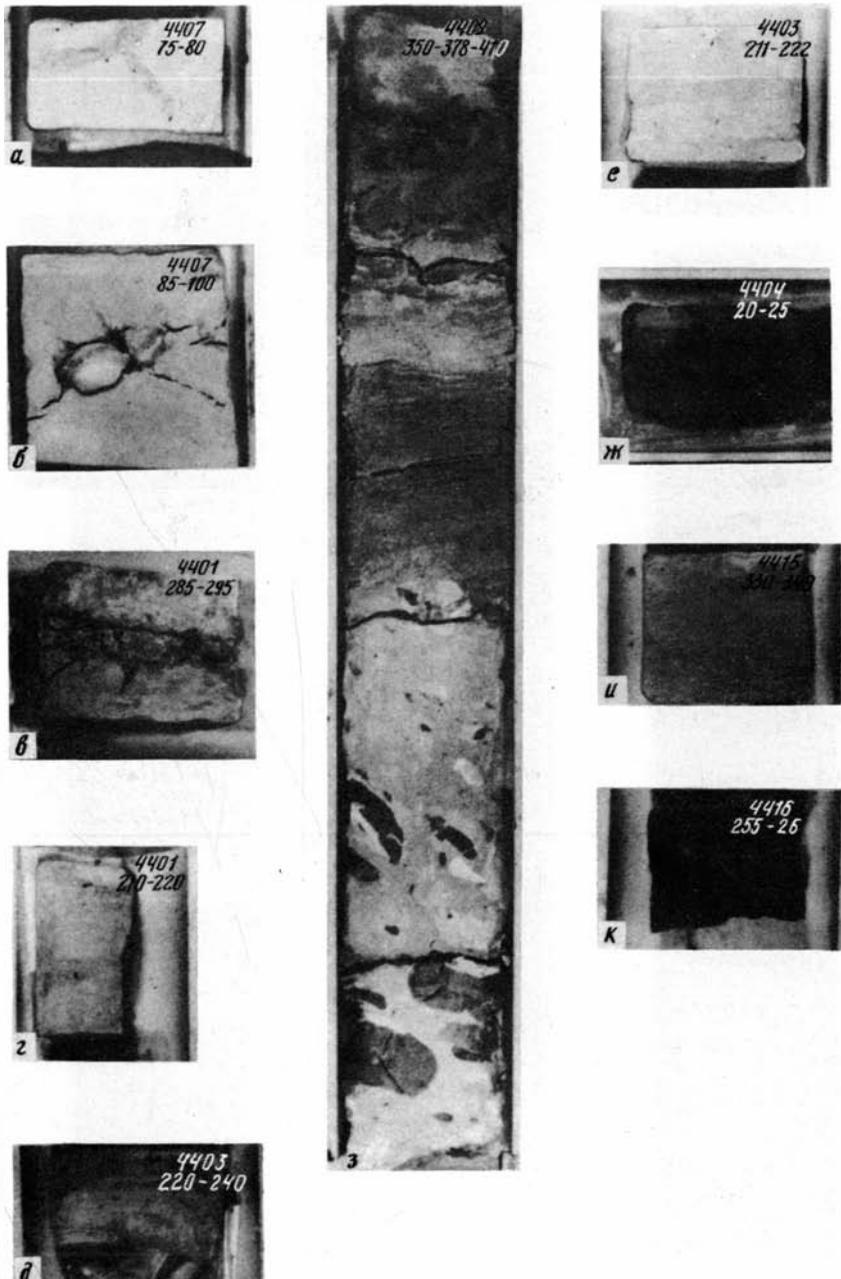
Информация, полученная вдоль продолжающих друг друга с юго-запада на северо-восток галсов 16, 14, 18—20, дала возможность построить сводный сейсмогеологический разрез верхней части Малоангильского поднятия поперек его простирания (рис. 51, см. вкл.). На разрезе это поднятие выглядит как крупная и сложная антиклинальная структура шириной около 200 км с крутым восточным (атлантическим) крылом и более пологим западным (карибским).

Сейсмический разрез отвечает стратифицированной осадочной толще. Она сильно дислоцирована и местами разделена поверхностями несогласия на отдельные сейсмостратиграфические комплексы. Число этих комплексов в разных участках сводного профиля неодинаково, и их параллелизация затруднена блоковым характером строения толщи.

На крайнем юго-западе полигона, в долине Пуант-Нуар, прослеживается несколько субпараллельных отражающих горизонтов и серий отражающих площадок. Под дном долины они залегают субгоризонтально, а по направлению к хребту Бас-Тер воздымаются; у его подножия просматривается подошвенное налегание верхнего комплекса (1П) мощностью до 100 м на нижележащие отложения, выходящие на поверхность дна в южной гряде хребта. В этой нижележащей толще обособляются два отражающих горизонта. Верхний из них, более четкий, прослеживающийся на временах 0,4—0,5 с от поверхности дна, соответствует опорному плиоценовому горизонту R, выделенному в долине Пуант-Нуар и других участках западных подножий о-ва Гваделупа французскими исследователями [107]. Поэтому возможно, что подстилающая комплекс 1П толща мощностью более 1000 м объединяет несколько стратиграфических комплексов, на данном участке профиля залегающих согласно. Из-за отсутствия внутри этой толщи несогласных сейсмических границ число таких комплексов неясно, и лишь верхи ее могут быть уверенно индексированы как комплекс 2П. Характер записи отраженных сигналов по направлению к хребту Бас-Тер становится все менее отчетливым, говоря об изменении акустических свойств пород в этом направлении (увеличении их однородности).

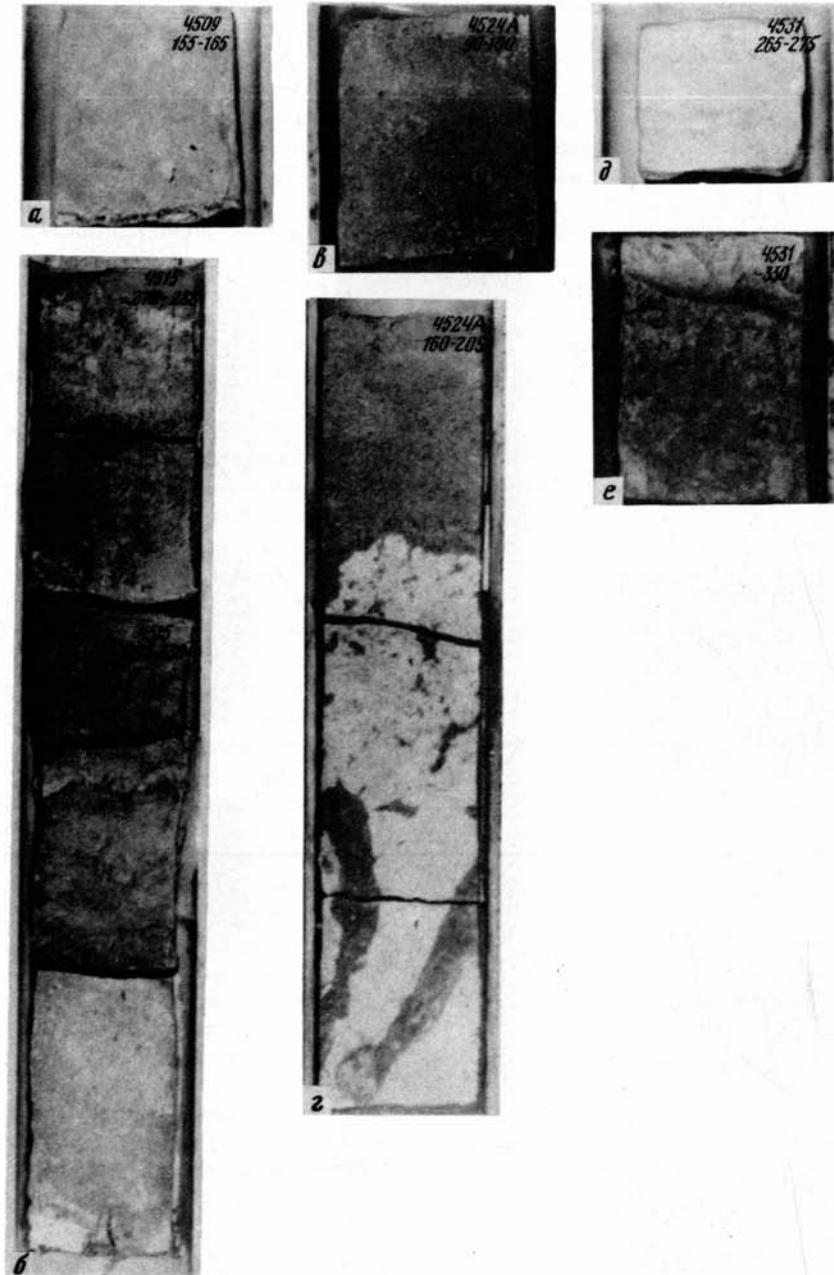
Далее к северо-востоку профиль пересекает субширотный хребет Бас-Тер. В его разрезе резкими изломами и разрывами отражающих горизонтов трассируются многочисленные субвертикальные тектонические нарушения, смещения по которым создали блоковую структуру хребта. Южная его гряда с поверхности сложена породами комплекса 2П. Резкое изменение характера сейсмической записи в северо-восточном направлении отмечает примыкание на северном борту гряды к породам комплекса 2П акустически непрозрачных слоистых осадков комплекса 1ХБ, аналогичного комплексу 1П. Эти осадки заполняют межблочные депрессии хребта Бас-Тер и облекают его возвышенности. В депрессиях они практически не деформированы, осложнены лишь отдельными небольшими флексурами вблизи тектонических нарушений. Мощность комплекса 1ХБ довольно изменчива (местами его нижняя граница плохо прослеживается на фоне отражений от придонных слоев), не более, однако, 100 м. Этот комплекс подстилается акустически прозрачными осадками мощностью около 300 м, образующими следующий комплекс 2ХБ (возможный аналог комплекса 2П над опорным горизонтом R). Под ним по угловому несогласию выде-

Таблица I



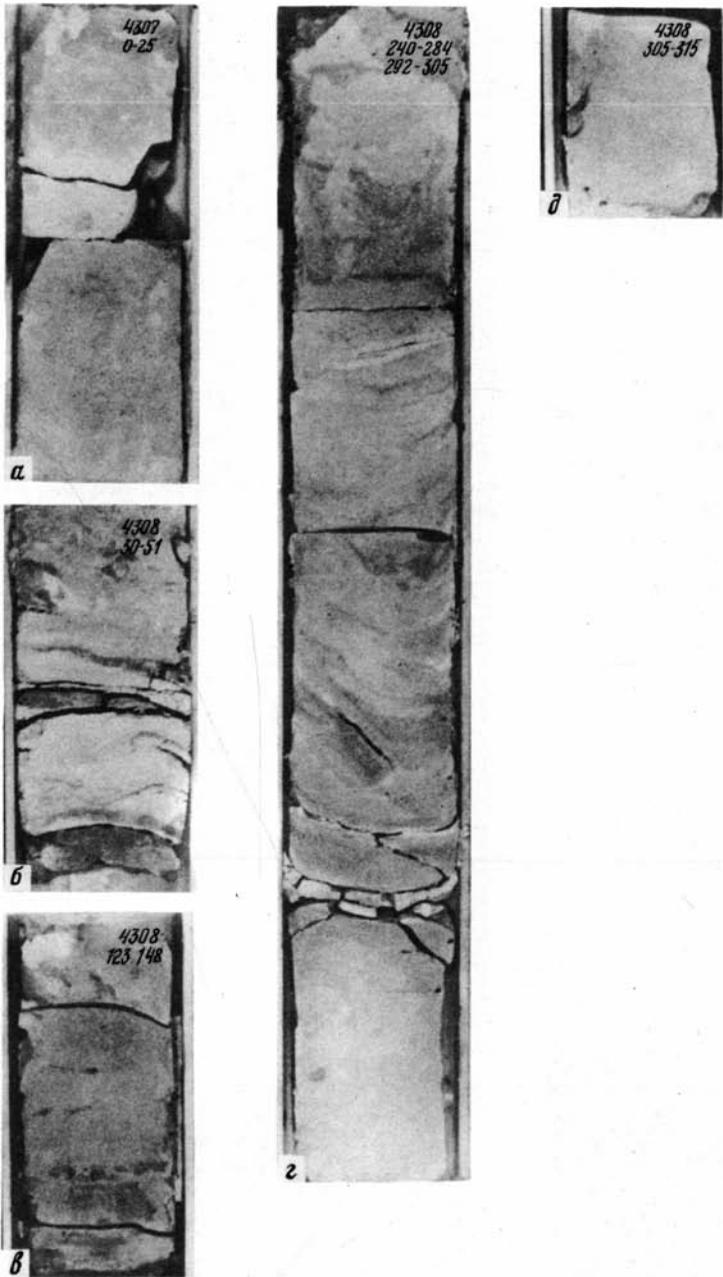
Отложения крупного морского залива (полигон Кампече)

Фашиа: *а, б* — карбонатных органогенных отложений окраины шельфа (генетический тип МШК-2); *в, з* — песчано-глинистых отложений автокинетических потоков и оползней (генетические типы МСП-1, МСП-2, МСП-3); *г—ж, и* — глинисто-карбонатных отложений пришельфовой зоны материкового склона (генетический тип МСК-2); *к* — карбонатно-глинистых осадков материкового склона (генетический тип МСГ-1)



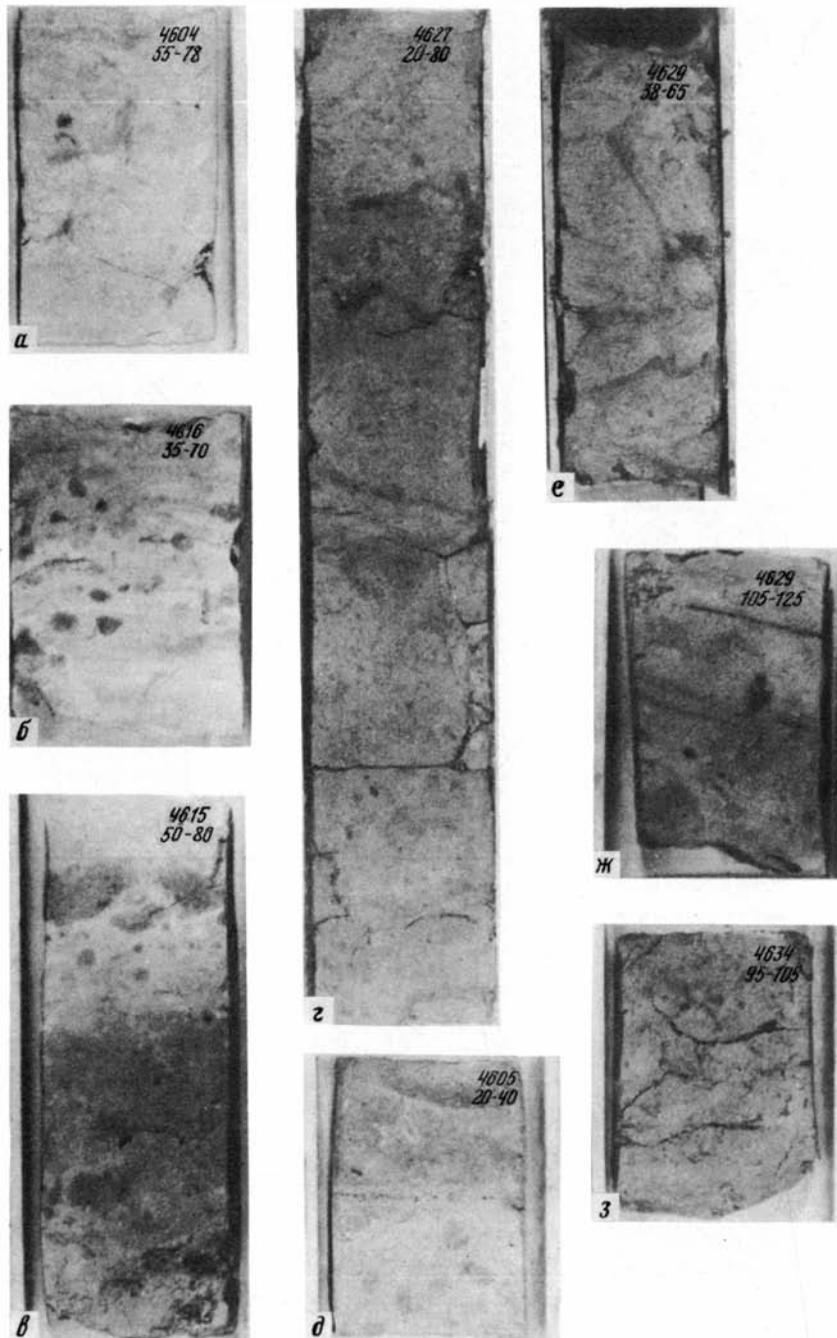
Отложения материкового склона окраинного бассейна (полигон Юкатан)

Фашии: *a, в, в* — карбонатно-глинистых осадков средней части материкового склона (генетические типы: *a, в* — БСГ-1, *в* — БСГ-2); *б, г, г* — песчано-глинистых осадков оползней на материковом склоне (генетические типы: *б, г* — БСО-1, *г* — БСО-2)



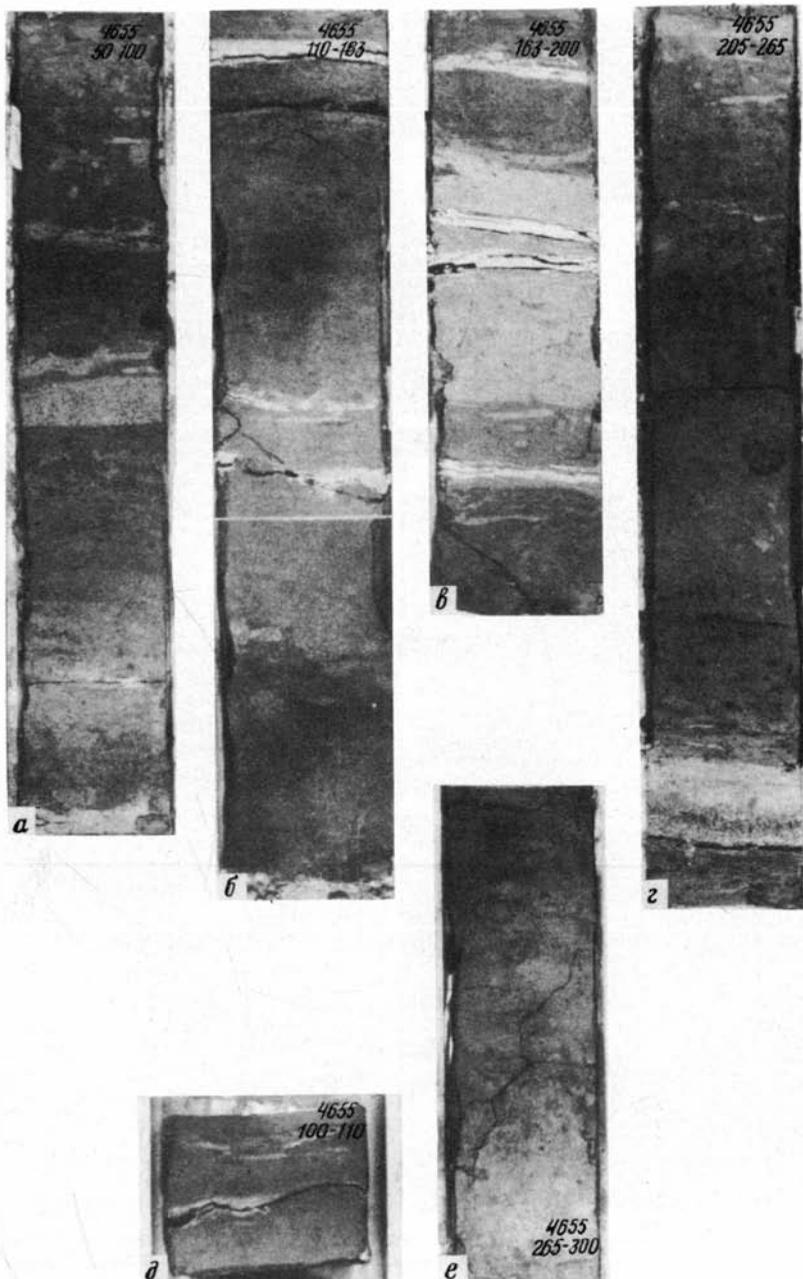
Отложения абиссального трога окраинного морского бассейна (полигон Кайман)

Колонка осадков ст. 4308. Интервалы: *а* — 0—25 см — зона окисленного осадка; *б* — 30—51 см — генетический тип БТП-1; *в* — 123—148 см — генетический тип БТГ-1; *г* — 240—305 см — в верхней части интервала генетический тип БТГ-1, ниже БТО-1, в интервале 288—292 см БТП-3; *д* — 305—315 см — генетический тип БТО-1



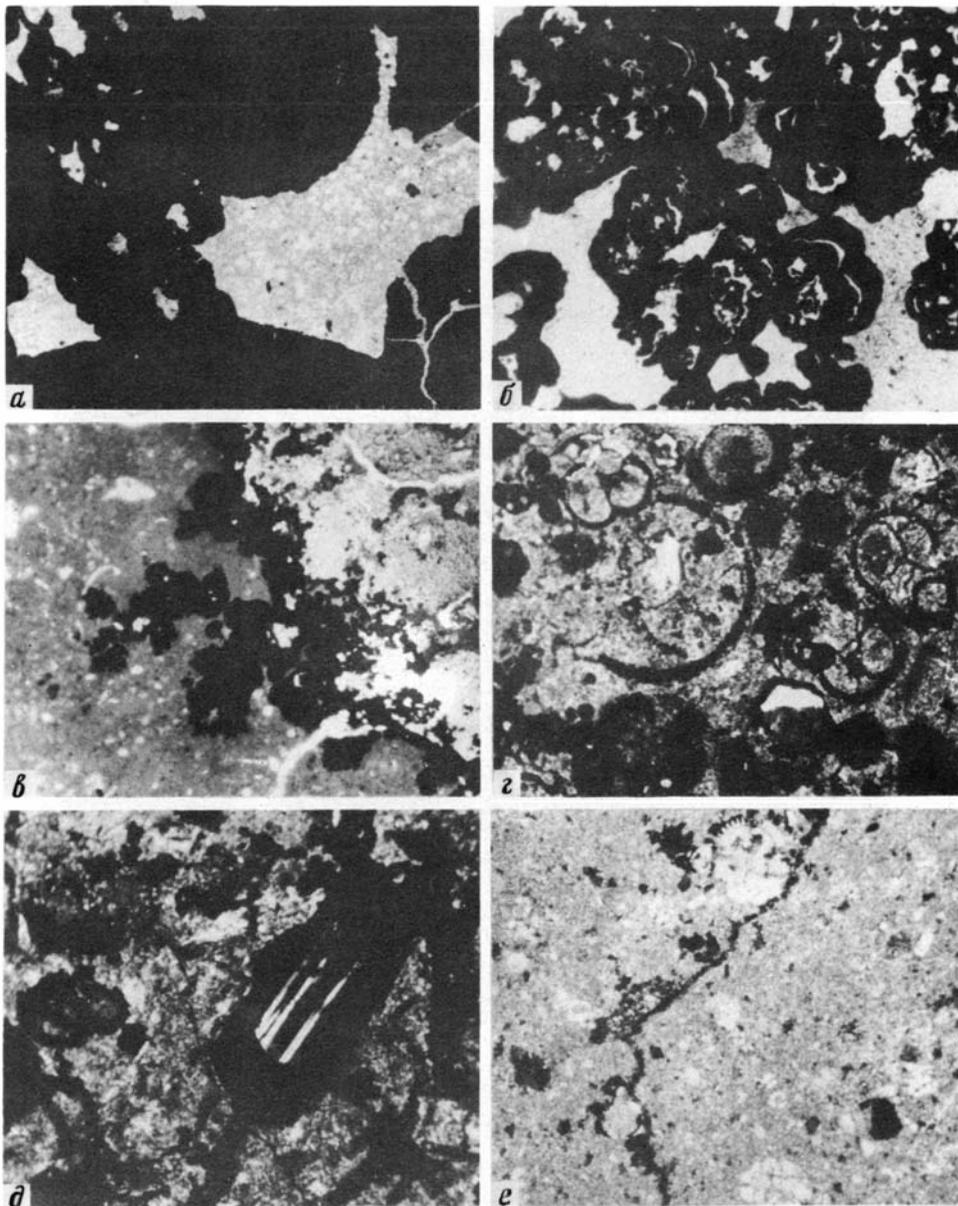
Отложения мелководья вулканической дуги (полигон Гваделупа)

Фации: а, в—д, ж, з — вулканогенно-карбонатных осадков открытого мелководья вулканической дуги (генетические типы: а, в, д, ж — БВМ-2, з — БВМ-1); б — глинисто-песчаных отложений слабых течений на мелководье дуги (генетический тип БВТ-1); е — отложения оползней у подножия склонов на мелководье дуги (генетический тип БВО-1)



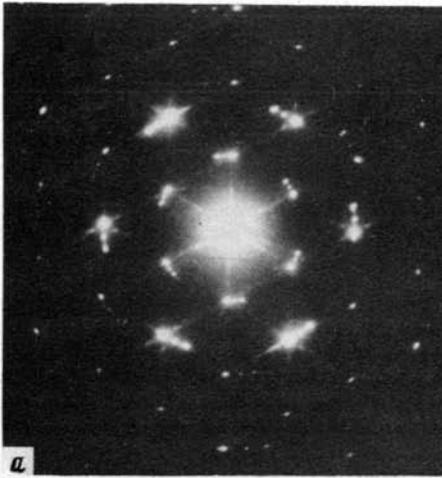
Гемипелагические осадки склона вулканической дуги (полигон Гваделупа)

Колонка осадков ст. 4655 (интервал 50—300 см). *a*, *б*, *г*—*e* — на фоне глинистых осадков фации спокойной седиментации подножия вулканической дуги (генетические типы БАГ-1, БАГ-2) отчетливо видны прослой глинисто-песчаных отложений фации течений и потоков (БАТ); *в* — в интервале 186—188 см прослой кремнистого диатомового ила (генетический тип БАК-1)

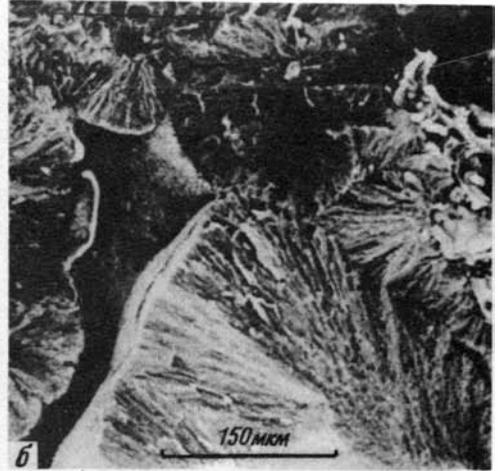


Формы выделения гидроокислов Mn в исходной карбонатной породе (прозрачные шлифы)

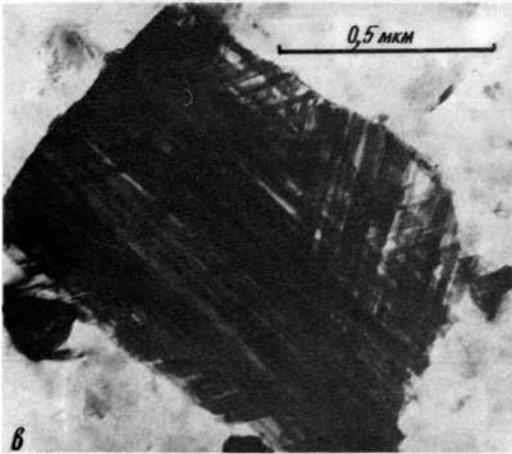
a — сплошные массы гидроокислов Mn (черное) с участками первичной карбонатной породы (светлое), $\times 20$, николи +; *b* — коллоидные выделения тодорокита, $\times 48$, николи ||; *c* — дендритовидные выделения гидроокислов Mn в карбонатной породе; $\times 20$, николи ||; *d* — замещение гидроокислами Mn створок фораминифер, $\times 20$, николи +; *e* — пленка гидроокислов Mn вокруг зерна полевого шпата, $\times 20$, николи +; *f* — прожилок гидроокислов Mn в карбонатной породе, $\times 20$, николи +



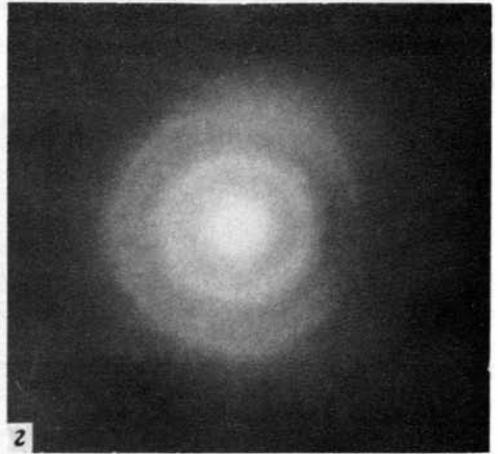
а



б



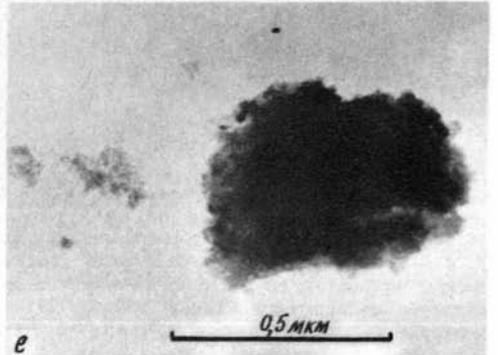
в



г



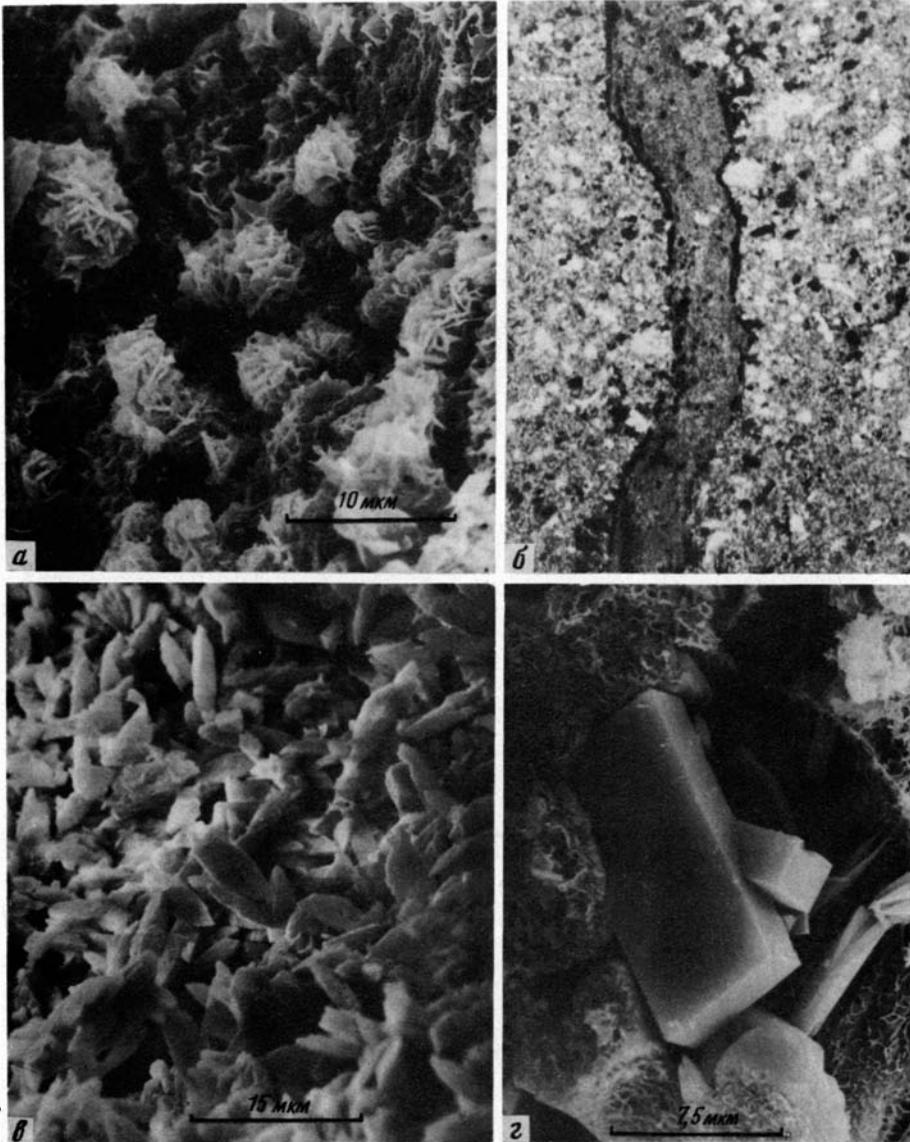
д



е

Морфологические особенности и микродифракционные картины тодорокита и вернадита

а — электронограмма от части тодорокита; б — радиально-лучистые агрегаты пластинчатых частиц тодорокита (СКАН); в — тройниковый сросток тодорокита; г — электронограмма от части вернадита; д — глобулярные выделения вернадита (СКАН); е — агрегат тонкодисперсных частиц вернадита



Морфологические особенности силикатов и карбонатов

a — скопление леписфер железистого смектита (СКАН); *б* — канал, выполненный кристаллическим кальцитом в массе первичной породы, $\times 20$, николи \parallel ; *в* — морфология кристаллов кальцита, выполняющих канал (СКАН); *г* — кристаллы цеолитов в поре внутри смектитового материала (СКАН)

ляется еще один сейсмостратиграфический комплекс ЗХБ (он может соответствовать пачке отложений долины Пуант-Нуар под горизонтом R), прослеживающийся и в северной гряде хребта Бас-Тер.

Еще далее к северо-востоку профиль пересекает асимметричную долину Бас-Тер. В ее разрезе выделяются четыре сейсмостратиграфических комплекса. Мощность верхнего из них (1ДБ) заметно больше, чем у его аналога в хребте Бас-Тер (1ХБ), что свидетельствует о более интенсивном прогибании дна в пределах долины на последнем этапе осадконакопления. В долине Бас-Тер, как и на хребте, осадочный чехол расчленен многочисленными тектоническими нарушениями, из которых, однако, лишь немногие пронизывают верхний комплекс 1ДБ (раздробленность разреза возрастает книзу).

В сейсмическом разрезе здесь, как и на хребте, часто отмечаются субвертикальные зоны исчезновения (полной потери корреляции) отраженных сигналов. Эти зоны выглядят как инъекционные структуры (структуры протыкания). Большой частью они "слепые", но некоторые совпадают с подводными возвышенностями, причем на таких участках иногда теряется сейсмическое отображение верхнего комплекса. Самый яркий пример такой структуры — купол д'Антракто. Его выражение на сейсмических профилях показано на рис. 52. Оно совершенно аналогично полученному французскими исследователями во время экспедиции ANTIVOLC-81. По их мнению, эта структура, выраженная к тому же конусообразным поднятием в рельефе дна, могла бы иметь вулканическую природу. Но при драгировании купола французской экспедицией ARCANTE-3 (ST-124D) и в нашем рейсе (см. ниже) с его поверхности были подняты только осадочные породы, так что прямых доказательств его магматического происхождения нет, и наблюдаемые зоны "сейсмической тени" могут быть связаны с кластическими инъекционными дайками или штоками. Локальность купола д'Антракто, сходство волновой картины (интенсивности отраженных сигналов, акустической прозрачности пород) на обоих его флангах позволяют уверенно отождествлять сейсмостратиграфические комплексы, выделенные западнее и восточнее купола.

Критерием выделения в разрезе долины Бас-Тер верхних комплексов 1ДБ, 2ДБ и 3ДБ является их несогласное залегание на юго-западном фланге поднятия Шу-Рок, ограничивающего эту долину с востока. Комплекс 1ДБ западнее купола д'Антракто представлен акустически слабопрозрачными осадками, а к востоку от него — акустически непрозрачными. По характеру записи отражающих горизонтов и практическому отсутствию деформаций эти осадки аналогичны породам комплексов 1ХБ и 1П. Максимальную мощность — около 200 м — комплекс 1ДБ имеет в днище долины Бас-Тер. На фланге поднятия Шу-Рок он с подошвенным несогласием примыкает к нижележащим отложениям, выходящим в этом месте на поверхность дна.

Эти отложения, выделенные в комплекс 2ДБ, представлены сходными осадками, состав которых в пределах одного пласта вдоль его простираения беспорядочно меняется от акустически прозрачных до слабопрозрачных. Мощность их от 150 до 250 м. В борту долины Бас-Тер, между поднятием Шу-Рок и куполом д'Антракто, этот комплекс с подошвенным несогласием вдоль резкой отражающей границы налегает на подстилающие отложения.

Последние образуют комплекс 3ДБ. Представлены они в основном акустически полупрозрачными осадками. Судя по характеру записи, они деформированы в мелкие складки и разбиты еще более многочисленными, чем в выше лежащих комплексах, тектоническими нарушениями. Общая мощность этого комплекса почти везде превышает 700 м. Внутри него выделяется интенсивным отражением промежуточный сейсмический горизонт, обозначенный нами индексом G. Этот горизонт особенно резко проявлен на параллельном сводному профилю галсе 15, лежащему в 2 км от него к юго-востоку (см. рис. 49).

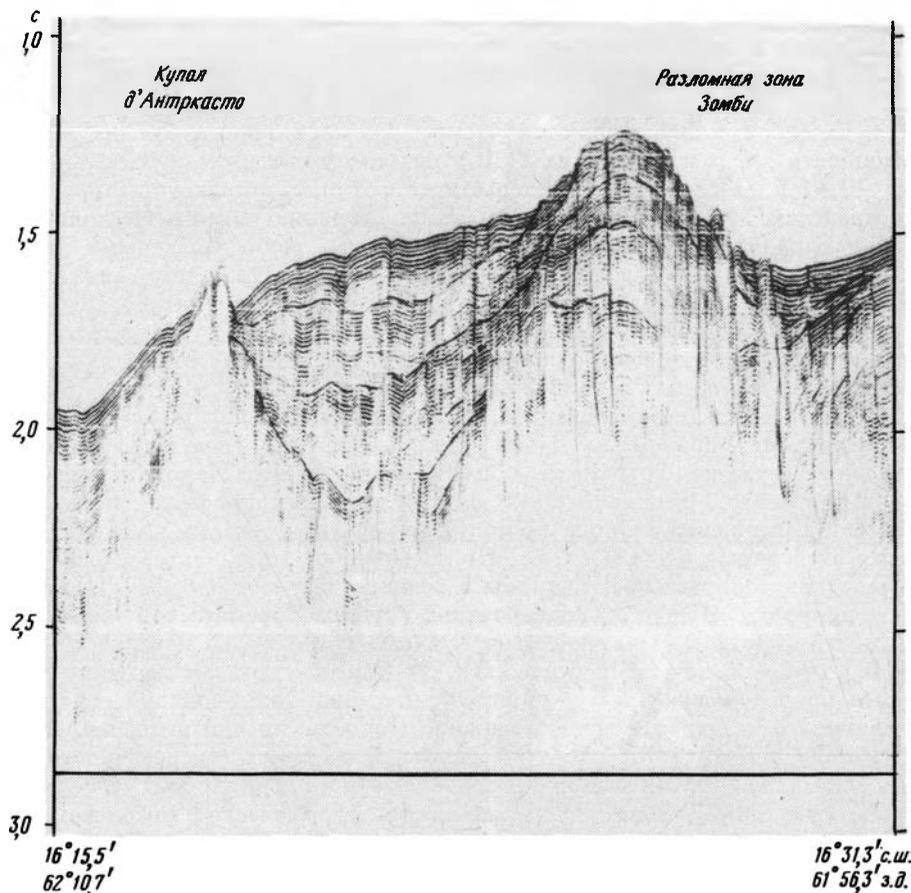


Рис. 52. Примеры записи НСП вдоль галса 14 полигона Гваделупа

На этом галсе горизонт G выражен почти прямолинейной сейсмической границей, на протяжении 13 км поднимающейся в северо-восточном направлении к эскарпу Зомби примерно на 750 м (угол наклона $\sim 3^\circ$). Запись отраженного сигнала от горизонта G выражена многофазным высокочастотным цугом сейсмических волн длительностью более 100 мс. Северо-западнее галса 15 горизонт G прослеживается менее четко и в общем только в пределах поднятия Шу-Рок, параллельно дугообразной кровле комплекса 3ДБ. Наличие горизонта G внутри этого комплекса свидетельствует о резком вертикальном изменении акустической жесткости слагающих его пород.

На северном склоне купола д'Антраксто почти на поверхность дна выходят породы еще одного комплекса 4ДБ, к кровле которого последовательно прилегают отложения всех вышележащих комплексов. Породы комплекса 4ДБ — акустически прозрачные осадки, интенсивно дислоцированные и меняющие по простиранию состав, о чем говорит прерывистость отражающих площадок. На юго-западном склоне купола идентифицировать породы комплекса 4ДБ в полученной картине сейсмических сигналов не удалось.

Согласное залегание комплексов 1—3ДБ на большей части долины Бас-Тер при резко несогласном их взаимоотношении с комплексом 4ДБ позволяет объединить первые три в единый суперкомплекс, составляющий основную

часть наблюдаемого сейсмогеологического разреза западного склона Малоантильского поднятия.

Практически не деформированные породы комплексов 1ДБ и 2ДБ кажутся аналогами плиоплейстоценовой вулканической деформации, выделенной в зоне Гваделупа—Ангийя Вулканических Кариб Дж. Томблином [32, табл. 3, 4]. Но суммарная мощность этих комплексов (≤ 500 м) по крайней мере вдвое меньше мощности упомянутой формации. Поэтому не исключено, что к ней относятся и комплекс 3ДБ, по характеру залегания имеющий больше общего с вышележащими, чем с комплексом 4ДБ. Однако с последним его сближает деформированность осадков, характерная для более древней, олигоцен-миоценовой, тоже вулканической формации, выделенной Дж. Томблином в этом же районе Малых Антиль. Комплекс 4ДБ в полученном сейсмогеологическом разрезе представляет, по-видимому, именно эту формацию, но стратиграфическая принадлежность комплекса 3ДБ в итоге остается неясной.

Выделяющиеся в долине Бас-Тер и на ее склоне комплексы 2ДБ и 3ДБ прослеживаются и в горст-антиклинальной структуре поднятия Шу-Рок. Особенно густым роем тектонических нарушений разбит его восточный склон, серийей ступеней погружающийся в сторону депрессии Кахуан. Этот рой — результат виргации регионального разлома Зомби, который чуть южнее, на галсе 15, выражен в виде единого крупного дизъюнктива. На этом галсе под геоморфологическим эскарпом отмечается клинообразная зона исчезновения сейсмических сигналов (сейсмической тени), аналогичная наблюдающейся под куполом д'Антраксто. Это явно инъекционная структура, но вещественный состав ее неизвестен. Если это магматическое тело, неизбежно связанное с более крупным и глубже залегающим плутоном, то внедрение такого плутона должно было сопровождаться поднятием осадочной кровли и формированием в ней взбросов. В пользу взбросовой природы эскарпа говорит и резко асимметричная форма поднятия Шу-Рок на галсе 15. Известно [61], что разлом Зомби в виде такого эскарпа прослеживается далеко к югу и что к его поднятому крылу приурочены почти все достоверные или предполагаемые в этом районе вулканические постройки. Вытекающее из этого представление о региональном распространении вулканоплутоновой деятельности в зоне разлома Зомби и к западу от нее согласуется с данными нашего сейсмопрофилирования об обилии субвертикальных зон "сейсмической тени" на карибском склоне дуги и редкости их в ее присводовой части и на атлантическом склоне.

Восточнее разлома Зомби в разрезе Малоантильской дуги выделяются два структурных этажа, резко различающихся по характеру залегания пород. Верхний этаж образован одним комплексом акустически прозрачных осадков, плавно облекающих тонким (порядка 100 м) чехлом купольную часть поднятия. Спокойное залегание этих осадков нарушено одиночным блоковым поднятием в борту депрессии Кахуан и небольшими флексурами над активными разломами, секущими нижний этаж и кое-где проникающими в верхний. На большей части свода осадки верхнего комплекса резко несогласно перекрывают более древние образования. Будучи стратиграфическим аналогом первых комплексов описанной части карибского склона, породы верхнего этажа по составу, учитывая зону их распространения и выдержанную небольшую мощность, должны быть родственны выделенной в Известняковых Карибах [32] формации Барбуда, представленной плейстоценовыми известняками мощностью 65 м.

Нижний структурный этаж отличается от верхнего складчатостью и тектонической раздробленностью слагающих его пород. Кровля его представляет собой исключительно ровную поверхность, срезающую разновозрастные сеймо-стратиграфические комплексы, что говорит о длительном перерыве в осадконакоплении перед формированием кроющих нижний этаж более молодых осад-

ков. В истории Известняковых Кариб, как указывает Дж. Томблин, такой перерыв имел место в плиоцене—позднем миоцене.

В депрессии Кахуан внутри нижнего структурного этажа по взаимоотношениям отражающих горизонтов выделяются четыре комплекса. Верхний, 2КХ, сложенный акустически непрозрачными осадками, в тальвеге депрессии имеет мощность более 700 м (намного большую, чем вторые комплексы карибского склона западнее разлома Зомби), а на восточном борту депрессии выклинивается. Он несогласно перекрывает комплекс 3КХ акустически прозрачных осадков, подошва которых также подымается к востоку, в направлении оси Малоантильского свода. Тот же наклон имеют и акустически непрозрачные осадки четвертого комплекса. Аналогичное воздымание и выклинивание слоев осадочной толщи в депрессии Кахуан отмечалось предыдущими экспедициями [55, фиг. 7]. В отличие от вышележащих четвертый комплекс более раздроблен тектоническими нарушениями и содержит структуры протыкания. Под ним выделяется еще один сейсмогеологический комплекс 5КХ; его кровля в нарушение общей тенденции в восточном направлении падает, но за пределами депрессии проследить ее положение не удалось.

В горсте, ограничивающем депрессию Кахуан с востока, нижний структурный этаж представлен, по-видимому, только четвертым комплексом. Этот же комплекс представляет собой нижний этаж и в осевой части свода, где в изгибах отражающих горизонтов ясно виден замок антиклинали Известняковых Кариб. На атлантическом ее крыле в составе нижнего этажа снова появляются молодые комплексы акустически прозрачных осадков (2С, 3С), которые, однако, без дополнительных данных не могут быть уверенно отождествлены с верхними комплексами западного крыла. Зато к востоку сводовые комплексы довольно уверенно параллелизуются с комплексами долины Фалмот, где в нижнем структурном этаже появляются антиклинальные и синклинальные складки высших порядков.

В рельефе подножий Малых Антиль, подробно изученном французскими исследователями [54], видны морфологические элементы антиантильского простиранья. На карибском склоне к ним, по-видимому, относятся долина Пуант-Нуар, хребет и долина Бас-Тер; на атлантическом склоне самым ярким их представителем служит эскарп Дезирад — один из самых крупных подводных уступов в мире с перепадом высот в 4800 м при уклоне 53° [54]. Видны такие элементы и на полученном сейсмогеологическом профиле. Это изогнутый в плане (слегка выпуклый к юго-востоку) крупный горстовый хребет Фалмот, ось которого пересечена галсом 19 и вторично-продолжающим его под углом галсом 20, а также прилегающая к хребту с северо-запада долина Уиллоугби.

С юго-запада хребет Фалмот ограничен субвертикальным разломом, вдоль которого комплексы 2ДФ и 3ДФ приведены в контакт с более древними породами. Структурная позиция последних не вполне ясна. Возможно, что это нижние горизонты комплекса 4ДФ, но существенно иной характер их сейсмического разреза (редкость и фрагментарность отражающих площадок) подталкивает к выделению их в наиболее древний, 5ХФ, комплекс нижнего структурного этажа, состоящий из наиболее уплотненных и, возможно, частично метаморфизованных осадочных пород и представляющий акустический фундамент.

В прилегающей к хребту долине Уиллоугби этот комплекс перекрыт более молодыми комплексами. Самый верхний из них, 1ХФ, по характеру залегания и сейсмической записи идентичен породам верхнего этажа Малоантильского свода. Нижележащий комплекс 2ХФ состоит из практически однородных осадком большой мощности, местами затронутых складчатостью; такая же дислоцированность отличает и комплекс 3ХФ, подошва которого не прослежена. Возможно, что оба этих комплекса образовались в результате сноса осадочного материала с поверхности лежащего северо-западнее плато Барбуда-Антигуа.

Комплексы 1ХФ и 2ХФ отмечаются и на восточном склоне хребта Фалмот, где их кровля находится значительно выше, чем в долине Уиллоуби. Это, по-видимому, отражает молодые вертикальные движения на атлантическом склоне Малоантильской дуги. На большей части этого склона молодые комплексы отсутствуют (или их мощность недостаточна для проявления в сейсмическом разрезе), но в его подножии снова отмечается мощная толща молодых осадков — чехол Гваделупской котловины (комплекс 1Г).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основной целью геологических исследований в морфоструктуре Малоантильской дуги было изучение особенностей седиментогенеза в условиях активного островодужного вулканизма. При этом, учитывая специфику данного полигона, особое внимание уделялось поиску минеральных следов подводной гидротермальной деятельности.

Некоторые геологические исследования в пределах полигона уже были проведены предшествующими экспедициями. Во время одной из них — ARCANTE-3 — был драгирован купол д'Антраксто [81]. С его поверхности были подняты бежевые пелагические илы, остатки кораллов и железомарганцевые корки; вулканические породы в поднятом материале отсутствовали. Однако изучение микроструктуры железомарганцевых корок выявило следы гидротермального воздействия на породы дна, что дало основание предполагать вулканическую природу купола.

В процессе наших исследований было проведено повторное драгирование купола д'Антраксто и впервые драгированы восточный борт поднятия Шу-Рок и океанический склон островодужного поднятия. Кроме того, в разных морфологических элементах дна полигона были детально изучены разрезы рыхлых осадков, взятые грунтовыми трубами.

Литоолого-фациальные особенности осадков. Большинство станций опробования осадочного чехла (табл. 19) находится на западном, карибском, склоне островодужной гряды с глубинами дна от 1100 до 2200 м. На них были получены колонки грунта длиной от 60 до 145 см (столь малая глубина вхождения труб уже сама по себе служила указанием на высокую плотность осадков). Одна станция, на которой была взята самая короткая (10 см) колонка, находится на атлантическом склоне Малоантильской дуги (ст. 58), а самая длинная (340 см) — у его подножия (ст. 55). Разрезы колонок донного грунта схематически изображены на рис. 53 (см. вкл.), а некоторые из них показаны на фотографиях (табл. IV, V). Самые характерные разрезы детально описаны ниже.

Ст. 27 расположена на крайнем юго-западе полигона в долине Пуант-Нуар.

0—35 см (окисленный слой). Ил буро-коричневый, кокколито-фораминиферовый, глинистый, со спикулами губок и раковинным детритом, неслоистый, пятнистый; глубже 18 см — более темный, полосчатый за счет обогащения отдельных прослоев гидроокислами марганца.

35—95 см. Ил зеленовато-серый, пятнистый, нанофораминиферовый, с примесью спикул губок, детрита, вулканокластического материала, следами илоедов; в интервале 73—76 см глинистый.

Ст. 29 находится у западного подножия хребта Бас-Тер.

0—35 см (окисленный слой). Ил буро-коричневый, пятнистый, нанофораминиферовый; в интервалах 18—20 и 32—35 см — темные полосы (скопления гидроокислов марганца).

35—38 см. Песок серый, мелко-среднезернистый, сильноглинистый, состоит из раковин фораминифер, птеропод, спикул губок, биодетрита и примеси органогенного материала, неслоистый.

38—62 см. Ил серый, нанофораминиферовый, глинисто-алевритовый, с включением обломков и "окатышей" плотного бежевого биоогенного осадка, округлых или неправильной формы, размером 2,5×6 см.

62—145 см. Ил серый, с зеленоватым оттенком, фораминиферовый, глинисто-песчаный, пятнистый и неясно полосчатый; в интервале 85—120 см — с единичными примазками гидротроилита; в интервалах 109—110 и 114—115 см — прослой темно-зеленого глинистого ила; в нижней половине слоя — неправильные обломки плотного коричневого ила до 5 см в поперечнике.

Таблица 19

Положение станций опробования осадочного чехла

Номер станции	Координаты		Глубина, м	Длина колонки, см	Номер станции	Координаты		Глубина, м	Длина колонки, см
	с.ш.	з.д.				с.ш.	з.д.		
04	16°17,03'	62°08,50'	1303	100	27	15 49,70	62 30,47	2188	95
05	16 16,11	62 09,32	1394	100	29	15 57,01	62 24,30	1828	145
11	16 18,99	62 07,15	1234	60	34	16 04,06	62 17,32	1730	135
12	16 19,72	62 06,02	1198	115	35	16 09,42	62 14,70	1563	125
13	16 23,06	62 03,26	1138	100	55	17 00,29	60 50,80	5660	340
15	16 28,04	61 58,50	1094	120	58	16 57,38	61 11,40	2380	10
16	16 29,19	61 58,56	1146	110					

Аналогичный разрез имеют осадки на ст. 34 (в восточной части хребта Бас-Тер) и ст. 35 (в центре долины Бас-Тер).

Ст. 04 расположена у западного подножия купола д'Антраксто.

0—45 см (окисленный слой). Ил буро-коричневый, кокколитовый, глинистый, с массой многочисленных фораминифер, радиолярий, диатомей, биодетрита, примесью туфогенного материала, пластичный, водонасыщенный; с глубины 15 см — темный, полосчатый (за счет обогащения отдельных прослоев гидроокислами марганца).

45—78 см. Ил серый, с зеленоватым оттенком, кокколито-фораминиферовый, глинистый (CaCO₃ 64,7%), с примесью спикул губок, раковинного детрита, изредка птеропод, отчетливыми следами илоедов, на глубине 46 см — примазки гидротроилита; текстура осадка неясно пятнистая, нижний контакт отчетливый.

78—100 см. Песок зеленовато-серый, разнозернистый (частицы мелкопесчаной и алевроитовой размерности), плохо сортированный, глинистый, неслоистый, книзу — более крупнозернистый; по составу в основном органический (раковины фораминифер, птеропод, биодетрит, спикулы губок) с примесью туфогенного материала (зерна пироксенов, полевых шпатов, роговой обманки).

Такой же, как на ст. 04, разрез осадков на станциях в районе купола д'Антраксто (05, 11, 12) и расположенной несколько северо-восточнее ст. 13.

Ст. 16 находится в опущенном крыле разлома Зомби, у подножия поднятия Шу-Рок.

0—20 м (окисленный слой). Ил буро-коричневый (книзу более светлый), кокколито-фораминиферовый, с примесью спикул губок, раковин птеропод и диатомей; в интервале 10—15 см — темные прослои, обогащенные гидроокислами марганца.

20—55 см. Ил серый, с зеленоватым оттенком, кокколито-фораминиферовый, с ходами илоедов, обломками мелких пелелипод, неясно пятнистой текстурой, нижний контакт отчетливый.

55—75 см. Ил светло-серый, пятнистый, кокколито-фораминиферовый, слабоглинистый, слоистый; слоистость горизонтальная, волнистая, нарушенная следами жизнедеятельности илоедов; в нижней части интервала — линзочки хорошо отмытого фораминиферо-песка с резким нижним контактом.

75—110 см. Ил темно-серый, кокколито-фораминиферовый, глинистый, с примесью спикул губок, отдельных раковин мелких пелелипод, незначительного количества туфогенного материала; текстура неясно полосчатая, пятнистая; в интервале 80—85 см примазки гидротроилита.

Аналогичная колонка была поднята и на соседней ст. 15.

Самая длинная колонка осадков (340 см) была получена на ст. 55, находящейся далеко к востоку от остальных, у подножия океанического склона островодужного поднятия.

0—25 см (окисленный слой). Ил буро-коричневый, глинистый (CaCO₃ 25,4%), с примесью фораминифер, детрита, спикул губок и туфогенного материала (зерен пироксенов, полевых шпатов, роговой обманки, обломков вулканического стекла).

25—35 см. Песок зеленовато-серый, мелкозернистый, плохо сортированный, детритовый, с примесью туфогенного материала; слоистость отчетливая, тонкая, горизонтальная, мощность слоев до 1 мм, градационной сортировки материалов в слое не отмечено; нижний контакт отчетливый, неровный.

35—61 см. Ил коричнево-серый, до глубины 55 см — песчаный из-за примеси биогенного и вулканогенного материала, ниже — глинистый, слабокарбонатный; текстура пятнистая и линзовидная, осадок переработан илоедом.

61—67 см. Туффит алевроитовый, мелкозернистый, серый, глинистый, с тонкой горизонтальной слоистостью, иногда с примесью фораминифер; в средней части интервала видны неясные текстуры взмучивания; отчетливая градационная сортировка кластического материала от основания к кровле слоя.

67—70 см. Ил коричнево-серый, глинистый, с примесью фораминифер и туфогенного материала, текстурами взмучивания; в основании — "окатыши" буро-коричневого темного глинистого ила размером 1×3 см.

70—75 см. Туффит серый, псаммитовый, мелкозернистый, глинистый, с примесью фораминифер; в кровле очень сильноглинистый (CaCO_3 11,4%); слоистость пологая, мелкая, косая, наиболее ясная в средней части слоя; в основании массивный, отчетливая градационная сортировка; нижний контакт резкий, с размывом.

75—113 см. Ил коричнево-серый, глинистый, в основании песчаный за счет примеси биогенного и туфогенного материала; слоистость неправильная, нарушенная, линзовидная; на глубине 93—97 см — текстуры взмучивания и "окатыши" плотных илов размером 1×3 см; в интервале 97—100 см — туффит серый, карбонатный, с горизонтальной слоистостью.

113—117 см. Ил серый, сильнопесчаный, туфогенно-биогенный; слоистость неправильная, горизонтальная и волнистая; переход к нижележащему слою постепенный.

117—174 см. Ил коричнево-серый, глинистый, аналогичный вскрытому в интервале 75—113 см; в интервалах 133—135 и 155—157 см прослой и линзы мелкозернистого неслоистого песка; в интервале 166—167 см текстуры взмучивания и "окатыши" коричневых плотных глин.

174—177 см. Туф светло-серый, алевролитовый, крупнозернистый, с очень тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой стойками глинистого туффита.

177—208 см. Ил коричнево-серый, глинистый, сверху светлый, ниже темнеет; по всему слою — линзы туфогенного и биогенного песчаного материала; в интервале 186—188 см — диатомит (этио-дискусковый ил) с неправильной горизонтальной и волнистой слоистостью, проявляющейся за счет наличия линзочек глинистого бурового ила; в основании и кровле примесь (до 20%) фораминифер.

208—247 см. Ил коричнево-серый, темный, глинистый (CaCO_3 12,5%), с примесью биогенного материала, неясно пятнистый; по всему слою примазки гидроокислов марганца (см. рис. 41), в интервалах 211—213 и 217—218 см линзы туффитов с "окатышами" плотных глинистых илов.

247—250 см. Ил коричнево-серый, темный, полосчатый, с линзами карбонатных туффитов.

250—255 см. Песок серый, мелкозернистый, туфогенно-биодетритовый, карбонатный (CaCO_3 42,6%), примесь тефроидного материала не более 15%; слоистость отчетливая, пологая, мелкая, косая, наиболее ясная в нижней части слоя, в кровле горизонтальная; градационная сортировка материала от песка крупнозернистого в основании до алевролита мелкозернистого в кровле; нижний контакт неровный, с размывом.

255—340 см. Ил коричнево-серый, глинистый (CaCO_3 12,5%), пятнистый, в кровле отчетливые биотурбации; по всему слою примазки гидроокислов марганца; содержание туфогенной примеси не более 5%.

Литолого-фациальное изучение современных осадков на полигоне Гваделупа показывает, что они сформировались в пределах двух макрофаций: отложений мелководья вулканической дуги (БВ) и гемипелагических осадков подножия ее склона (БА) (табл. 20).

Разнообразие условий седиментации на межостровном мелководье привело к образованию здесь весьма своеобразных осадков (генетических типов), обособляющихся в три фации. Для первой из них — фации вулканогенно-карбонатных отложений открытого мелководья дуги (БВМ), характерны сильно глинистые карбонатные неслоистые осадки с обильными следами биотурбаций, связанные с относительно спокойной динамической обстановкой осадконакопления и преимущественно биогенной седиментаций. Наибольшее распространение они имеют на крайнем западе полигона (ст. 27, 29, 34).

Осадки второй фации — вулканогенно-карбонатных отложений слабых течений мелководья дуги (БВТ) — отличаются преобладанием более крупнозернистых алевролитовых или песчаных карбонатных илов с тонкими линзочками туфогенно-биогенных (фораминиферовых, птероподовых) песков, часто переработанных ходами илоядных животных. Генетические признаки отложений указывают на более активную подвижность придонной водной массы и удаление из осадков глинистого материала вплоть до образования (под воздействием течений) тонких линзочек, сложенных хорошо отмытыми алевро-песчаными частицами. Отложения этой фации слагают основную часть изученных колонок центральной и восточной частей полигона. Внешний вид отложений макрофации мелководья вулканической дуги иллюстрируется в табл. IV.

Наконец, осадкам третьей фации — оползней у подножия поднятий на мелководье дуги (БВО) — присущи следы деформаций, нарушающих первичные

Таблица 20

Генетические типы и фации современных осадков полигона Гваделупа

Макрофация	Фация	Генетический тип
Отложений меж-островного мелководья вулканической дуги (БВ)	Вулканогенно-карбонатных осадков открытого межостровного мелководья (БВМ)	БВМ-1 Ил нанофораминиферовый, глинистый (CaCO ₃ 60—77%), неслоистый, пятнистый, с ходами илоедов, примесью пирокластике
		БВМ-2 Ил нанофораминиферовый, глинисто-песчаный, плохо сортированный, неслоистый, с ходами илоедов, линзами биодетритовых песков и пирокластике (CaCO ₃ 50—60%)
Отложений оползней у подножия поднятий на мелководье (БВО)	Глинисто-песчаных осадков слабых течений мелководья (БВТ)	БВТ-1 Ил нанофораминиферовый, хорошо сортированный, с тонкой горизонтальной слоистостью, нарушенный ходами илоедов, линзами биогенных илов и туффитов
		БВО-1 Ил нанофораминиферовый, глинисто-песчаный, с обломками и "окатышами" плотного ила, текстурами оползания
Гемипелагических осадков подножия склона вулканической дуги (БА)	Глинистых осадков спокойной седиментации у подножия внешнего склона дуги (БАГ)	БАГ-1 Ил глинистый, слабокарбонатный (CaCO ₃ не более 12,5%), неслоистый, пятнистый, с примесью фораминифер и пирокластике
		БАГ-2 Ил светлый, глинистый, с заметной примесью биогенного и туфогенного материала, с горизонтальной и линзовидной слоистостью
	Кремнисто-глинистых осадков подножия внешнего склона дуги (БАК) Глинисто-песчаных осадков течений и потоков у подножия внешнего склона дуги (БАТ)	БАК-1 Ил кремнистый, глинистый, диатомовый, с неправильной горизонтальной и волнистой слоистостью
		БАТ-1 Песок туфогенно-фораминиферовый, с мелкой косой слоистостью, градиционной сортировкой материала в слое, в основании размыв
		БАТ-2 Песок туфогенно-фораминиферовый, неслоистый или с неясной горизонтальной слоистостью, нижний контакт резкий, иногда с размывом
		БАТ-3 Ил глинистый, с неясной слоистостью, в основании обломки плотных илов, иногда текстура оползания
		БАТ-4 Туффит глинистый, с тонкой горизонтальной слоистостью, примесью фораминифер

текстуры отложений, включение обломков и "окатышей" уплотненных илов, отличающихся от основного материала цветом и размерностью кластического материала или комплексом остатков фауны (ст. 29).

Условия седиментации у подножия внешнего океанического склона вулканической дуги характеризуются прежде всего большой глубиной бассейна (более 5,5 км), что, естественно, отражается в слабой карбонатности осадков. Кроме того, материал, сносимый с мелководья дуги, поступал в осадок путем не только медленного осаждения, но и быстрой подачи его на дно посредством кратковременных автокинетических потоков (суспензионных, зерновых и т.д.), вследствие чего колонки осадков в этой зоне сложены пестрым комплексом отложений различных фаций.

Глинистые осадки фации спокойной седиментации подножия склона дуги

(БАГ) образовались в наименее активных динамических условиях дна бассейна и представлены неслоистыми пятнистыми, сильноглинистыми, слабокарбонатными (CaCO_3 12,5%) илами. Иногда в илах отмечаются тонкие миллиметровой мощности, линзочки и прослойки алеврито-песчаного, туфогенного или, реже, биогенного материала, следы переработки осадка илоедами.

В аналогичных условиях подножия склона дуги образовались и кремнисто-глинистые осадки (БАК), сложенные на 50—90% кремнистыми раковинками диатомовых водорослей рода *Ethmodiscus*. Такой ил встречен только однажды в интервале 186—188 см (ст. 55).

Глинисто-песчаные осадки фации течений и потоков подножия склона образовались в результате широкого развития здесь автокинетических потоков (тип БАТ-1), сильных, возможно, кратковременных течений (тип БАТ-2) и гравитационного перемещения рыхлого осадка в виде оползней или пластообразных потоков (тип БАТ-3). Осадки представлены слабоглинистыми карбонатными или туфогенно-карбонатными алевритами и песками с горизонтальной волнистой, косоволнистой или мелкой косою слоистостью, градиационной сортировкой кластического материала от основания к кровле слоя (тип БАТ-1), иногда содержащими в основании обломки или "окатыши" уплотненных илов (тип БАТ-3).

О внешнем виде отложений макрофации подножия склона даст представление табл. V, а на рис. 51 показано распределение осадков различного генезиса, фациальной принадлежности и литологического состава в морфоструктуре Малоангильской дуги.

Подводя итоги, можно констатировать, что характерной чертой современных илов является повсеместное присутствие туфогенного материала. Общее его количество варьирует от 5 до 90%. На межостровном мелководье пепловые частицы обычно присутствуют в виде примеси в органогенно-глинистых карбонатных илах, не образуя самостоятельных прослоев из-за переработки и перемешивания отложений илоедами и достаточно интенсивного биогенного осадконакопления. В гемипелагических осадках подножия склона дуги пирокластическими местами концентрируется в отдельные прослои, сложенные туфами и туффитами, представляющими собой отложения автокинетических потоков или течений.

Смена в глубоководной части полигона глинисто-карбонатных илов слабокарбонатными глинами связана с их образованием на критических для карбоната кальция глубинах и значительным растворением мелкого биогенного материала. Современные гемипелагические отложения этой части полигона по своему составу и строению разрезов хорошо коррелируются с илами глубоководных участков Карибского моря и впадины Пуэрто-Рико [11], образуя единую зону глубоководных терригенных илов с отдельными маломощными прослоями карбонатных или терригенно-карбонатных песков, образованных суспензионными или зерновыми потоками.

Результаты биостратиграфических исследований. Возраст пород дна определяется биостратиграфическими методами, главным образом путем изучения фораминифер и в качестве контрольных групп диатомей и нанопланктона.

Возраст рыхлых осадков был изучен на всем протяжении западного, карибского, склона островодужного поднятия (ст. 27, 34, 05, 12), а также в отдельных пунктах его внешнего, атлантического, склона (ст. 58) и у его подножия (ст. 55).

На западном склоне в осадках всех изученных станций содержится богатый комплекс карбонатных организмов: помимо планктонных, бентосных фораминифер и нанопланктона, разнообразны и многочисленны птероподы. Кремневый планктон представлен диатомеями, радиоляриями и спикулами губок. Диатомеи и радиолярии встречаются только в верхних 5 см осадка. Диатомеи представлены типичными четвертичными океаническими видами: *Coscinodiscus nodulifer*, *Roperia tasselata*, *Nitzschia reinholdii*, *Actinocyclus ellipticus*, *Rizosolenia bergonii*, *Paralia sulcata*, а также прибрежными видами: *Cyclotella striata*, *Diploneis*

scabro, *Navicula clavata*, *Plagiogramma antillarum* и многими другими. Наиболее древние отложения во всех колонках западного склона представлены комплексом подзоны *Globorotalia calida calida* четвертичной зоны *Globorotalia truncatolinoides* и содержат: *Globorotalia truncatolinoides*, *G. crassiformis*, *G. calida calida*, *Globigerinoides ruber pink*, *G. conglobatus*, *G. trilobus*, *Globigerina quinquella*, *G. glutinata*, *G. dutertrei*, *Orbulina universa*.

На внешнем склоне дуги была взята только одна колонка осадков (ст. 58) мощностью всего 10 см. В этих осадках содержится смешанный комплекс плиоцен-четвертичных фораминифер, включающий *Globorotalia miocenica* и *Globigerinoides ruber pink*.

У подножия внешнего склона, на дне Гваделупской котловины, в одном пункте (ст. 55) была получена колонка осадков длиной около 340 см. Нижняя и верхняя части этой колонки существенно различаются по количеству и составу микроорганизмов: в интервале 0—200 см органическая компонента резко преобладает над минеральной, тогда как в интервале 200—340 см относительное количество вулканогенно-осадочного материала резко возрастает. В верхних 200 см в составе организма встречаются фораминиферы, птероподы, нанопланктон, спикулы губок, на некоторых интервалах — радиолярии и диатомеи, глубже 200 см — остается только карбонатный нанопланктон и на некоторых уровнях — фораминиферы и спикулы губок.

В верхней половине вскрытого разреза биостратиграфические исследования подтверждают установленные литолого-фациальным анализом следы переотложения материала: в интервалах 5—60, 65—115, 120—170 см много плиоценовых видов нанопланктона. Диатомеи, встреченные в интервалах 0—5, 80—90, 115—120 см, также несут признаки переотложения. Состав их беден, они представлены обломками *Ethmodiscus tex* и редкими *Coscinodiscus nodulifer*. Глубже 180 см появление плиоценовых фораминифер зафиксировано только в интервалах 230—240 и 330—340 см.

Преобладание переотложенного материала в верхней части колонки осложняет ее датирование. Напротив, возраст нижней части колонки определяется достаточно уверенно: здесь обнаружены *Globorotalia truncatolinoides*, *Globigerinoides ruber*, *G. tennelus*. Это позволяет отнести нижние горизонты колонки к той же подзоне *Globorotalia calida calida* четвертичной зоны *Globorotalia truncatolinoides*, к которой относятся и рыхлые осадки западного склона.

Образцы литифицированных пород были подняты в результате драгирования северо-западных склонов купола д'Антраксто и поднятия Шу-Рок на карбиском крыле морфоструктуры дуги, а также на ее внешнем склоне.

На куполе д'Антраксто (ст. 23, 16°18,2' с.ш., 62°07,7' з.д.) были взяты карбонатные туфопесчаники и туффиты, слабо гидротермально измененные и покрытые корками гидроокислов марганца. Из этих пород удалось выделить комплекс фораминифер, в котором И.А. Басов (ИЛС АН СССР) определил плиоценовые виды — планктонные *Globorotalia miocenica*, *G. dutertrei*, *G. crassiformis* s.l., *Globigerinoides ruber*, *G. cf. immatrus* и бентосный *Epistominella axiqua*. В ранее поднятом здесь же французской экспедицией ARCANTE-3 обломке гидротермально измененной породы определены только два, тоже плиоценовых, вида фораминифер — *Globorotalia dutertrei* и *Pulleniatina obliquiloculata*.

В восточном борту поднятия Шу-Рок, отвечающем зоне разлома Зомби (ст. 41, 16°27,2' с.ш., 61°58,9' з.д.), драгой подняты разнообразные по форме и размерам обломки вулканогенно-осадочных пород, преимущественно кокколито-во-фораминиферовых известняков с обильной и неравномерно распределенной примесью вулканогенных частиц. Породы интенсивно гидротермально переработаны (характер изменений описывается в следующем разделе) и, как правило, с поверхности покрыты железомарганцевой коркой. Среди них М.Е. Былинская определила *Globigerinoides trilobus*, *G. trilobus fistulosus*, *G. ruber*, *G. conglobatus*.

batus, *G. sacculifer*, *G. oblicus extremus*, *Globigerinella siphonifera*, *Obrulina universa*, *Globorotalia miocenica*, *G. crassiformis*, *G. acostaensis*, *G. exilis*, *G. dutertrei*, относящиеся к подзоне *Globigerinoides trilobus fistulosus* зоны *Globorotalia miocenica*, т.е. к основанию верхнего плиоцена.

Эти данные подтверждают плиоценовый возраст пород уступа Зомби, установленный французскими исследователями на участке юг-юго-западнее о-ва Гваделупа [56].

На внешнем склоне Малоантильской дуги (ст. 57, 16°57,8' с.ш., 61°11,4' з.д.) с глубины 3300—3800 м драгой подняты разнообразные карбонатные и вулканогенно-осадочные породы со свежими сколами (известняки слабоглинистые, иногда с примесью туфового материала, туфопесчаники, туффиты). В обломках буровато-серых кокколито-фораминиферовых туфопесчаников М.Д. Былинская определила: а) отложения нижнего миоцена — на основании комплекса фораминифер *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina praebulloides*, *G. binaiensis*, *G. euapertura*, *Globorotalia mayeri*, *G. kugleri*; б) отложения верхнего миоцена — по комплексу *Globorotalia plesiotimida*, *G. pseudomiocenica*, *Globigerina nepenthes*, *Globoquadrina altispira*, *Globigerinoides trilobus*, *G. oblicus extremus*; в) отложения среднего плиоцена (зеленовато-серые туфопесчаники более плотной текстуры) — по комплексу *Globorotalia miocenica*, *Globigerinoides trilobus fistulosus*; г) отложения нижнего плейстоцена — по комплексу *Globorotalia crassiformis viola*, *G. truncatolinoides*, *Globigerinoides ruber*, *G. sacculifer*, *G. conglobatus*.

Среди поднятых на ст. 57 обломков нет образцов со среднемиоценовой фауной, не встречено и отложений древнее неогена.

Гидротермальная минерализация. На ст. 41, расположенной на восточном борту поднятия Шу-Рок, было драгировано около 25 кг обломков осадочных и вулканогенно-осадочных пород с ярко выраженными признаками вторичных преобразований.

По форме обломки крайне разнообразны — изометричные, уплощенные, обычно угловатые, реже полуокатанные, размер их 1—30 см. Как правило, с поверхности они покрыты плотной черной коркой с неровной гранулированной поверхностью толщиной до 1 см. Породы имеют пеструю неравномерную окраску, где причудливо сочетаются темно-серые и черные, зеленовато-желтые, бурые, коричневые пятна, участки, линзовидные прослои. В целом нижние части крупных обломков более светлые, в верхних преобладает темноокрашенный материал; встречаются пористые кавернозные шлакоподобные черные куски.

Микроскопические исследования в прозрачных шлифах показали, что первичная матрица обломков представлена биогенным (кокколито-фораминиферовым) известняком с обильной, крайне неравномерной примесью вулканогенного материала в виде разнообразных по форме и размерам частиц андезитов, андезито-базальтов и отдельных слагающих их компонентов (плагноклазы, пироксены, реже оливин, магнетит, кварц, вулканическое стекло). Породы интенсивно переработаны и местами от первичной туфогенно-известняковой матрицы остаются лишь островки разных размеров и причудливой формы (табл. VI, а, светлые участки). Аналогичная порода с тем же характером вторичных преобразований была получена французской экспедицией ARCANTE-3 на куполе д'Антраксто. Ее обр. 124-Д, переданный нам Ф. Буиссом, был изучен вместе с образцами, поднятыми на ст. 41.

Диагностика новообразованных минеральных фаз проводилась с использованием таких методов, как химический, рентгеновский микрозондовый и рентгендифракционный анализы, просвечивающая и сканирующая электронная микроскопия, включая микродифракцию электронов. Проведенные исследования позволили в породах из обоих районов (поднятие Шу-Рок и купол д'Антраксто)

выделить и охарактеризовать три главных минералогических типа вторичных образований — гидроокисные формы марганца, слоистые силикаты и карбонаты.

Гидроокисные формы марганца — наиболее распространенный рудный компонент в изученных образцах. Обнаружены две разновидности, различающиеся по морфологии, минералого-геохимическим особенностям и генезису. Первая разновидность составляет основную массу рудного вещества внутри вулканогенно-осадочной матрицы. Наиболее обычны колломорфные (табл. VI,б), почковидные, гранулированные, реже дендритовидные формы (табл. VI,в) и сплошные тонкодисперсные массы (табл. VI,а, черные участки). Гидроокислы Mn часто замещают створки фораминифер (табл. VI,з), образуют каемки вокруг зерен полевых шпатов (табл. VI,д) и других компонентов вулканических пород, иногда встречаются в виде тонких причудливой формы прожилков (табл. VI,е).

Минералогически основная масса рудного вещества в толще осадочной породы представлена окисными минералами Mn, наличие которых фиксируется на рентгендифрактограммах по рефлексам с $d=9,6-9,7; 7,2; 4,78-4,82; 2,43-2,46; 2,20-2,22 \text{ \AA}$.

Известно, что рентгеновский анализ недостаточен для идентификации минеральных фаз гидроокислов Mn, поскольку целый ряд их разновидностей с различной структурой и кристаллохимией имеет очень близкий набор рефлексов (57). Надежная диагностика марганцевых минералов возможна лишь при сочетании рентгеновского анализа с методом микродифракции электронов.

Анализ электронограмм, полученных методом микродифракции от индивидуальных частиц, показал, что преобладающим минералом рудного вещества внутри осадочной толщи является хорошо окристаллизованный тодорокит с $d=9,75 \text{ \AA}$ (табл. VII,а). Исследования на сканирующем электронном микроскопе показали, что тодорокит образует, как правило, плотные радиально-лучистые агрегаты, состоящие из длинных волокон, протягивающихся от центра ядра кристаллизации (табл. VII,б). Длина волокон различна — обычно от 50 до 300 мкм. При использовании просвечивающего электронного микроскопа отчетливо видно, что кристаллы тодорокита имеют пластинчатую форму и образуют, как правило, характерные двойниковые и тройниковые сростки (табл. VII,в).

По данным микрозондового анализа, содержание Mn в точечных пробах до 50%. Наиболее характерными катионами являются Mg (до 3,5%), Ca (до 1%), K (до 1,5%); существенные вариации содержаний этих элементов в различных точках рудной массы могут быть обусловлены как примесью нерудных компонентов, так и процессом обмена катионов в ходе минералообразования. По-видимому, последнее предположение более правдоподобно, поскольку крайне низкие (следовые) количества таких элементов, как Si, Fe и Al, свидетельствуют об относительной чистоте рудного вещества в исследованных точках.

Микроэлементы в марганцеворудной массе находятся ниже предела чувствительности микрозондового анализа (0,01%). На фоне рудного вещества, состоящего из гидроокисных форм Mn, встречаются участки, обогащенные гидроокислами Fe (по данным микрозондового анализа до 20%). К сожалению, минеральные формы окисных фаз Fe пока не идентифицированы.

Средний химический состав рудного вещества приведен в табл. 21; обр. 41-2, 124-Д характеризуют рудный минерал, развитый внутри исходной породы. Содержание Fe_2O_3 в этих пробах неодинаково, что подтверждает неравномерность его распределения в рудной массе; закисное железо химическим анализом не обнаружено. Важно отметить, что отношение разновалентных форм Mn в образцах неодинаково. Так, в обр. 41-2 отношение Mn(IV) к Mn(III) равно 17, в обр. 124-Д — 5. В синтетическом тодороките это значение составляет 8,7 [106]. Вероятно, главная причина изменчивости соотношений разновалентных форм Mn заключается в присутствии в составе рудного вещества, помимо

Таблица 21
Средний химический состав рудного вещества

Компонент	41-1	41-2	124-Д	Компонент	41-1	41-2	124-Д
SiO ₂	15,08	19,12	12,7	V	300	160	55
Al ₂ O ₃	5,58	4,40	3,04	Cu	100	390	100
Fe ₂ O ₃	22,5	12,84	8,08	Co	1850	160	70
MnO ₂	23,5	26,85	30,66	Pb	550	36	11
MnO	0,7	4,38	1,44	La	219	He опр.	11,0
MgO	3,36	3,84	4,16	Ce	618	"	18,0
CaO	3,92	8,44	14,58	Nd	178	"	9,11
Na ₂ O	2,12	1,74	1,38	Sm	38,7	"	3,76
K ₂ O	0,62	1,06	1,10	Eu	9,5	"	0,59
TiO ₂	0,84	0,36	0,18	Er	21,4	"	2,87
Ni	1100	755	440	Yb	16,5	"	1,52

Примечание. SiO₂—TiO₂ — химический анализ, %; Ni—Pb — количественный спектральный анализ, 10⁻⁴%; PЗЭ — пламенно-атомноэмиссионный анализ, 10⁻⁴%.

тодорокита, примеси других минеральных форм Mn. В целом примесь микроэлементов, в том числе PЗЭ, в рудном веществе, развитом внутри исходной породы, невелика.

Выше отмечалось, что практически все добытые драгой обломки пород покрыты плотной черной коркой толщиной до 1 см. Корка эта, также состоящая в основном из гидроокисных форм Mn, существенно отличается от описанных выше образований по морфологии, структуре, минералогии и геохимии. Внешняя поверхность корки бугристая, гранулированная. В табл. 21 ее состав представлен обр. 41-1. Рентгендифракционный анализ не выявил четких рефлексов, что может свидетельствовать о крайне низкой степени окристаллизованности основной рудной массы. Методом микродифракции электронов в качестве наиболее распространенного минерала идентифицирован Fe-вернадит (табл. VII, з). Он образует коллоидные почковидные стяжения (табл. VII, д), форма индивидуальных частиц распылчатая, нечеткая (табл. VII, е). Сопоставимые содержания в обр. 41-1 Fe и Mn (см. табл. 21) при преобладании в нем вернадита заставляют полагать, что Fe в основной своей массе находится в составе этого минерала. Отношение Mn(IV) к Mn(II) во внешней корке равно 26, т.е. заметно выше, чем в рудном веществе внутренних частей породы, содержание Mn(II) составляет всего 0,56%. Геохимические различия двух разновидностей марганцеворудных образований наиболее ярко проявляются в значительно больших концентрациях в корке таких элементов, как Ti, Co, Ni, Pb, PЗЭ (см. табл. 21).

Слоистые силикаты наряду с окисными минералами марганца широко развиты внутри первичной породы. Они образуют характерные глобулярные, коллоидные леписферы размером обычно в сотые—тысячные доли миллиметра (табл. VIII, а). Участки породы, обогащенные этим материалом, отличаются зеленой и буровато-зеленой окраской, более рыхлые, кавернозные, пористые по сравнению с участками, сложенными карбонатами и рудным веществом.

Рентгенографические исследования в сочетании с рентгеновским микронзондовым анализом позволили не только установить состав слоистых силикатов, но и выявить их кристаллохимическую специфику.

На дифрактограммах исследованных образцов с поднятия Шу-Рок (41-1, 41-2) и купола д'Антракто (124-Д) в естественном состоянии фиксируются отражения 001 (интенсивное малоугловое отражение и слабые дальние порядки) с $d = 14,7; 7,3 \text{ \AA}$ и др. После насыщения препаратов этиленгликолем на дифракто-

Таблица 22
Химический состав смектитов, %

Номер образца	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	CaO
41-1	49,10	26,76	1,61	1,67	3,35	0,44
41-2	46,63	28,24	2,50	2,06	3,06	0,75
124-Д	48 00	22,55	3,73	3,15	4,48	0,86

граммах появляются отражения с $d=17,6; 8,8; 3,38 \text{ \AA}$, а после насыщения глицерином — $18,7; 9,3; 3,55 \text{ \AA}$. Образцы, прокаленные при 550°C , содержат рефлексы с $d=9,9, 3,22 \text{ \AA}$. Значение $d_{(060)}$ колеблется в пределах $1,515-1,519 \text{ \AA}$.

На основании рентгеновских данных минерал во всех образцах диагностируется как смектит нонтронитового типа. Завышенные значения d малоугловых отражений свидетельствуют о высокой дисперсности минерала (т.е. об очень малом числе параллельных слоев в области когерентного рассеяния), что подтверждается и электронно-микроскопическими исследованиями.

Кристаллохимическая идентификация смектита была проведена с помощью рентгеновского микрозондового анализа, результаты которого приведены в табл. 22.

Полученные цифры, пересчитанные на анионный каркас $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (на $1/2$ элементарной ячейки), позволили рассчитать структурные формулы минерала



Приведенные выше данные демонстрируют близость структурных формул минерала во всех трех образцах и позволяют идентифицировать его как тетракремниевый нонтронит, в состав обменных катионов которого наряду с Ca и Mg входит K.

Участки, обогащенные смектитовым компонентом, характеризуются крайне низкими содержаниями микроэлементов, *ppm*: Cr 10, Ni 35, Cu 20, Co 9, Pb 5 (данные количественного спектрального анализа), состав редкоземельных элементов следующий: La 5,61, Ce 11,7, Nd 9,36, Sm 2,20, Eu 0,79, Er 2,73, Yb 2,25 (пламенно-атомно-эмиссионный метод).

В массе первичной породы вторичные карбонаты образуют четко выраженные каналы и прожилки различной протяженности с неровными, извилистыми очертаниями и меняющейся толщиной от долей до $1-5 \text{ мм}$. Они часто окаймлены темными оторочками рудного вещества, а во внутренних их частях содержатся отдельные створки фораминифер, единичные зерна вулканических пород и редкая вкрапленность гидроокислов Fe и Mn (табл. XIII, б). Прожилки в основном заполнены тонкодисперсным кальцитом, кристаллы которого имеют четкую огранку и размеры порядка сотых и тысячных долей миллиметра (табл. VIII, в). Помимо прожилков в массе породы, в отдельных поровых пространствах наблюдаются друзы более крупных, хорошо ограненных кристаллов кальцита. Вторичный кальцит практически лишен примеси химических элементов, за исключением Mg, содержание которого $3,1-3,7\%$. Следует отметить, что содержание Mg в первичной карбонатной матрице $3,2\%$, иными словами, вторичный кристаллический карбонат полностью наследует химический состав исходного биогенного материала.

Помимо описанных выше основных минеральных фаз, развитых в изученных образцах, там обнаружены отдельные скопления кристаллов цеолитов (табл. VII, з) и сульфатный минерал, фиксируемый на дифрактограммах по рефлексам с $d=8,3; 2,79$ А. Более точная диагностика редких минеральных фаз требует дальнейших более детальных исследований.

Генезис минералов. Приведенные выше результаты исследования новообразованных фаз, развитых внутри вулканогенно-осадочных пород районов поднятия Шу-Рок (разломная зона Зомби) и купола д'Антракasto, со всей очевидностью свидетельствуют об их гидротермальной природе. Присутствующая на поверхности пород рудная железомарганцевая корка, вероятнее всего, имеет гидрогенное происхождение.

Выводы о генезисе изученных природных образований базируются на особенностях их морфологии, текстур, минералогии и геохимии.

Рудное вещество внутри гидротермально измененной исходной породы представлено преимущественно гидроокислами Mn, среди которых преобладающим минералом является тодорокит.

Механизм формирования тодорокита в условиях современной разгрузки термальных растворов в общих чертах был раскрыт на примере рудных отложений впадины Атлантис-II (Красное море) [8]. При этом предполагалось, что исходной формой для формирования разнообразных минеральных окисных форм Mn является аморфная гидратированная двуокись марганца ($MnO_2 \cdot H_2O$). Дальнейшие пути ее преобразования и кристаллизации индивидуальных фаз контролируются такими факторами, как соотношение концентраций кислорода и марганца, величина pH и сорбционная активность частиц гидроокиси Mn. Последний фактор играет особо важную роль при образовании минералов с туннельной структурой, в частности тодорокита. Необходимым условием формирования рыхлых структур такого рода является наличие в сорбционно насыщенных комплексах крупных гидратированных катионов (Mg, Ca), что в силу стерических ограничений препятствует формированию структур с плотной упаковкой атомов.

В эксперименте [106] тодорокит был синтезирован в щелочной среде путем гидротермальной обработки бернессита, насыщенного гидратированными катионами Mg. Морфологически синтетический тодорокит аналогичен изученному нами природному минералу.

В исследованных районах разгрузка термальных растворов проявляется в толще вулканогенно-осадочных пород. Наблюдаемые в этих породах следы растворения карбонатов и вулканогенных частиц указывают на то, что в подобных условиях поровые воды должны быть обогащены (по сравнению с морской водой) такими катионами, как Ca и K.

Гидратированная двуокись марганца, образующаяся при взаимодействии ионов Mn^{2+} , поступающих в составе гидротерм, с кислородом поровых вод, прочно связывает катионы Mg и Ca в сорбированный комплекс, что в щелочной среде приводит к формированию тодорокита. Кинетика кристаллизации аморфной фазы сводит к минимуму эффект сорбционного поглощения железа и микроэлементов, определяя их низкие содержания в рудном веществе гидротермального генезиса.

Существенно иной минеральный и химический состав верхней рудной корки заставляет предполагать и принципиально иной ее генезис. Главным компонентом рудного вещества верхней корки является плохо окристаллизованный железистый вернадит, в структуре которого резко преобладает четырехвалентный марганец. Следовательно, для формирования вернадита требуются избыток кислорода и замедленные темпы осаждения частиц гидратированной двуокиси Mn, т.е. условия, отвечающие выпадению Mn из морской воды; иными словами, происхождение верхней рудной корки гидрогенное. Учитывая, что концентрация микроэлементов

в значительной степени определяется временем контакта частиц с морской водой, такой механизм обеспечивает отмеченные выше высокие содержания в корке Ti, Co, Ni, Pb и др., а также определенный спектр РЗЭ, в целом характерный для гидrogenных пород и железомарганцевых конкреций из других районов Мирового океана.

Таким образом, среди рудного вещества исследованных проб выделяются два генетически разнородных типа — гидротермальный, развитый внутри исходной породы, и гидrogenная внешняя корка.

Широкое развитие в изученных образцах силикатной составляющей, представленной железистым нонтронитом с очень низким замещением Si на Al и локализацией отрицательного заряда преимущественно в октаэдрах 2:1 слоя, также подтверждает гидротермальную природу этих образований. В последние годы стало известно, что железистые смектиты именно такого типа — наиболее характерные минералы глинистого нерудного вещества металлоносных образований дна Мирового океана. Они обнаружены и с разной степенью детальности изучены практически на всех гидротермально активных участках океанского дна (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Галапагосский рифт, Срединно-Атлантический хребет, Калифорнийский и Аденский заливы, Красное море).

Детали механизма и вторичных преобразований аутигенных слоистых силикатов гидротермально-осадочного генезиса наиболее подробно были раскрыты на примере рудоносных отложений Красного моря [6, 7].

Морфология смектитовых кристаллов в изученных пробах отличается от их океанических разновидностей слабым развитием удлиненных лентовидных или планковидных форм, что связано с различными условиями раскristализации кремнево-железистого геля. В нашем случае ограниченность свободного пространства внутри литифицированной породы затрудняет рост кристаллов в одном кристаллографическом направлении и приводит к формированию тонкодисперсных бесформенных частиц.

Коллоидное, гелеобразное состояние исходного кремнево-железистого и марганцевого вещества четко отражается в морфологии новообразованных фаз. Это преимущественно колломорфные, глобулярные, гранулированные выделения различных размеров, часто с трещинами синерезиса.

Формирование кальцитовых прожилков происходит в результате взаимодействия кислых гидротерм, содержащих CO₂, с карбонатным биогенным материалом, который растворяется, а при пересыщении раствора карбонатом кальция выделяется в виде тонкокристаллического кальцита. Каналы и прожилки, выполненные кальцитовыми кристаллами, по-видимому, маркируют пути движения гидротерм в литифицированной карбонатной породе.

Итак, изучение измененных пород из районов поднятия Шу-Рок и купола д'Антраксто позволяет сделать вполне определенный вывод о гидротермальном генезисе минеральных новообразований, развитых внутри карбонатно-вулканогенной матрицы. Учитывая крайнюю сложность текстурных соотношений различных минеральных фаз, можно предположить существование нескольких этапов гидротермальной деятельности в исследованном районе.

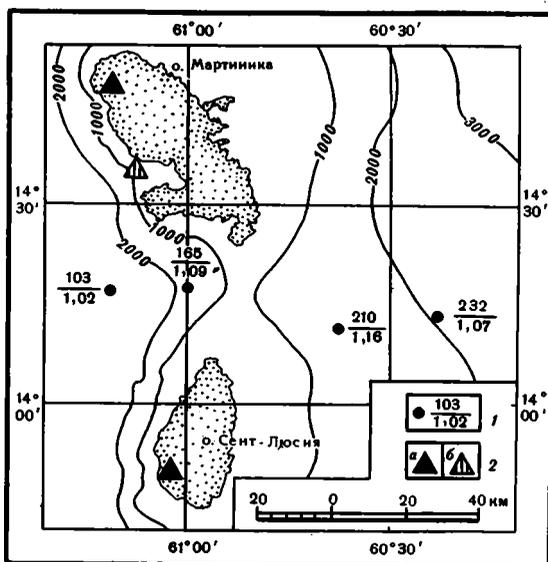
ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Задачей этих исследований на полигоне Гваделупа было изучение кондуктивного теплового потока через донные осадки с тем, чтобы выявить в его распределении следы конвективного выноса тепла гидротермальной деятельностью и установить фоновый уровень его величин, характеризующий Малоангильскую активную островную дугу.

Ранее в пределах полигона тепловой поток не измерялся, и вообще в морфоструктуре дуги он был практически не изучен. Единственные его

Рис. 54. Кондуктивный тепловой поток и теплопроводность осадков в морфоструктуре Малоантильской дуги по [78]

1 — станции наблюдений (в числителе — плотность кондуктивного теплотока, мВт/м², в знаменателе — коэффициент теплопроводности осадков, Вт/м·К); 2 — вулканы: а — действующие, б — потухшие



определения здесь были получены при проведении геотермического профиля вдоль 14° с.ш. [78]. Фрагмент этого профиля показан на рис. 54. Эти определения были сделаны автономными приборами типа "Alpine-322B", представлявшими модификации термозонда Юинга. Размещенные на грунтозаборной трубке, три выносных термистора фиксировали температуру, позволяя автоматически определить ее градиент между датчиками; при вхождении в грунт всех трех датчиков вертикальные вариации градиента не рассматривались, а вычислялось его среднее значение путем линейной аппроксимации распределения температуры по методу наименьших квадратов. Теплопроводность осадков, поднятых на каждой станции, определялась на борту судна методом игольчатого зонда.

Из четырех полученных таким образом оценок кондуктивного теплотока крайняя западная считалась характеристикой Гренадского бассейна, а три остальных были отнесены к морфоструктуре Малоантильской дуги [78]. Они указывали на высокую геотермальную активность в этой структуре, но их было слишком мало для выявления фонового уровня теплового потока и его локальных аномалий.

Нами были проведены геотермические исследования в 43 пунктах полигона. На 37 станциях определена температура придонного слоя воды. В 33 из этих пунктов измерены температура грунта и величина геотермического градиента зондом "ГЕОС", в 12 из них — теплопроводность осадков *in situ*. Еще на шести станциях теплопроводность осадков, извлеченных грунтовыми трубами, определена на борту установкой "ЛИТОС-2М". На двух из этих шести станций определен градиент температуры в осадках погружным термоградиентографом ПТГ-3МТБ. В итоге удалось определить величину кондуктивного теплового потока на 35 станциях.

На пяти станциях зонд "ГЕОС" внедрялся в грунт на глубину 1,5—1,6 м (на три базы), еще на шести — на глубину 1,0—1,4 м (на две базы), в 18 случаях — на глубину 0,5—0,9 м (на одну базу), а в четырех — менее чем на 0,5 или около того (оценен только нижний предел возможной величины теплового потока). Одно измерение из шести с вхождением на две базы (ст. 64) дало результаты, не поддающиеся однозначной расшифровке. Все полученные результаты помещены в табл. 23.

Таблица 23
 Результаты геотермических измерений на полигоне Гваделупа

Номер станции	Координаты с.ш. з.д.	Глубина дна, м Глубина проникновения нижнего датчика, м	Температура датчика, °С (номер датчика от нижнего конца зонда)	Поинтервальные значения			Относительная погрешность, %	Температура у дна, °С
				Градиент температуры, мК/м	Теплопроводность осадков, Вт/м·К	Тепловой поток, мВт/м ²		
4604	16—17,2	1307	—	93	0,838	78	—	
	62—08,2	1,0						
4605	16—16,1	1300	—	—	0,829	—		
	62—09,3	1,0						
4606	16—15,6	1470	4,279(2)	82	1,041	85	4,25	
	62—10,4	0,8	4,320(1)					
4607	16—16,9	1347	4,303(2)	94	1,039	98	4,27	
	62—09,1	0,8	4,350(1)					
4608	16—17,0	1321	4,307(2)	118	1,039	123	4,30	
	62—09,0	≤0,5	4,366(1)					
4609	16—17,2	1277	4,337(4)	6	0,984	6	-75	
	62—06,7	1,5	4,340(3)					
			4,352(2)					
			4,375(1)					
			(1—4)					
4610	16—16,6	1301	4,338(2)	88	1,006	88	4,33	
	62—07,2	0,7	4,382(1)					
4612	16—19,7	1198	—	—	0,953	—	—	
	62—06,0	0,8						
4617	16—30,9	1154	4,614(4)	<32	1,082	41		
	61—56,8	1,5	4,630(3)					
			4,629(2)					
			4,664(1)					
			(1—3)					
4618	16—29,9	1180	4,609(2)	104	1,004	104	4,59	
	61—57,6	0,7	4,662(1)					
4619	16—28,0	1175	4,596(2)	>134	[1,004]	>134	4,60	
	61—58,4	≤ 0,5	4,663(1)					

4620	$\frac{16-24,4}{62-00,9}$	$\frac{1006}{-}$							4,88
4621	$\frac{16-23,1}{62-03,2}$	$\frac{1138}{\leq 0,5}$	4,566(2) 4,623(1)	≥ 114	1,072	≥ 122			4,57
4622	$\frac{16-20,3}{62-04,2}$	$\frac{1222}{\leq 0,5}$	4,433(2) 4,473(1)	≥ 80	1,059	≥ 85			4,43
4625	$\frac{16-31,8}{61-57,4}$	$\frac{1116}{\leq 1,0}$	4,726(2) 4,748(1)	44	1,016	45			4,73
4626	$\frac{16-29,9}{61-56,4}$	$\frac{1186}{\leq 0,5}$		—	—	—			4,61
4628	$\frac{15-49,6}{62-30,2}$	$\frac{2193}{\sim 1,5}$	4,140(4) 4,143(3) 4,153(2) 4,178(1) (1—4)	6 20 50 25	0,875 0,904 0,926 0,902	5 18 46 23	-78 -22 +100		4,14
4630	$\frac{15-56,9}{62-24,5}$	$\frac{1835}{0,7}$	4,143(2) 4,192(1)	98	1,017	100			4,12
4631	$\frac{15-51,3}{62-28,8}$	$\frac{2193}{0,6}$	4,150(2) 4,201(1)	102	1,036	106			4,14
4632	$\frac{16-02,6}{62-20,1}$	$\frac{1686}{\leq 1,0}$	4,119(3) 4,148(2) 4,191(1) (1—3)	≥ 58 86 72	[1,019] [1,019] [1,019]	59 88 73	-19 +20		4,12
4633	$\frac{16-03,8}{62-17,6}$	$\frac{1729}{0,9}$	4,153(2) 4,208(1)	110	[1,019]	112			4,10
4634	$\frac{16-04,1}{62-17,3}$	$\frac{1730}{1,2}$		—	0,916	—			—
4635	$\frac{16-09,4}{62-14,7}$	$\frac{1563}{1,2}$		—	0,922	—			—
4636	$\frac{16-08,7}{62-14,7}$	$\frac{1562}{0,7}$	4,175(2) 4,232(1)	114	1,019	116			4,15
4637	$\frac{16-14,0}{62-11,2}$	$\frac{1485}{0,6}$	4,181(2) 4,252(1)	142	1,041	148			4,17
4642	$\frac{16-28,0}{61-58,5}$	$\frac{1139}{0,8}$	4,629(2) 4,686(1)	114	[1,046]	119			4,59

Таблица 23 (окончание)

Номер станции	Координаты с.ш. з.д.	Глубина дна, м Глубина проникновения нижнего датчика, м	Температура датчика, °С (номер датчика от нижнего конца зонда)	Поинтервальные значения			Относительная погрешность, %	Температура у дна, °С
				Градиент температуры, мК/м	Теплопроводность осадков, Вт/м·К	Тепловой поток, мВт/м ²		
4644	15—49,8	2169	4,123(2)	104	[0,875]	91		4,11
	62—31,3	0,6	4,175(1)					
4645	15—51,8	2139	4,122(2)	102	[1,036]	106		4,11
	62—28,4	0,6	4,173(1)					
4646	15—56,3	1847	4,111(2)	100	1,017	102		4,09
	62—24,6	0,7	4,161(1)					
4647	15—59,2	1734	4,094(4)	96	[1,017]	98	+3	4,09
	62—21,4	1,6	4,144(3)					
			4,189(2)	92	94	-1		
			4,235(1)	93	[1,017]	95		
	(1—4)							
4648	16—01,2	1754	4,140(2)	114	[1,019]	116		4,10
	62—19,2	0,9	4,197(1)					
4649	16—03,4	1733	4,124(2)	104	[1,019]	106		4,10
	62—17,3	0,7	4,176(1)					
4651	16—09,5	1503	4,183(2)	112	[1,019]	114		4,18
	62—12,5	0,6	4,239(1)					
4652	16—11,6	1495	4,223(2)	114	[1,019]	116		4,18
	62—10,2	0,9	4,280(1)					
4653	16—15,0	1403	4,203(4)	20	[1,006]	20	-49	4,20
	62—08,0	~1,5	4,213(3)					
			4,223(2)	76	76	+95		
			4,261(1)	39				
	(1—4)							

4655	$\frac{17-06,2}{60-50,8}$	$\frac{5660}{3,2}$	—	113	0,883	100	—	—
4659	$\frac{16-52,5}{61-19,5}$	$\frac{1416}{—}$	—	—	—	—	—	4,27
4660	$\frac{16-29,6}{61-57,7}$	$\frac{1191}{1,0}$	4,599(3) 4,602(2) 4,610(1) (1—3)	6 16 11	[1,004]	6 16 11	—	4,60
4661	$\frac{16-28,2}{61-58,4}$	$\frac{1164}{1,1}$	4,580(3) 4,681(2) 4,777(1) (1—3)	202 192 197	1,046	211 201 206	+2 -2	4,57
4662	$\frac{16-20,7}{62-04,3}$	$\frac{1216}{1,4}$	4,398(3) 4,461(2) 4,485(1) (1—3)	126 46 89	1,059	133 94	+41	4,34
4663	$\frac{16-19,1}{62-05,8}$	$\frac{1246}{1,1}$	4,325(3) 4,395(2) 4,437(1) (1—3)	140 84 112	[1,021]	143 86 114	+25 -25	4,31
4665	$\frac{16-18,3}{62-08,3}$	$\frac{1276}{0,7}$	4,328(2) 4,394(1)	132	[1,010]	133	—	4,30

Примечание. На ст. 4632, 4648 принято значение теплопроводности среднее по полигону, на ст. 4642, 4644, 4645, 4647, 4653, 4660, 4663, 4665 — значение теплопроводности ближайших к ним станций.

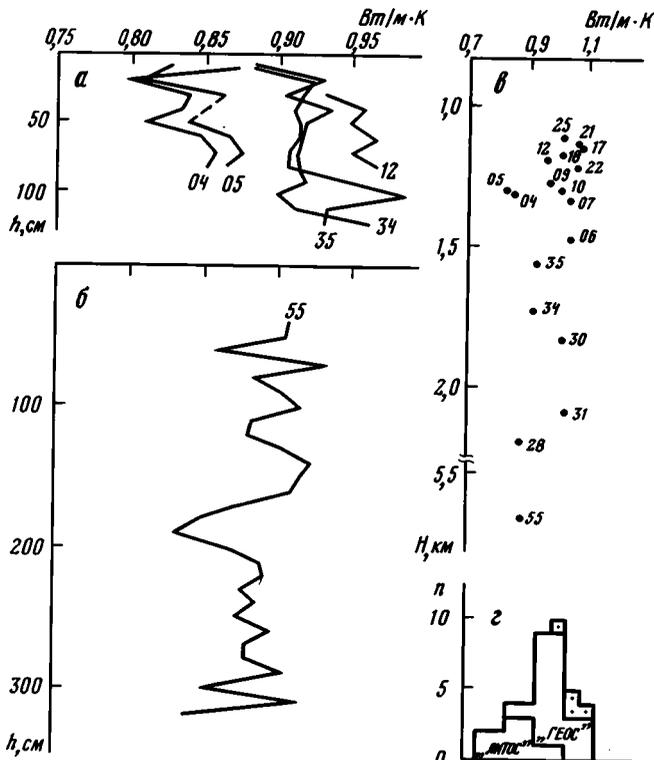


Рис. 55. Результаты изучения теплопроводности осадков на полигоне Гваделупа

a, б — вариации теплопроводности по измерениям установкой "ЛИТОС-2М" в разрезах колонок грунта; *в* — сопоставление средней теплопроводности грунта и глубины дна на всех исследованных станциях; *г* — гистограмма распределения средних значений теплопроводности осадков в Малоантильской дуге (точками отмечены данные предыдущих исследований, показанные на рис. 54)

Теплопроводность осадков. Результаты ее изучения отображены на рис. 55. Хотя значения коэффициента теплопроводности на станциях различаются, но закономерных латеральных его изменений в пределах полигона не видно. В данных, полученных установкой "ЛИТОС-2М", не видно и общей тенденции его изменения по вертикали (рис. 55, *a, б*); отдельные вариации связаны с литологическим составом осадков — большей или меньшей примесью песчанистого или туфогенного материала. Вместе с тем на ст. 17 и 28, исследованных зондом "ГЕОС", наблюдается некоторое увеличение теплопроводности грунта с глубиной (см. табл. 23).

Не зависит и величина теплопроводности осадков от глубины дна (рис. 55, *б*). Но зато наблюдается систематическое расхождение результатов, полученных разными способами: установкой "ЛИТОС-2М" на борту судна и зондом "ГЕОС" *in situ* (рис. 55, *г*). В первом случае средневзвешенное значение коэффициента теплопроводности грунта в интервале глубин 0—1,2 м колеблется от 0,839 до 0,953, составляя в среднем $0,893 \pm 0,036$ Вт/м·К. Во втором оно практически в том же интервале глубин 0—0,8 м варьирует от 0,875 до 1,082 (максимальное его значение на ст. 17 в интервале 1—1,5 м — 1,157), а в среднем составляет $1,019 \pm 0,030$ Вт/м·К. Использование непараметрического критерия Вилкоксона показало, что различие этих двух массивов данных (полученных зондом "ГЕОС" и установкой "ЛИТОС-2М") по величине среднего статистически

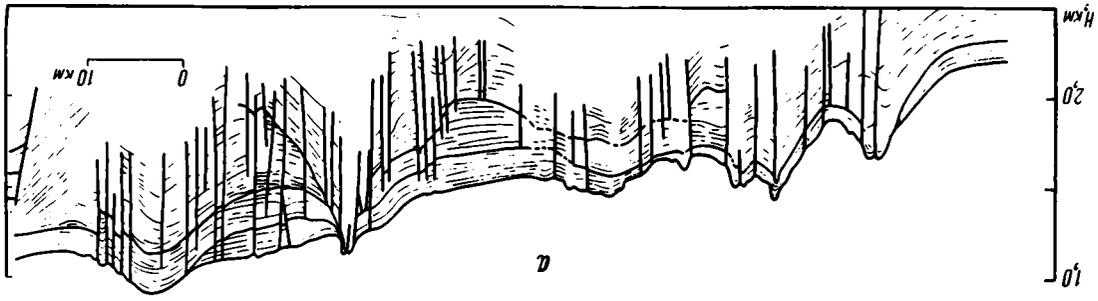
значимо. Это расхождение может быть связано с различиями термодинамических условий на дне и в бортовой лаборатории, а также с возможным разуплотнением осадков и изменением их естественной влажности при подъеме на борт и лабораторном исследовании. Кажется, что последнее более важно. Так, "бортовые" определения теплопроводности осадков в районе 14° с.ш., производившиеся при хранении колонки грунта в пластиковом пакете [78], дали результаты, более близкие к полученным зондом "ГЕОС-1" *in situ*, чем установкой "ЛИТОС-2М" в бортовой лаборатории.

Инструментальная погрешность определения коэффициента теплопроводности системой "ГЕОС-1" и установкой "ЛИТОС-2М" не превышает 5%, но оценить методическую погрешность измерений каждым из методов не удалось. Поэтому для определения величины плотности кондуктивного теплопотока использовались оба метода. При этом станциям, на которых измерения велись с помощью ПТГ-3МТБ, смонтированного на грунтовой трубе, приписывалось значение теплопроводности, измеренное в интервале определения градиента на установке "ЛИТОС-2М"; станциям же, где градиент определялся системой "ГЕОС-1" без одновременного измерения теплопроводности *in situ*, приписывалось ее среднее значение на ближайшей (ближайших), где она была определена той же системой, или ее среднее значение по результатам всех ее определений системой "ГЕОС-1" на данном полигоне.

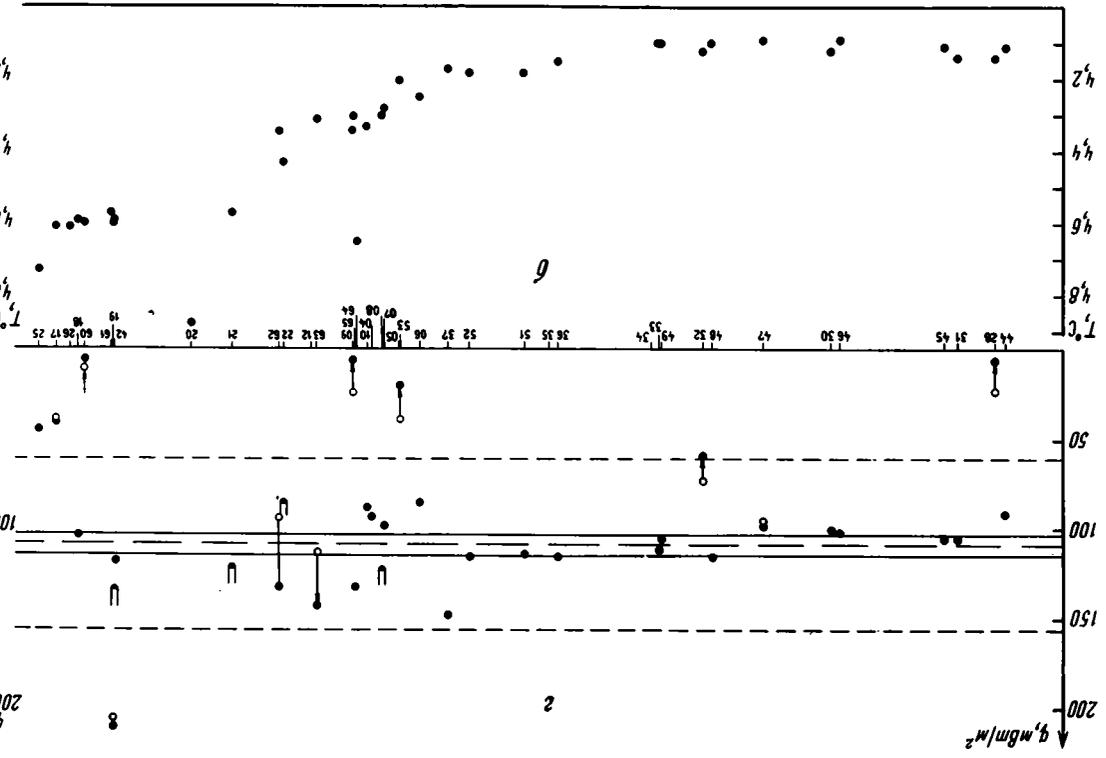
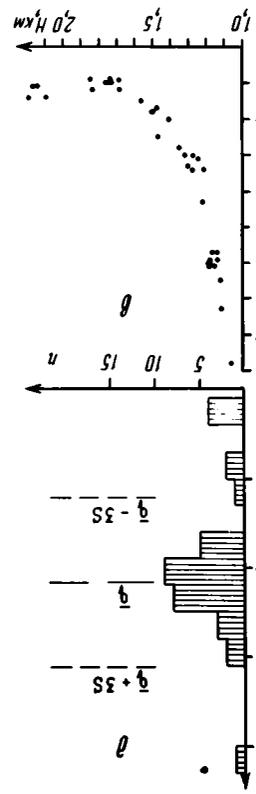
Тепловой поток. Полученные на полигоне его оценки различаются по степени достоверности. 12 значений определено путем измерения геотермического градиента в грунте и коэффициента теплопроводности осадков на той же станции (ст. 04, 06, 07, 09, 10, 17, 18, 25, 28, 30, 31, 55). 19 значений рассчитано по результатам измерения геотермического градиента с использованием значений коэффициента теплопроводности грунта, найденных на других станциях полигона. Четыре оценки минимально возможной величины теплового потока получены при частичном вхождении нижней измерительной базы зонда "ГЕОС" — две при одновременном измерении обоих параметров (ст. 21, 22) и две с использованием оценок теплопроводности на других станциях (ст. 08, 19).

Измерения зондом "ГЕОС" позволили в 10 пунктах полигона выяснить степень изменчивости кондуктивного теплопотока в разрезе осадков. На трех станциях — 17, 47 и 61 — его значения на отдельных базах отличаются от среднего во всем интервале вхождения зонда на 8, 3 и 2% соответственно, т.е. менее чем на 10%. Учитывая, что такой величины обычно оценивается точность определения теплового потока при раздельном измерении геотермического градиента и коэффициента теплопроводности пород, можно считать, что на этих станциях он по глубине не изменяется. Но на остальных семи станциях его вариации гораздо больше. Эти вариации никак не могут быть скомпенсированы противоположно направленными вариациями теплопроводности (это доказано измерениями на ст. 09, 28, 32). Такие закономерные изменения плотности кондуктивного теплопотока в разрезе осадков явно указывают на участие в теплопереносе и другого механизма — конвективного, т.е. на циркуляцию в этом разрезе водных масс, перераспределяющих глубинное тепло. Аналогичные ситуации могут иметь место и в других пунктах полигона, где плотность кондуктивного теплопотока определена только на одной измерительной базе.

Так как для объективного анализа латеральной изменчивости теплового потока необходимо сравнивать его значения в одном и том же интервале глубин, то на данном полигоне, учитывая имеющийся материал, для этого были использованы его значения на верхней измерительной базе. Диапазон их вариаций превышает целый порядок величины — от 6 до 211 Вт/м^2 (см. табл. 23). Это отличительная черта районов высокой геотермальной активности, проявляющейся, в частности, в вулканической и гидротермальной



- 7 □
- 6 ●
- 5 ○
- 4 □
- 3 ▽
- 2 ▨
- 1 ▭



Vertical axis labels: $q, \text{Wdm/m}^2$, 200, 150, 100, 50, $T, ^\circ\text{C}$, 4.8, 4.6, 4.4, 4.2, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75, 80, 85, 90, 95, 100, 105, 110, 115, 120, 125, 130, 135, 140, 145, 150, 155, 160, 165, 170, 175, 180, 185, 190, 195, 200.

Horizontal axis labels: $q, \text{Wdm/m}^2$, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75, 80, 85, 90, 95, 100, 105, 110, 115, 120, 125, 130, 135, 140, 145, 150, 155, 160, 165, 170, 175, 180, 185, 190, 195, 200.

деятельности, т.е. срединно-океанических хребтов или вулканически активных островных дуг, одной из которых являются Малые Антилы. Стандартное отклонение в общей выборке объемом 35 значений (43 мВт/м^2) весьма велико относительно среднего значения (97 мВт/м^2), и в результате точность оценки последнего ($\pm 14 \text{ мВт/м}^2$) хуже погрешности определения индивидуальных значений (10%).

Однако в эту общую выборку вошли также и значения, полученные на вышеупомянутых семи станциях, где геотермическое поле осложнено конвективным теплопереносом. Для определения фонового значения кондуктивного теплопотока такие данные следует исключить, что резко уменьшает дисперсию ($S=30 \text{ мВт/м}^2$) и несколько увеличивает оценку среднего ($108 \pm 11 \text{ мВт/м}^2$). При этом величина потока на ст. 61—211 мВт/м^2 — оказывается за пределами $\bar{q} \pm 3S$, охватывающими 99% генеральной совокупности. Предполагая на этом основании, что такая величина аномально высока для данного района, и произвольно исключая еще два низких значения потока (полученные на ст. 17, 25), получаем в оставшемся массиве из 25 значений почти ту же оценку среднего со значительно большей, чем ранее, точностью ($109 \pm 6 \text{ мВт/м}^2$), так как стандартное отклонение сократилось до 16 мВт/м^2 . Значения по ст. 17, 25 и 61 оказываются за пределами $\bar{q}_{25} \pm 3S$, что поддерживает представление об их аномальности и оправдывает их исключение из фоновой выборки (рис. 56).

Таким образом, значение $109 \pm 6 \text{ мВт/м}^2$ можно считать объективной характеристикой фонового кондуктивного теплового потока в вулканически активной островной дуге Малых Антил. Оно существенно ниже указывавшихся ранее одиночных оценок этого параметра на склонах дуги в районе 14° с.ш. [78] и хорошо согласуется с типичным для геотермически изученных аналогичных дуг — Курильской, Японской и др. [28, 181].

Особый интерес представляет интерпретация экстремальных значений плотности кондуктивного теплопотока. На изученном полигоне такие значения концентрируются на двух вполне определенных участках: близ купола д'Антраксто и в районе разломной зоны Зомби, причем в каждом из них пространственно ассоциируют положительные и отрицательные аномалии (см. рис. 56).

Наблюдаемые на полигоне резкие по амплитуде и узко локализованные в плане вариации кондуктивного теплопотока нельзя приписать действию региональных факторов, таких, как глубинные структурно-теплофизические неоднородности, процесс осадконакопления или общее воздымание поверхности дна от подножия к своду Малоангильской островной гряды. Геологические исследования показали, что в разрезе осадков западного склона гряды практически нет гравитационно перемещенных образований и, следовательно, наблюдаемые аномалии кондуктивного теплопотока нельзя связать с оползневыми процессами на морском дне. Корреляционный анализ не позволяет связать эти аномалии и с местными различиями температуры придонных вод, как это отмечали и другие исследователи Малых Антил [78]. Но в отличие от выводов

Рис. 56. Кондуктивный тепловой поток и температура придонных вод на юго-западном склоне Малоангильской гряды

a — фрагмент сводного сейсмогеологического разреза (см. рис. 51): 1 — границы сеймо-стратиграфических комплексов, 2 — отражающие площадки, 3 — тектонические нарушения; *b* — температура придонных вод вдоль сейсмогеологического разреза; *в* — зависимость температуры придонных вод от глубины моря; *г* — распределение кондуктивного теплового потока вдоль сводного сейсмогеологического профиля; 4 — номера станций измерения, 5 — среднее значение на всем интервале вхождения зонда "ГЕОС", 6 — значение на верхней из вошедших в грунт измерительных баз зонда "ГЕОС", 7 — то же, минимально возможное; *д* — гистограмма величин теплового потока на верхней базе зонда "ГЕОС" и по данным ПТГ—ЗМТБ (с включением результата по ст. 55): пунктирные линии — уровень среднего и толерантных пределов с доверительной вероятностью 95%, сплошные — границы интервала точности оценки среднего

этих исследователей на нашем полигоне не наблюдается и зависимости величины кондуктивного теплопотока от глубины дна в точке измерения. Наконец, экстремальные значения плотности кондуктивного теплопотока нельзя приписать, несмотря на малую глубину вхождения зонда, невыявленным особенностям микрорельефа дна на той или иной станции. Такому предположению противоречит большая амплитуда аномалий (достигающая почти $\pm 100\%$ от фоновой величины), теоретически невозможная при наблюдаемой рассеянности донного рельефа.

Поэтому единственным фактором, способным вызвать установленную изменчивость кондуктивного теплопотока на данном полигоне, остается циркуляция воды в разрезе осадков, т.е. конвективный теплоперенос. Признаки этой циркуляции уже были отмечены в вертикальных вариациях кондуктивного теплопотока, и естественно считать, что и латеральные его вариации имеют ту же природу.

Известно, что над фронтом поднимающихся гидротерм, движущихся к поверхности под углом к вертикали, кондуктивный теплопоток возрастает относительно глубинного (фонового) значения. То же происходит и вблизи очага открытой разгрузки гидротерм. Именно такая ситуация, очевидно, имеет место на ст. 61 (с рекордной для полигона плотностью кондуктивного теплопотока 211 мВт/м^2) и на ст. 19, лежащих практически в разломной зоне Зомби, равно как и в районе купола д'Антраксто на ст. 37, 08, 63, 62, причем на двух последних это подтверждается и вертикальными вариациями кондуктивного теплопотока.

В самом же очаге разгрузки гидротерм вдоль пути их подъема доминирует конвективный теплоперенос и кондуктивный теплопоток резко уменьшается по сравнению с фоном (вплоть до нулевых значений). Но практически наблюдать эту ситуацию можно только при внедрении термозонда непосредственно в подводящий канал или рядом с ним, что может произойти лишь чисто случайно. В наших исследованиях на полигоне такого не было.

Чаще встречается снижение кондуктивного теплопотока из-за нисходящей инфильтрации морских вод в донные осадки. Это имеет место и в опущенном, восточном, крыле разломной зоны Зомби (ст. 17, 25, 60), и на южной периферии купола д'Антраксто (ст. 09, 53), а также в некоторых других пунктах западного склона островной гряды (ст. 28, 32). На пяти из этих станций (09, 28, 32, 53, 60) нисходящая инфильтрация придонных вод в осадки подтверждается формой термограмм, вертикальным распределением кондуктивного теплопотока. Такие места представляют собой участки (зоны, области) питания конвекционных гидрогеологических систем, существующих в породах дна.

Информация о форме термограммы позволяет аналитически оценить скорость теплопереноса для модели вертикальной (вдоль оси z) фильтрации, которая для стационарного нисходящего движения описывается уравнением

$$d^2T/dz^2 = c\rho v |k \cdot dT/dz| = 0, \quad (1)$$

где T — температура; c , ρ , k — теплоемкость, плотность и теплопроводность пород соответственно; v — скорость фильтрации. В уравнении восходящей фильтрации знак "минус" меняется на "плюс".

При температурных условиях на верхней $T_1 = T(z_1)$ и нижней $T_2 = T(z_2)$ границах решение уравнения (1) представляется в виде

$$T = T_1 + (T_2 - T_1) (e^{p(z-z_1)} - 1) / (e^{p(z_2-z_1)} - 1), \quad (2)$$

где $p = c\rho v / k$.

Решая уравнение (2) относительно v , имеем [13]

$$v = (k / c\rho \Delta z) (\ln T_{i+1} / \Delta T_i), \quad (3)$$

где ΔT_{i+1} и ΔT_i — разность температур в последовательных интервалах раз-

реза. При линейной термограмме $\Delta T_{i+1} = \Delta T_i$ и $v=0$; в случае нисходящей фильтрации $\Delta T_{i+1} > \Delta T_i$ и $v > 0$, а при восходящей $\Delta T_{i+1} < \Delta T_i$ и $v < 0$.

Используя уравнение (3) и эмпирические данные (см. табл. 23), находим, что скорость нисходящей фильтрации морских вод в донные осадки, например на ст. 09, составляет $1,39 \cdot 10^{-6}$ см/с в интервале глубин 0—0,5 м и $0,65 \cdot 10^{-6}$ в интервале 0,5—1,5 м; на ст. 28 в тех же интервалах глубин — $1,19 \cdot 10^{-6}$ и $0,92 \cdot 10^{-6}$ см/с. Характерно, что в обоих случаях скорость фильтрации убывает с глубиной. Тот же порядок имеет скорость восходящей фильтрации — на ст. 63 в интервале 0—1 м она оценивается в $0,51 \cdot 10^{-6}$ см/с. Предположение об одномерности фильтрации условно, и в придонной обстановке скорость ее при том же распределении температур в донном грунте должна быть больше. Например, при движении флюидов вдоль пластов, образующих антиклинальную складку с углами падения крыльев 45° , скорость их фильтрации при той же форме термограммы будет в 2—2,5 раза больше, чем при чисто вертикальной фильтрации [13].

В вертикальном разрезе подземной гидросферы интенсивность водообмена уменьшается с глубиной. Согласно представлениям о глобальной гидродинамической зональности [14], ложе океана находится в зоне "весьма замедленного водообмена" или "застойного водного режима". В этих условиях формирование отдельных конвекционных систем возможно лишь при воздействии факторов, способных активизировать циркуляцию флюидов. Одним из таких факторов является возникновение в коре акваторий локальных (региональных) геотермических аномалий при внедрении в нее магматических расплавов или общем подъеме кровли астеносферы. Это приводит к развитию в донных гидравлических системах "термоартезианского напора" и тепловой конвекции, а при выделении из расплава летучих компонентов (CO_2 и др.) — возможно, еще и эжекторного эффекта "газ-лифта". В результате начинается (преимущественно вдоль зон тектонического дробления) разгрузка флюидов, насыщающих породы дна, на его поверхности, а где-то в другом месте, на большем или меньшем удалении от очага разгрузки, "засасывание" морской воды в донные коллекторы для восполнения их постоянно срабатываемых в этом процессе запасов.

В обоих случаях — и в очагах открытой разгрузки, и в зонах питания донных циркуляционных систем — возникают, как уже говорилось, отрицательные аномалии плотности кондуктивного теплопотока. Для правильного понимания природы таких аномалий необходимо изучение распределения температуры в грунте и придонном слое воды. В случае восходящего движения или разгрузки донных флюидов эти температуры должны быть повышены относительно фона, а при нисходящем — понижаться в грунте и отвечать фону в воде.

Температура водной толщи. Вертикальные температурные разрезы водной толщи были получены на двух станциях полигона системой "Розетт". На обеих термокривых отчетливо видны изломы, свидетельствующие об активной циркуляции водных масс. Это кажется вполне естественным, так как через пролив, в котором находится полигон, в Карибское море вливаются воды Атлантики и в том числе проникающие в эти широты воды холодного субмеридионального антарктического течения [4].

Система "Розетт" по техническим условиям не позволяет регистрировать температуру в самом придонном слое воды. Но это удалось сделать в ходе эксплуатации зонда "ГЕОС", который из-за высокой плотности осадков на полигоне внедрялся в них на глубину не более 1,6 м и, таким образом, от одной до трех его измерительных баз на каждой станции оставались в воде над поверхностью дна. Благодаря этому были выявлены особенно резкие изломы на температурных кривых водной толщи, подтверждающие, в частности, присутствие в придонном слое холодных вод.

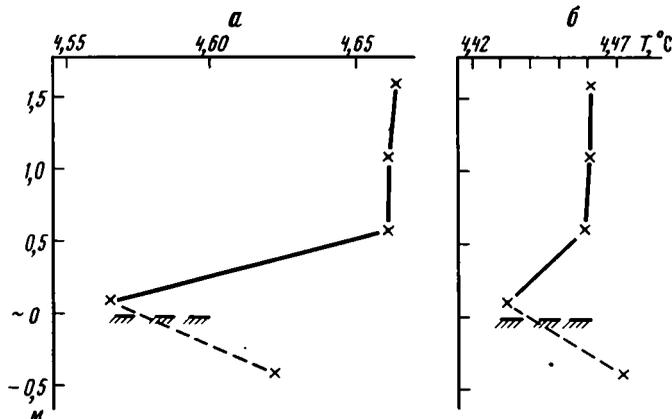


Рис. 57. Инверсия температур в придонном слое воды и донных осадках полигона Гваделупа
 а — ст. 21 (глубина дна 1138 м); б — ст. 22 (1222 м)

Самым ярким примером такого рода является ситуация на ст. 21 и 22, расположенных между куполом д'Антраксто и поднятием Шу-Рок (рис. 57). Правдоподобные значения коэффициентов теплопроводности осадков, измеренные *in situ* на нижней базе зонда "ГЕОС" на этих станциях (1,072 и 1,059 Вт/м·К соответственно) в отличие от результатов его измерений на остальных базах показывают, что второй снизу датчик зонда в обоих случаях находится в грунте или у самой поверхности раздела дно—вода. Полученные термограммы свидетельствуют о резкой температурной стратификации придонного слоя воды. Особенно интересно, что при направленном снизу вверх кондуктивном теплотокте в осадках температура грунта на глубине ~0,5 м на ст. 21 ниже, чем температура воды на расстоянии 0,5—1,5 м от поверхности дна (на ст. 22 они примерно одинаковы). Природа этих аномалий не вполне ясна. Возможно, уменьшение температуры в нижнем полуметровом слое водного разреза на этих станциях связано с подмешиванием холодных антарктических вод, но не исключено, что аномальным является как раз повышение температуры в интервале 0,5—1,5 м от поверхности дна из-за бокового растека разгружающихся поблизости подводных гидротерм.

Вообще реальная (измеренная) температура водной толщи, называемая в океанологии температурой воды *in situ*, не может однозначно свидетельствовать о поступлении в эту толщу донных гидротерм. Аномалии этой температуры могут иметь иное, гидрологическое, происхождение, отражая особенности морских течений в исследуемом районе. Лишь аномалии потенциальной температуры, учитывающей адиабатическое сжатие воды под давлением вышележащего столба и вычисляемой с учетом величины давления в точке измерения температуры и солёности воды в этой точке [42], могут быть доказательством разгрузки подводных гидротерм в толщу свободных вод. Таких оценок на полигоне сделано не было из-за отсутствия в использовавшейся модификации термозонда "ГЕОС" датчиков солёности и давления.

Однако в двух местах полигона реальная температура придонных вод все же кажется отражением разгрузки подводных гидротерм. В этих местах она на соседних станциях с почти одинаковой отметкой дна заметно различается — расхождение выходит далеко за пределы интервала разрешения, т.е. гораздо больше 0,002 К. Одно из таких мест — ст. 22 (1222 м), где температура воды у дна на 0,09° С выше, чем на соседней ст. 62 (1216 м). Другой такой пункт — ст. 06 (1470 м), где эта температура на 0,08° С выше, чем на расположенной рядом "равноглубинной" ст. 37 (1485 м), и на 0,05° С выше, чем даже на более

"мелкой" соседней ст. 53 (1403 м). Представление о "гидротермальном" повышении придонных температур на ст. 06 и 22 поддерживается их расположением в районе купола д'Антраксто, где на подъем гидротерм уже указывала высокая плотность кондуктивного теплопотока в верхнем горизонте осадков (см. рис. 56).

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами этих исследований были разрез водной толщи и поровые воды осадков с целью выявления в них следов субаквальной разгрузки гидротерм и выяснения гидрогеохимических сред современной седиментации и начального диагенеза осадков в условиях островной дуги. Ранее такие работы в этом районе не проводились.

Разрез водной толщи. На полигоне было выполнено два спуска погружного модуля системы "Розетт" — на юго-западном склоне купола д'Антраксто (ст. 01, 16°17,7' с.ш., 62°07,8' з.д.) и в районе разлома Зомби (ст. 39, 16°28,8' с.ш., 61°58,6' з.д.). На обеих станциях получены кривые изменения как температуры, так и солености воды с глубиной (рис. 58). Максимальная соленость (около 37,5%) фиксируется в интервале 100—200 м от поверхности; ниже она уменьшается почти до 35% на глубинах 800—900 м, а далее ко дну (в отличие от температуры!) снова слегка увеличивается (табл. 24). Такой тренд вертикального изменения солености вообще характерен для верхов 2-го километра разреза водной толщи Атлантики от 40° ю.ш. до 20° с.ш. [36] и, очевидно, отражает вторжение в эту часть разреза опресненных антарктических вод. Этот общий тренд осложнен отдельными скачкообразными изменениями вертикального градиента солености, которые совпадают с изломами термограмм (см. рис. 58) и подтверждают представление о динамической стратификации водной толщи в Гваделупском проливе.

Содержание макрокомпонентов в водной толще полигона (см. табл. 24) пропорционально общей солености и в целом типично для вод Центральной Атлантики и Карибского моря. Подобно солености меняется в разрезе водной толщи и концентрация растворенного O_2 — она сравнительно велика у поверхности, проходит через минимум в интервале 500—700 м и снова возрастает ко дну. Аналогичным образом изменяется по разрезу и величина рН — от близкой к 8,3 у поверхности воды до 7,80—7,83 в средней части разреза, повышаясь на глубинах свыше 1000 м до 7,88. Противоположным образом варьируют концентрации водорастворенной CO_2 (антибатно связанные с рН карбонатным равновесием) и фосфора; их убывание ко дну исключает возможность связи с подводной гидротермальной деятельностью в местах расположения станций.

Обращает на себя внимание несовпадение экстремальных значений гидрогеохимических параметров в разрезе одной станции и гипсометрического положения экстремумов на разных станциях, а также некоторое различие их величин в этих двух пунктах полигона.

Общий химический состав водной толщи показывает, что в проливе Малоангильской островной дуги в целом сохраняются черты океанской седиментации. Распределение солености характерно для южного подтипа североатлантического типа вод океана. Изменение в водной толще концентрации кислорода, как и других элементов, связанных с биологической деятельностью, характеризует северный тропический химико-океанический район [36].

Наиболее интересным оказалось распределение в водной толще тяжелых металлов. В разрезах обеих станций концентрации Pb и Cu всюду близки к фоновым (лишь в приповерхностных слоях содержание Cu возрастает до 8—15 мкг/л). Зато концентрация Zn всюду выше фона: в верхних 700 м разреза на

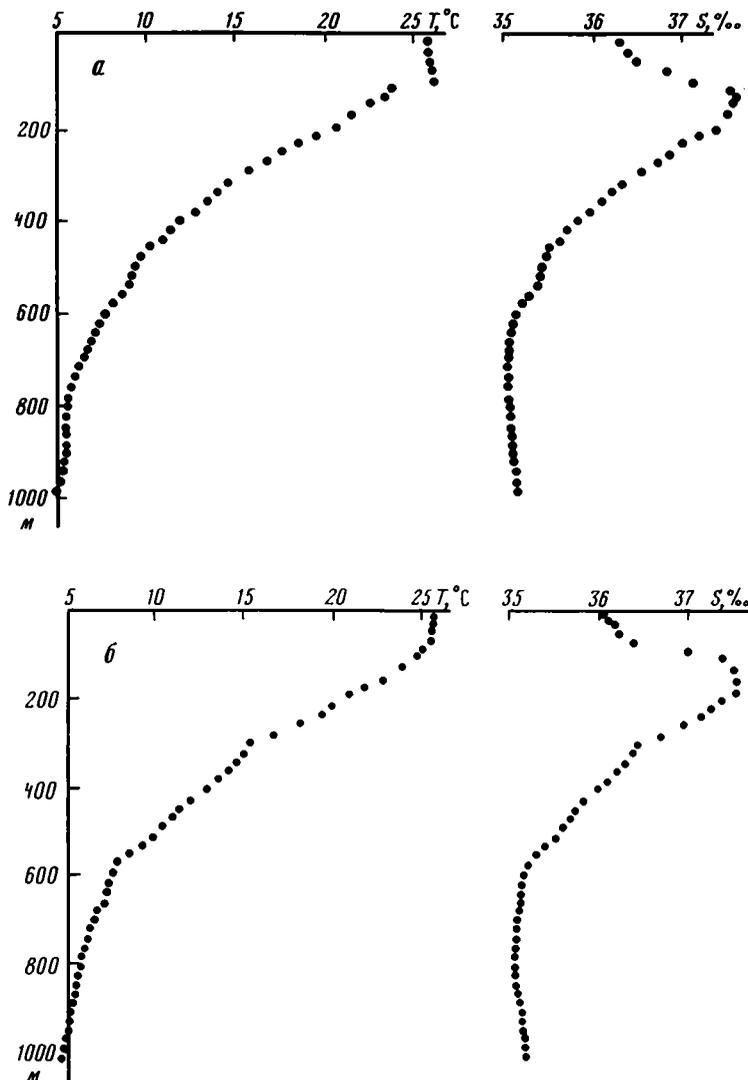


Рис. 58. Изменения температуры и солёности водной толщи полигона Гваделупа
a — ст. 4601; *б* — ст. 4639

ст. 01 в среднем около 40, а на ст. 39 — от 40 до 100 мкг/л; ниже, в интервале глубин 800—900 м, она возрастает до 97 мкг/л на ст. 01 и до 200—500 мкг/л, что на порядок (!) выше фона, на ст. 39. Это кажется следствием подмешивания к морской воде гидротермальных флюидов, обогащенных металлами¹. Но в придонных слоях, на глубинах около 1050 м, концентрация Zn в водной толще снова убывает — до 76 мкг/л на ст. 01 и до 32 мкг/л на ст. 39. Такой "бескорневой" характер аномалии заставляет связать ее с латеральным движением вод, разбавленных гидротермальными флюидами, а убывание амплитуды этой аномалии к западу — с локализацией очага разгрузки подводных гидротерм

¹ Си и Рб не образуют аномалий в водной толще, по-видимому, из-за худшей миграционной способности (меньшей растворимости, более высокой сорбции на глинистых частицах и др.).

несколько восточнее ст. 39, вероятнее всего в зоне разлома Зомби, и деформацией их шлейфа течением, идущим из Атлантики.

Иловые воды. Иловые (поровые) воды изучались в колонках осадков, отобранных грунтовыми трубками в основных морфоструктурных элементах полигона: на западном склоне Малоанtilьской островной дуги — хребте Бас-Тер (ст. 27, 29), близ ее седловины в долине Бас-Тер (ст. 05, 12, 15) и в ограничивающей островодужное поднятие с востока Гваделупской котловины (ст. 55).

Минерализация иловых вод, отобранных на ст. 27, 29, 05, 12, 15, достаточно выдержана и составляет 35,2—36,7 г/л. Закономерные ее изменения по вертикали зафиксированы на ст. 05, где она увеличивается вниз по разрезу от 35,7 до 36,7 г/л, и на ст. 15, где она уменьшается от 36,03 до 35,4 г/л. Распределение макрокомпонентов в общем пропорционально изменению минерализации и близко к содержанию их в водной толще (табл. 25). Величина рН иловых вод несколько ниже, чем в морской воде (7,44—7,61), и практически постоянна по разрезу. Концентрация Si в иловых водах в два и более раз выше, чем в водной толще, 3—9 мг/л. Концентрация Al достаточно выдержана. Содержание Mn, минимальное в верхней окисленной части разреза, увеличивается до 2,98 мг/л в его низах (ст. 29). В целом можно отметить несколько более высокую концентрацию Mn в иловых водах западного склона по сравнению с осевой частью Малоанtilьской островной дуги.

Наибольший интерес с точки зрения изучения возможной разгрузки гидротерм имеет распределение тяжелых металлов. Наименьшие их концентрации зафиксированы на ст. 05. Однако и здесь они выше, чем в тех участках дна, где нет никаких следов разгрузки гидротерм (например, на полигонах Кампече, Барракуда). К востоку и западу от ст. 05 в иловых водах при постоянном содержании Pb возрастают концентрации Zn и Cu. Особенно высоки они в самых верхних слоях осадков близ купола д'Антраксто и разлома Зомби. Об этом говорит изучение ст. 15, где в интервале 0—20 см содержания Cu 0,885, а Zn 0,953 мг/л; вниз по разрезу они постепенно снижаются примерно в 4 раза. В западной части полигона наибольшие концентрации этих металлов зафиксированы глубже, в интервале 40—70 см, за исключением ст. 27, где максимальное содержание Zn наблюдается в верхах разреза.

Исследование количества кислотоизвлекаемых компонентов в современных осадках, выполненное на борту судна, показало, что содержание хорошо растворимых соединений Zn и Cu в них крайне незначительно, и, следовательно, твердая фаза не может служить источником этих элементов в иловых водах.

Несколько отличается от других ст. 55, расположенная у подножия атлантического склона дуги, в пределах Гваделупской котловины. Минерализация иловых вод в осадках этой станции близка к 36 г/л. Характерной особенностью их химического состава является высокое по сравнению с другими станциями полигона содержание Si, которое в интервале 270—250 см достигает 14,5 мг/л (см. табл. 25). Это, несомненно, связано с широким развитием в осадках Гваделупской котловины остатков кремнийсодержащих организмов. Необходимо также отметить аномально высокие концентрации Zn в нижней (интервал 290—270 см — 1 мг/л) и верхней (60—90 см — 0,445 мг/л) частях разреза.

В итоге можно констатировать, что иловые воды осадков полигона по особенностям геохимической среды и содержанию макрокомпонентов близки к морской воде. Термодинамическая оценка вероятных направлений преобразования алюмосиликатов в иловых водах осадков показала, что в районе о-ва Гваделупа эти соединения более устойчивы по сравнению с другими изученными в этом рейсе участками дна, что связано со сравнительно высокими концентрациями Si в иловых водах, особенно в восточной глубоководной части полигона.

Таблица 24

Химический состав океанических вод полигона Гваделупа

Номер пробы	H, м	T, °C	pH	Eh, мВ	O ₂ , мг/л	CO ₂ , мг/л	P ₂ O ₅ , мг/л	M, г/л	S, ‰
Ст. 4601									
060112	63	25,9	8,29	+331	—	0,0	0,060	38,12	36,50
060111	116	24,4	8,29	+315	4,26	0,0	0,074	38,37	37,47
060110	216	19,9	8,10	+338	—	0,0	0,148	38,50	37,30
060109	312	15,3	8,02	+311	3,84	0,0	0,170	37,73	36,44
060108	402	12,5	7,90	+343	—	2,0	0,162	37,56	35,93
060107	513	9,61	7,81	+330	3,16	3,4	0,212	36,97	35,45
060106	612	7,72	7,80	+370	—	4,8	0,154	36,73	35,18
060105	716	6,43	7,80	+335	3,56	4,8	0,118	36,51	35,05
060104	811	5,84	7,82	+330	3,59	4,6	0,162	36,59	35,07
060103	914	5,48	7,83	+344	4,13	3,8	0,148	36,34	35,11
060102	1004	4,96	7,88	+410	5,50	3,6	0,124	35,91	35,16
060101	1048	4,71	7,88	+356	5,22	3,2	0,088	35,92	35,20
Ст. 4639									
063913	23	25,6	8,34	+354	5,76	0,0	0,026	38,05	36,23
063912	66	25,6	8,37	+370	5,56	0,0	0,032	37,96	36,34
063911	172	21,8	8,28	+373	5,13	0,0	0,036	39,22	37,53
063910	304	15,4	8,10	+375	4,37	0,0	0,024	37,79	36,46
063909	407	13,0	8,04	+376	4,30	0,0	0,118	37,77	36,02
063908	522	9,97	7,95	+378	3,34	2,8	0,118	37,23	35,52
063907	612	7,37	7,85	+380	3,89	4,8	0,162	36,37	35,17
063906	707	6,48	7,83	+380	3,30	6,0	0,192	36,37	35,08
063905	800	5,78	7,83	+381	3,80	6,0	0,206	36,46	35,06
063904	887	5,45	7,85	+380	4,90	5,6	0,178	36,43	35,10
063903	959	5,09	7,87	+382	5,10	4,8	0,148	36,51	35,16
063902	1016	4,79	7,88	+381	5,26	4,4	0,102	36,71	35,19
063901	1036	4,76	7,88	+387	5,48	4,8	0,148	36,34	35,19

Таблица 25

Химический состав иловых вод полигона Гваделупа

Номер станции	Номер пробы	Глубина, м	Интервал, см	pH	M, г/л	K ⁺ , г/л	Na ⁺ , г/л	Ca ⁺ , г/л
4627	37	2188	0—30	7,50	35,23	8,294	9,32	0,392
4627	38	2188	50—90	7,61	35,33	0,401	9,62	0,319
4629	39	1828	30—40	7,60	35,69	0,307	10,0	0,398
4629	40	1828	40—60	7,47	35,52	0,419	10,1	0,319
4629	41	1828	100—130	7,56	36,27	0,443	9,91	0,328
4605	30	1394	0—20	7,56	35,36	0,303	10,1	0,404
4605	31	1394	70—90	7,44	36,72	0,372	10,4	0,396
4612	32	1198	0—20	7,54	35,31	0,308	9,4	0,407
4612	33	1198	20—120	7,61	35,34	0,295	9,50	0,380
4615	34	1094	0—20	7,50	36,03	0,295	10,0	0,403
4615	35	1094	40—60	7,59	35,43	0,327	9,54	0,355
4615	36	1094	90—120	7,61	35,40	0,301	9,50	0,382
4655	42	5660	60—90	7,62	36,05	0,352	10,1	0,378
4655	43	5660	170—190	7,57	36,05	0,378	10,2	0,389
4655	44	5660	230—250	7,53	36,62	0,334	10,3	0,420
4655	45	5660	270—290	7,60	35,95	0,326	10,2	0,421

Cl ⁻ , г/л	SO ₄ ²⁻ , г/л	HCO ₃ ⁻ , мг/л	Na ⁺ , г/л	K ⁺ , мг/л	Mg ²⁺ , мг/л	Ca ²⁺ , мг/л	Zn ²⁺ , мкг/л	Pb ²⁺ , мкг/л
20,5	3,26	159	12,0	392	1,41	395,0	44,0	3,0
20,7	3,12	159	12,0	389	1,41	395,0	26,0	0,6
21,2	3,02	159	11,9	413	1,41	406,0	46,0	1,0
20,8	3,02	159	11,6	406	1,35	393,0	43,0	1,0
20,8	3,17	159	11,3	400	1,35	382,0	39,0	0,6
20,5	3,02	154	11,2	388	1,34	372,0	45,0	0,9
20,4	2,98	156	11,1	388	1,34	370,0	72,0	1,0
20,3	2,88	156	11,1	375	1,33	367,0	72,0	0,8
20,3	2,98	155	11,1	358	1,33	369,0	96,0	1,0
20,2	2,93	157	11,0	353	1,33	369,0	97,0	2,0
19,6	3,02	159	11,1	359	1,30	370,0	55,0	3,0
19,7	2,93	160	11,1	343	1,32	370,0	76,0	3,0
21,4	3,02	159	11,4	337	1,37	359,0	53,0	0,2
21,5	2,83	156	11,4	337	1,37	362,0	36,0	0,4
22,0	3,02	157	11,9	347	1,42	376,0	40,0	0,5
21,3	3,02	150	11,2	354	1,38	387,0	107,0	3,0
21,1	2,93	154	11,5	347	1,36	384,0	58,0	1,0
20,9	3,02	151	11,1	343	1,33	382,0	106,0	0,8
20,6	2,69	151	10,9	337	1,31	378,0	56,0	0,7
20,6	2,78	155	10,8	337	1,32	380,0	53,0	1,0
20,6	2,78	155	10,9	328	1,32	381,0	70,0	0,9
20,6	2,74	156	10,9	326	1,32	384,0	228,0	1,0
20,7	2,74	154	10,9	324	1,31	387,0	523,0	0,5
20,7	2,83	154	11,0	322	1,31	392,0	79,0	0,5
20,4	2,74	153	11,0	351	1,30	388,0	32,0	0,5

Mg ²⁺ , г/л	Cl ⁻ , г/л	SO ₄ ²⁻ , г/л	HCO ₃ ⁻ , г/л	Si, мг/л	Mn ²⁺ , мг/л	Cu ²⁺ , мг/л	Zn ²⁺ , мг/л	Pb ²⁺ , мг/л
1,33	20,6	3,12	0,183	7,9	0,02	0,484	0,875	0,004
1,26	20,7	2,88	0,152	5,5	1,55	0,522	0,160	0,004
1,29	20,5	2,98	0,207	8,1	0,45	0,288	0,133	0,004
1,31	21,0	3,22	0,146	5,3	1,80	0,360	0,660	0,005
1,31	20,9	3,22	0,165	5,0	2,98	0,086	0,172	0,005
1,25	20,5	2,59	0,219	6,5	0,088	0,136	0,380	0,003
1,33	21,3	2,74	0,183	5,4	1,55	0,301	0,208	0,005
1,30	20,6	3,07	0,204	4,9	0,02	0,943	0,290	0,003
1,31	20,6	3,07	0,195	3,8	0,82	0,376	0,327	0,004
1,30	20,6	3,22	0,207	5,0	0,02	0,885	0,953	0,004
1,28	20,6	3,12	0,195	4,0	0,52	0,280	0,505	0,004
1,29	20,6	3,07	0,165	6,6	0,73	0,238	0,256	0,003
1,34	20,4	3,31	0,159	7,9	0,456	0,033	0,445	0,005
1,28	20,6	3,07	0,116	11,6	0,086	0,045	0,197	0,006
1,28	20,1	3,02	0,159	14,5	1,11	0,060	0,189	0,007
1,29	20,5	3,07	0,134	8,8	1,49	0,128	1,000	0,006

Таблица 26

Термодинамические модели состояния иловых вод полигона Гваделупа

Компоненты	Ст. 4612, проба 32	Ст. 4612, проба 33	Ст. 4612, проба 34	Ст. 4615, проба 35	Ст. 4615, проба 36
H ⁺	3,6156 · 10 ⁻⁸	3,0333 · 10 ⁻⁸	3,5893 · 10 ⁻⁸	3,0045 · 10 ⁻⁸	2,8402 · 10 ⁻⁸
OH ⁻	5,2745 · 10 ⁻⁷	6,2870 · 10 ⁻⁷	5,3134 · 10 ⁻⁷	6,3466 · 10 ⁻⁷	6,7141 · 10 ⁻⁷
K ⁺	7,7240 · 10 ⁻³	7,3974 · 10 ⁻³	7,3923 · 10 ⁻³	8,1979 · 10 ⁻³	7,5481 · 10 ⁻³
KOH ^o	5,2685 · 10 ⁻¹⁰	6,0148 · 10 ⁻¹⁰	5,0755 · 10 ⁻¹⁰	6,7298 · 10 ⁻¹⁰	5,5560 · 10 ⁻¹⁰
KSO ₄ ^o	1,1411 · 10 ⁻⁴	1,0932 · 10 ⁻⁴	1,1452 · 10 ⁻⁴	1,2382 · 10 ⁻⁴	1,1184 · 10 ⁻⁴
KCl ^o	3,8717 · 10 ⁻⁵	3,7084 · 10 ⁻⁵	3,7021 · 10 ⁻⁵	4,1100 · 10 ⁻⁵	3,7849 · 10 ⁻⁵
Na ⁺	5,0258 · 10 ⁻¹	5,0340 · 10 ⁻¹	5,0596 · 10 ⁻¹	5,0711 · 10 ⁻¹	5,0433 · 10 ⁻¹
NaOH ^o	5,8038 · 10 ⁻⁸	8,1246 · 10 ⁻⁸	6,8963 · 10 ⁻⁸	8,2629 · 10 ⁻⁸	8,6944 · 10 ⁻⁸
NaCl ^o	3,1051 · 10 ⁻³	3,1108 · 10 ⁻³	3,1240 · 10 ⁻³	3,1340 · 10 ⁻³	3,1172 · 10 ⁻³
NaHCO ₃ ^o	3,2459 · 10 ⁻⁴	3,0789 · 10 ⁻⁴	3,2901 · 10 ⁻⁴	3,1313 · 10 ⁻⁴	2,6171 · 10 ⁻⁴
NaCO ₃ ^o	9,9877 · 10 ⁻⁶	1,1289 · 10 ⁻⁵	1,0197 · 10 ⁻⁵	1,1590 · 10 ⁻⁵	1,0247 · 10 ⁻⁵
NaSO ₄ ^o	9,0818 · 10 ⁻³	6,9940 · 10 ⁻³	7,3698 · 10 ⁻³	7,2007 · 10 ⁻³	7,0255 · 10 ⁻³
Ca ²⁺	9,0701 · 10 ⁻³	8,4703 · 10 ⁻³	8,9385 · 10 ⁻³	7,8948 · 10 ⁻³	8,5220 · 10 ⁻³
CaOH ⁺	1,3193 · 10 ⁻⁸	1,4684 · 10 ⁻⁸	1,3081 · 10 ⁻⁸	1,3821 · 10 ⁻⁸	1,5784 · 10 ⁻⁸
CaCl ₂ ^o	3,6751 · 10 ⁻³²	3,4338 · 10 ⁻³²	3,6156 · 10 ⁻³²	3,2012 · 10 ⁻³²	3,4568 · 10 ⁻³²
CaHCO ₃ ^o	7,5015 · 10 ⁻⁵	6,6341 · 10 ⁻⁵	7,4393 · 10 ⁻⁵	6,2426 · 10 ⁻⁵	5,6644 · 10 ⁻⁵
CaCO ₃ ^o	7,4304 · 10 ⁻⁶	7,8336 · 10 ⁻⁶	7,4194 · 10 ⁻⁶	7,4436 · 10 ⁻⁶	7,1446 · 10 ⁻⁶
CaSO ₄ ^o	1,0022 · 10 ⁻³	9,3633 · 10 ⁻⁴	1,0345 · 10 ⁻³	8,9214 · 10 ⁻⁴	9,4495 · 10 ⁻⁴
Mg ²⁺	4,6242 · 10 ⁻²	4,6610 · 10 ⁻²	4,5958 · 10 ⁻²	4,5411 · 10 ⁻²	4,5934 · 10 ⁻²
MgOH ⁺	1,1909 · 10 ⁻⁶	1,4418 · 10 ⁻⁶	1,2008 · 10 ⁻⁶	1,4180 · 10 ⁻⁶	1,5177 · 10 ⁻⁶
MgHCO ₃ ^o	4,0526 · 10 ⁻⁴	3,8680 · 10 ⁻⁴	4,0555 · 10 ⁻⁴	3,8043 · 10 ⁻⁴	3,2344 · 10 ⁻⁴
MgCO ₃ ^o	3,3336 · 10 ⁻⁵	3,7930 · 10 ⁻⁵	3,3589 · 10 ⁻⁵	3,7670 · 10 ⁻⁵	3,3874 · 10 ⁻⁵
MgSO ₄ ^o	6,8042 · 10 ⁻³	6,8609 · 10 ⁻³	7,0871 · 10 ⁻³	6,8325 · 10 ⁻³	6,7810 · 10 ⁻³
Al(OH) ₂ ^o	6,2743 · 10 ⁻⁷	5,1615 · 10 ⁻⁷	8,5033 · 10 ⁻⁷	4,5894 · 10 ⁻⁷	3,6453 · 10 ⁻⁷
Al(OH) ₃ ^o	9,5858 · 10 ⁻⁶	9,4006 · 10 ⁻⁶	1,3079 · 10 ⁻⁶	8,4380 · 10 ⁻⁶	7,0917 · 10 ⁻⁶
Al(OH ₄) ₄ ^o	7,2785 · 10 ⁻⁵	8,5081 · 10 ⁻⁵	1,0007 · 10 ⁻⁴	7,7101 · 10 ⁻⁵	6,8542 · 10 ⁻⁵
H ₂ SiO ₄ ^o	1,3747 · 10 ⁻⁶	1,2694 · 10 ⁻⁶	1,4170 · 10 ⁻⁶	1,3977 · 10 ⁻⁶	2,3583 · 10 ⁻⁶
H ₄ SiO ₄ ^o	1,7252 · 10 ⁻⁴	1,3373 · 10 ⁻⁴	1,7658 · 10 ⁻⁴	1,4065 · 10 ⁻⁴	2,3264 · 10 ⁻⁴
H ₂ CO ₃ ^o	9,5502 · 10 ⁻⁵	7,7610 · 10 ⁻⁵	9,7671 · 10 ⁻⁵	7,7609 · 10 ⁻⁵	6,1653 · 10 ⁻⁵
HCO ₃ ^o	2,3125 · 10 ⁻³	2,1395 · 10 ⁻³	2,3293 · 10 ⁻³	2,2103 · 10 ⁻³	1,8574 · 10 ⁻³
CO ₂	1,3834 · 10 ⁻⁵	1,5668 · 10 ⁻⁵	1,4162 · 10 ⁻⁵	1,5965 · 10 ⁻⁵	1,4100 · 10 ⁻⁵
Cl ⁻	5,7789 · 10 ⁻¹	5,7789 · 10 ⁻¹	5,7787 · 10 ⁻¹	5,7786 · 10 ⁻¹	5,7788 · 10 ⁻¹
HCl ^o	1,5530 · 10 ⁻¹²	1,3029 · 10 ⁻¹²	1,5410 · 10 ⁻¹²	1,2906 · 10 ⁻¹²	1,2202 · 10 ⁻¹²
SO ₄ ²⁻	1,7055 · 10 ⁻²	1,7057 · 10 ⁻²	1,7912 · 10 ⁻²	1,7428 · 10 ⁻²	1,7095 · 10 ⁻²
HSO ₄ ^o	1,0919 · 10 ⁻⁸	9,1628 · 10 ⁻⁹	1,1371 · 10 ⁻⁸	9,2764 · 10 ⁻⁹	8,6014 · 10 ⁻⁹
Pb ²⁺	6,8411 · 10 ⁻¹⁰	8,4335 · 10 ⁻¹⁰	9,2282 · 10 ⁻¹⁰	8,3510 · 10 ⁻¹⁰	6,2543 · 10 ⁻¹⁰
Pb(OH) ⁺	4,4752 · 10 ⁻⁹	6,5770 · 10 ⁻⁹	6,0737 · 10 ⁻⁹	6,5759 · 10 ⁻⁹	5,2111 · 10 ⁻⁹
PbHCO ₃ ^o	7,8977 · 10 ⁻¹¹	9,2197 · 10 ⁻¹¹	1,0719 · 10 ⁻¹¹	9,2181 · 10 ⁻¹¹	5,8026 · 10 ⁻¹¹
PbCO ₃ ^o	4,3131 · 10 ⁻⁹	6,0020 · 10 ⁻⁹	5,8934 · 10 ⁻⁹	6,0588 · 10 ⁻⁹	4,0348 · 10 ⁻⁹
PbSO ₄ ^o	1,8820 · 10 ⁻¹⁰	2,3212 · 10 ⁻¹⁰	2,6587 · 10 ⁻¹⁰	2,3497 · 10 ⁻¹⁰	1,7268 · 10 ⁻¹⁰
PbCl ⁺	1,7154 · 10 ⁻⁹	2,1150 · 10 ⁻⁹	2,3108 · 10 ⁻⁹	2,0947 · 10 ⁻⁹	1,5692 · 10 ⁻⁹
PbCl ₂ ^o	1,8156 · 10 ⁻⁹	2,2388 · 10 ⁻⁹	2,4440 · 10 ⁻⁹	2,2175 · 10 ⁻⁹	1,6614 · 10 ⁻⁹
PbCl ₃ ^o	3,9491 · 10 ⁻¹⁰	4,8696 · 10 ⁻¹⁰	5,3159 · 10 ⁻¹⁰	4,8230 · 10 ⁻¹⁰	3,6135 · 10 ⁻¹⁰
PbCl ₄ ^o	3,3433 · 10 ⁻¹⁰	4,1221 · 10 ⁻¹⁰	4,5038 · 10 ⁻¹⁰	4,0818 · 10 ⁻¹⁰	3,0580 · 10 ⁻¹⁰
Zn ²⁺	1,9834 · 10 ⁻⁶	2,1677 · 10 ⁻⁶	6,2820 · 10 ⁻⁶	3,3238 · 10 ⁻⁶	1,6683 · 10 ⁻⁶
ZnOH ⁺	8,7349 · 10 ⁻⁷	1,1378 · 10 ⁻⁶	2,7847 · 10 ⁻⁶	1,7618 · 10 ⁻⁶	9,3565 · 10 ⁻⁷
ZnHCO ₃ ^o	2,8826 · 10 ⁻⁸	2,9825 · 10 ⁻⁸	9,1900 · 10 ⁻⁸	4,6183 · 10 ⁻⁸	1,9903 · 10 ⁻⁸
ZnCO ₃ ^o	7,3320 · 10 ⁻⁸	9,0431 · 10 ⁻⁸	2,3534 · 10 ⁻⁷	1,4138 · 10 ⁻⁷	6,3097 · 10 ⁻⁸
ZnSO ₄ ^o	3,0550 · 10 ⁻⁷	3,3395 · 10 ⁻⁷	1,0138 · 10 ⁻⁶	5,2356 · 10 ⁻⁷	2,5786 · 10 ⁻⁷
ZnCl ⁺	7,0106 · 10 ⁻⁷	7,6610 · 10 ⁻⁷	2,2184 · 10 ⁻⁶	1,1751 · 10 ⁻⁶	5,8994 · 10 ⁻⁷
ZnCl ₂ ^o	2,4128 · 10 ⁻⁷	2,6369 · 10 ⁻⁷	7,6290 · 10 ⁻⁷	4,0449 · 10 ⁻⁷	2,0310 · 10 ⁻⁷
ZnCl ₃ ^o	1,1464 · 10 ⁻⁷	1,2528 · 10 ⁻⁷	3,6250 · 10 ⁻⁷	1,9217 · 10 ⁻⁷	9,6489 · 10 ⁻⁸
ZnCl ₄ ^o	7,8419 · 10 ⁻⁸	6,5691 · 10 ⁻⁸	2,4820 · 10 ⁻⁷	1,3141 · 10 ⁻⁷	6,5977 · 10 ⁻⁸

Таблица 26 (окончание)

Компоненты	Ст. 4612, проба 32	Ст. 4612, проба 33	Ст. 4612, проба 34	Ст. 4612, проба 35	Ст. 4612, проба 36
Cu ⁺	4,6584 · 10 ⁻¹²	1,4099 · 10 ⁻¹²	4,0924 · 10 ⁻¹²	1,5735 · 10 ⁻¹²	6,1211 · 10 ⁻¹³
CuOH ^o	2,1029 · 10 ⁻¹²	7,5869 · 10 ⁻¹³	1,8600 · 10 ⁻¹²	8,5481 · 10 ⁻¹³	3,5183 · 10 ⁻¹³
CuOHCl ⁺	2,0079 · 10 ⁻⁹	7,2442 · 10 ⁻¹⁰	1,7762 · 10 ⁻⁹	8,1617 · 10 ⁻¹⁰	3,3592 · 10 ⁻¹⁰
CuCl ^o	4,4234 · 10 ⁻¹⁰	1,3404 · 10 ⁻¹⁰	3,8877 · 10 ⁻¹⁰	1,4960 · 10 ⁻¹⁰	5,8205 · 10 ⁻¹¹
CuCl ₂	1,9326 · 10 ⁻⁷	5,8498 · 10 ⁻⁸	1,6968 · 10 ⁻⁷	6,5285 · 10 ⁻⁸	2,5401 · 10 ⁻⁸
CuCl ₂ ⁻	6,0421 · 10 ⁻⁸	1,8286 · 10 ⁻⁸	5,3097 · 10 ⁻⁸	2,0903 · 10 ⁻⁸	7,9375 · 10 ⁻⁹
Cu ²⁺	2,7733 · 10 ⁻⁶	1,0061 · 10 ⁻⁶	2,5641 · 10 ⁻⁶	7,3433 · 10 ⁻⁷	6,7859 · 10 ⁻⁷
CuOH ⁺	6,8683 · 10 ⁻⁷	2,9703 · 10 ⁻⁷	6,3915 · 10 ⁻⁷	2,1900 · 10 ⁻⁷	2,1401 · 10 ⁻⁷
CuHCO ₃ ⁺	8,5306 · 10 ⁻⁷	2,9304 · 10 ⁻⁷	7,9383 · 10 ⁻⁷	2,1606 · 10 ⁻⁷	2,6771 · 10 ⁻⁷
CuCO ₃ ^o	9,1371 · 10 ⁻⁶	3,7416 · 10 ⁻⁶	8,5606 · 10 ⁻⁶	2,7853 · 10 ⁻⁶	2,2877 · 10 ⁻⁶
Cu(CO ₃) ₂ ⁺	1,5254 · 10 ⁻⁷	7,0496 · 10 ⁻⁸	1,4513 · 10 ⁻⁷	5,3474 · 10 ⁻⁸	3,9038 · 10 ⁻⁸
CuSO ₄ ⁺	4,0775 · 10 ⁻⁷	1,4799 · 10 ⁻⁷	3,9496 · 10 ⁻⁷	1,1047 · 10 ⁻⁷	1,0011 · 10 ⁻⁷
CuCl ⁺	7,1653 · 10 ⁻⁷	2,5997 · 10 ⁻⁷	6,6182 · 10 ⁻⁷	1,8987 · 10 ⁻⁷	1,7540 · 10 ⁻⁷
CuCl ₂ ⁺	1,6413 · 10 ⁻⁸	5,9556 · 10 ⁻⁹	1,5149 · 10 ⁻⁸	4,3501 · 10 ⁻⁹	4,0190 · 10 ⁻⁹
H ₂	4,6802 · 10 ⁻³⁵	2,2923 · 10 ⁻³⁵	4,1702 · 10 ⁻³⁵	5,2516 · 10 ⁻³⁵	8,3236 · 10 ⁻³⁵
O ₂	1,5685 · 10 ⁻²⁴	6,5391 · 10 ⁻²⁴	1,9740 · 10 ⁻²⁴	1,2459 · 10 ⁻²⁴	4,9608 · 10 ⁻²³
I	0,6939	0,6934	0,6965	0,6931	0,6927

Изучение содержания тяжелых металлов показало местами наличие аномально высоких концентраций Zn и Cu в иловых водах. Вблизи купола д'Антраксто и разлома Зомби такие аномалии наблюдаются в поверхностном слое осадка, что, по-видимому, связано с активной гидротермальной деятельностью в настоящую эпоху: об этой разгрузке можно также заключить и по отмеченным выше особенностям распределения Zn в водной толще. Вместе с тем не вполне ясно, почему повышенные концентрации Cu обнаружены только в иловых водах. Одной из причин этого может быть попадание в иловый раствор взвешенных частиц, содержащих сорбированную на их поверхности Cu, другой — связывание Cu в органических комплексах.

Иловые воды, полученные из осадков в других частях полигона, также характеризуются высоким содержанием Zn и Cu в отдельных горизонтах разреза. Но в отличие от районов купола д'Антраксто и разлома Зомби такие аномалии не всегда приурочены к определенной части разреза, хотя в большинстве случаев они все же тяготеют к средней и нижней частям исследованного слоя. Эти аномалии, по-видимому, могут быть объяснены прошлой гидротермальной деятельностью, имевшей место во время образования осадка, из которого выделены иловые воды.

Район ст. 05, где в иловых водах тяжелые металлы находятся в фоновых концентрациях, возможно, является участком поступления морской воды в толщу осадков (областью питания донных гидротерм), а районы с аномально высоким содержанием этих элементов — участками восходящего движения термальных флюидов, т.е. зонами их разгрузки.

Состояние иловых вод описано моделью 14-компонентной системы (H—O—K—Na—Ca—Mg—Al—Si—C—S—Cl—Cu—Zn—Pb), содержащей 70 растворенных компонентов и открытой относительно CO_{2(r)} и H_{2(r)}. Расчеты проведены на ЭВМ-1045 по программе GIBBS [39]. Их результаты приведены в табл. 26. Они показали, что для макрокомпонентов основной формой миграции являются ионы K⁺, Na⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻; значительную роль в миграции металлов играют комплексы SO₄²⁻: KSO₄⁻, MgSO₄^o, CaSO₄^o, концентрации которых лишь на порядок ниже, чем у названных выше частиц.

Среди соединений Si и Al основными формами миграции являются частицы H₄SiO₄^o, Al(OH)₃; частица Al(OH)₃^o имеет подчиненное значение (табл. 27). Более

Таблица 27
 Главные формы миграции элементов в иловых водах

Номер станции	Номер пробы	Si	Al	Pb	Zn	Cu
4612	32	H ₄ SiO ₄	AlOH ⁻ (Al(OH) ₃)	PbOH ⁺ , PbCO ₃ (PbCl ⁺ , PbCl ₂)	Zn ²⁺ (ZnOH ⁺ , ZnCl ⁺)	CuCO ₃
	33	H ₄ SiO ₄	Al(OH) ₃	PbCl ₂	Zn ²⁺ , ZnOH ⁺ (ZnCl ⁺)	CuCO ₃
	34	H ₄ SiO ₄	Al(OH) ₃	PbCl ₂	Zn ²⁺ , ZnOH ⁺ , ZnCl ⁺ , ZnSO ₄	CuCO ₃ , Cu ²⁺ (CuOH ⁺ , CuHCO ₃ , CuCl ₂)
4615	35	H ₄ SiO ₄	Al(OH) ₃	PbCl ₂	Zn ²⁺ , ZnOH ⁺ , ZnCl ⁺	CuCO ₃ , Cu ²⁺
	36	H ₄ SiO ₄	Al(OH) ₃	PbCl ₂	ZnCl ⁺	Cu ²⁺

Таблица 28
 Расчет степени насыщения поровых вод -lg(JAP)

Минерал		-pL ⁰ 25° 1 бар	Ст. 4612			Ст. 4615	
			32	33	34	35	36
Кальцит	CaCO ₃	8,48	8,32	8,30	8,32	8,32	8,33
Церуссит	PbCO ₃	13,44	15,48	15,35	15,35	15,33	15,52
Смитсонит	ZnCO ₃	10,28	11,92	11,82	11,40	11,62	11,97
Англезит	PbSO ₄	7,76	12,44	12,36	12,30	12,35	12,48
Атакамит	Cu ₄ Cl ₂ (OH) ₆	69,4	64,4	65,7	64,5	66,2	66,2
Малахит	Cu ₂ CO ₃ (OH) ₂	33,17	30,85	31,54	30,92	31,80	31,85
Азурит	Cu ₃ (CO ₃) ₂ (OH) ₂	44,91	42,62	43,68	42,70	44,07	44,23

сложный характер носят формы миграции металлов. Так, основными формами их нахождения оказались для Pb: PbOH⁺, PbCO₃⁰, в меньшей степени PbCl₂⁰, PbCl₂⁺; для Zn: Zn²⁺, ZnOH⁺, в меньшей степени ZnCl⁺, иногда ZnSO₄⁰; для Cu: CuCO₃⁰, в меньшей степени Cu²⁺, CuOH⁺, CuCl⁺, иногда CuHCO₃⁺, CuCl₂⁰.

Для определения степени насыщенности поровых вод относительно твердых фаз рассчитаны произведения активностей ионов (JAP), логарифмы которых приведены в табл. 28.

В качестве контрольной фазы использован кальцит, присутствие которого установлено во всех пробах. Согласно расчету, большинство проб оказалось слабо пересыщенным относительно кальцита — 0,1—0,15 лог.ед. Подобная величина пересыщения находится в пределах ошибки расчета, в особенности если иметь в виду, что расчет проведен для стандартных условий (25° С, 1 бар), тогда как осадки находятся при температуре около +4° С и под давлением 100—250 бар. Растворимость CaCO₃ в воде возрастает с понижением температуры. Отклонение -lg(JAP) от -pL⁰ для кальцита следует рассматривать как погрешность метода.

Расчет для индивидуальных минералов Zn и Pb (см. табл. 27) показывает, что поровые воды сильно недосыщены этими элементами. Следовательно, минералы этих элементов в осадках отсутствуют, и режим Zn и Pb в иловых водах определяется другими факторами. Вместе с тем, по расчетам, иловые воды сильно пересыщены медью. При нормировании lg (JAP/L⁰) на число атомов Cu в формулах медьсодержащих минералов степень этого пересыщения оказывается большой и примерно одинаковой по отношению к атакамит и малахиту и меньшей по отношению к азуриту. Следовательно, согласно расчету, эти минералы могут присутствовать в твердой фазе, контактирующей

с иловыми водами. Но длительное существование пересыщения таких вод металлами невозможно. Возникший парадокс может быть следствием неадекватности расчетной модели природным условиям, например из-за недоучета какой-то формы миграции Cu, которая в данных условиях играет более важную роль, чем учтенные. Такой формой могут быть органические (фульватные) комплексы, которые у Cu^{2+} очень устойчивы. Доля Cu, связанной в фульватных комплексах, могла бы в этих растворах составлять более 90% ее общей концентрации, и тогда иловые воды не выглядели бы пересыщенными Cu относительно ее минералов. К сожалению, определение органических комплексов в иловых водах района о-ва Гваделупа не проводилось, и это может быть задачей дальнейших исследований.

Изотопный состав водорастворенного гелия. Ни внутри полигона, ни в его окрестностях изотопный состав водорастворенного гелия ранее не изучался. Ближайшие районы его определения — точка с координатами $14^{\circ}55,5'$ с.ш., $44^{\circ}54,4'$ з.д. на Срединно-Атлантическом хребте, рассеченном в районе опробования трансформным разломом [159], ст. 37 программы "GEOSECS" с координатами $12^{\circ}0'$ с.ш., $51^{\circ}0'$ з.д. [116], и скважины глубоководного бурения в восточной части Карибского моря — 148 на хребте Авес и 149, 150 в Венесуэльской котловине [48, 80].

На Срединно-Атлантическом хребте в составе придонных вод ясно виден приток мантийного гелия. У самого дна здесь изотопический избыток $\delta^3\text{He}$ достигает 72%, а в 100 м от дна — 49%, сопровождаясь повышенным содержанием Mn; точка опробования приурочена к обнажению серпентинизированных ультрабазитов и интерпретирована как очаг современной разгрузки подводных гидротерм [159].

В остальных местах таких изотопно-гелиевых аномалий нет. На ст. 37 программы GEOSECS $\delta^3\text{He}$ в 5-километровом разрезе водной толщи всюду меньше 4% [116, фиг. 3, табл. 1], т.е. объясняется одним только растворением атмосферного гелия. В пунктах глубоководного бурения опробованию подвергалась не водная толща, а поровые воды осадочного чехла до уровня 354 м ниже поверхности дна. Наблюдающаяся в этих пунктах величина отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в поровых водах осадков ниже, чем в атмосфере, что указывает на смешение в этих водах "воздушного" гелия с радиогенным, возникающим в скелете осадков. Таким образом, в акваториях, омывающих Малоантилльскую дугу — ни в Карибском море, ни в прилегающей части Атлантики, выноса мантийного гелия не наблюдается.

Зато этот вынос отчетливо виден на ближайшей к полигону суше — в эманациях действующего вулкана Суфриер на о-ве Бас-Тер [41]. Нами была исследована проба газа из fumaroly Матулис, расположенной близ вершины вулкана, в 650 м к югу от купола. Проба была отобрана в январе 1987 г. геохимиком Бюро горно-геологических исследований Франции доктором А. Крию, участвовавшей в работах на полигоне на борту нис "Академик Николай Страхов". По данным Бюро горно-геологических исследований Франции, в "сухом", т.е. сепарированном от паров воды, газе fumaroly Матулис содержится, % об.: CO_2 88,47; H_2S 3,63; H_2 3,11; CH_4 0,003; N_2 1,31; O_2 0,42. Результаты анализа инертных газов в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР при участии И.Л. Каменского и И.В. Шаркова приведены в табл. 29.

Величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газе fumaroly Матулис оказалась практически тождественной среднему значению этого отношения в газах Курильских островов [20] и лишь на 10—20% ниже наблюдаемой в термальных флюидах срединно-океанических хребтов. Это свидетельствует об "изотопно-гелиевом сходстве" вулканически активных островных дуг и незначительной контаминации глубинных газов коровыми компонентами в пределах этих структур.

В исследованном газе величина отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ несколько больше, чем

Таблица 29

Содержание и изотопный состав He, Ne и Ar в газах фумаролы Матулис
(вулкан Суфрьер, о-в Гваделупа)

Параметр	Фумарольный газ	Атмосфера	Параметры	Фумарольный газ	Атмосфера
He, % об.	0,005	$5,24 \cdot 10^{-4}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	304 ± 2	296
Ne, % об.	$3 \cdot 10^{-5}$	$18,2 \cdot 10^{-5}$	$^{36}\text{Ar}_{\text{атм}}/^{38}\text{Ar}$	$5,3 \pm 0,1$	5,32
Ar, % об.	0,016	0,934	$^{40}\text{Ar}_{\text{атм}}/^{20}\text{Ne}$	460	513
$^3\text{He}/^4\text{He}$	$(9,5 \pm 0,2) \cdot 10^{-6}$	$1,39 \cdot 10^{-6}$	$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$	12	—

Примечание. Содержания газов определены с погрешностью $\pm 20\%$, отношения изотопов разных газов — $\pm 10\%$.

Таблица 30

Изотопный состав He в разрезе водной толщи на полигоне Гваделупа

Глубина отбора пробы, м	Количество He в ампуле, 10^{-6} см ³	$^3\text{He}/^4\text{He}$, 10^{-6}	$\delta^3\text{He}$, %	Глубина отбора пробы, м	Количество He в ампуле, 10^{-6} см ³	$^3\text{He}/^4\text{He}$, 10^{-6}	$\delta^3\text{He}$, %
Ст. 2				Ст. 40			
840	3,27	1,41	0,7	490	3,35	1,45	3,6
1140	3,45	1,42	1,4	790	3,34	1,54	10,0
1190	3,55	1,46	4,2	890	3,55	1,54	10,0
1220	He опр.	1,31	2,1	940	3,28	1,45	3,6
				990	3,11	1,48	5,7

Примечание. Погрешность измерения $^3\text{He}/^4\text{He} \pm 2,5\%$ (1 σ). $\delta^3\text{He}$ вычисляется на основании измерения величины $^3\text{He}/^4\text{He}$ (см. главу вторую); отрицательная аномалия содержания или дефицит водорастворенного ^3He в морской воде обусловлены его меньшей растворимостью по сравнению с ^4He , $\delta^3\text{He} = -1,4\%$ [183].

в атмосфере, т.е. в нем присутствует избыток радиогенного аргона ($^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$). Остальная часть ^{40}Ar в пробе — атмосферного происхождения ($^{40}\text{Ar}_{\text{атм}}$). Отношение $^{40}\text{Ar}_{\text{атм}}/^{20}\text{Ne}$ весьма близко к атмосферному, что свидетельствует о подмешивании к вулканическим газам сухого воздуха (соотношение концентраций Ar и Ne, растворенных в пресной воде при 10°C , примерно в 4 раза выше измеренного в пробе).

Отношение $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ в газе фумаролы Матулис много выше, чем то, в котором эти газы генерируются материнскими радиоактивными элементами (U, Th, K) в обычных земных породах. В мантии это отношение считается близким 1 [21] или 1,5—3,0 [1]; в стеклах океанических базальтов его значение, как правило, выше. Наиболее вероятная причина этого повышения — фракционирование газов при частичном плавлении вещества мантии в соответствии с коэффициентами их распределения; такой процесс приведет к обогащению расплавов гелием относительно аргона в несколько раз; дальнейшее возрастание отношения может быть обусловлено многоактной дегазацией расплавов, поскольку гелий почти на порядок лучше растворим в них, чем аргон. Суммарный вклад обоих процессов может привести к увеличению отношений He/Ar на порядок величины и более [1]. Естественно, что при полной разгрузке мантийного расплава в выделившемся газе отношение $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ будет много выше, чем ожидаемое в исходном веществе верхней мантии; это и наблюдается в газах вулкана Суфрьер.

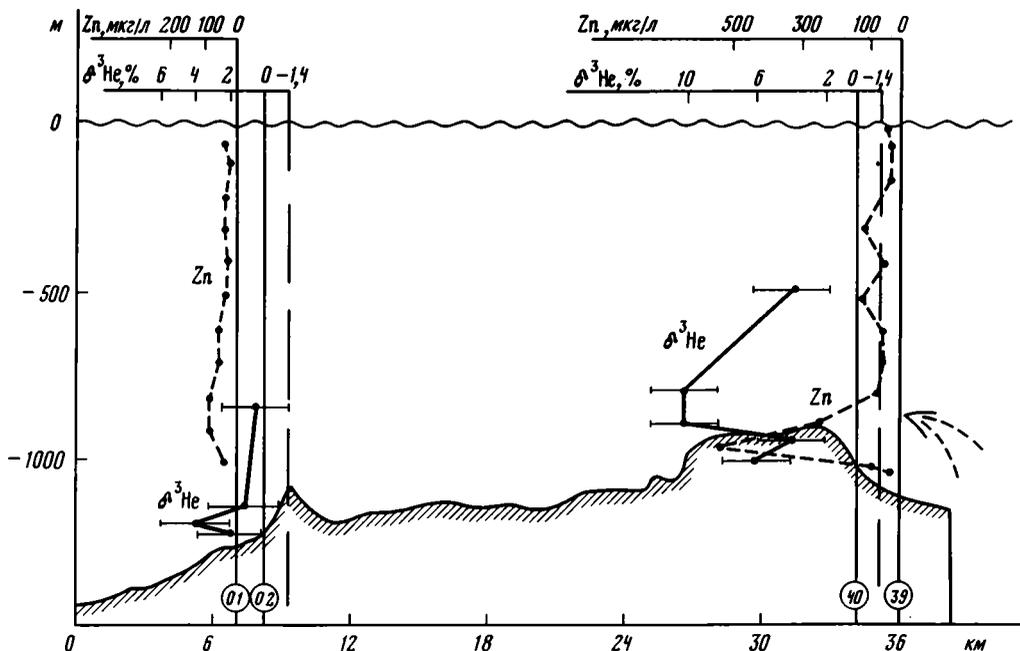


Рис. 59. Вариации $\delta^3\text{He}$ и концентрации Zn в разрезе водной толщи полигона Гваделупа (ст. 01, 02, 39, 40)

Очевидное присутствие мантийного гелия в эманациях Суфриера и общая приуроченность проявлений вулканической и гидротермальной деятельности в районе о-ва Гваделупа к разломной зоне Зомби стимулировали поиск следов этой деятельности в изотопном составе водорастворенного гелия на площади полигона. Для этого разрез водной толщи был изучен в двух пунктах полигона — у подножия купола д'Антраксто на ст. 02 ($16^\circ 17,8'$ с.ш., $62^\circ 08,2'$ з.д.) и вблизи разлома Зомби на ст. 40 ($16^\circ 27,6'$ с.ш., $61^\circ 58,9'$ з.д.).

Опробование водной толщи велось гирляндой из пяти батометров. Точки отбора проб на обеих станциях концентрировались в нижней части водного разреза, чтобы точнее локализовать возможную разгрузку донных гидротерм. Взятые пробы дегазировались на борту судна высоковакуумной установкой. Отпаянные ампулы анализировались в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР.

При анализе проб не удалось по техническим причинам обеспечить измерение концентраций исследуемых газов методом изотопного разбавления, позволяющим определить аномалии насыщения с точностью, необходимой для однозначной интерпретации. Но измеренная в пробах величина изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и рассчитанное значение изотопического избытка $\delta^3\text{He} = [(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{обр}} / (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{атм}} - 1] \cdot 100\%$ являются вполне достоверными и достаточно информативными. Полученные данные сведены в табл. 30 и отображены графически на рис. 59.

На ст. 02 (купол д'Антраксто) максимальный наблюдаемый избыток $\delta^3\text{He}$ 4,2% отличается от значения, соответствующего водорастворенному атмосферному гелию (δ'), на величину около 2σ . Скорее всего, здесь в настоящее время разгрузка гидротерм не происходит, а обнаруженные над куполом д'Антраксто следы гидротермальной минерализации являются наведенными или реликтовыми.

На ст. 40, расположенной на поднятом юго-западном крыле разломной зоны Зомби, примесь неатмосферного гелия в водорастворенных газах совершенно очевидна. Здесь в интервале глубин 790—890 м величина $\delta^3\text{He}$ значимо (больше чем на 3σ) отличается от соответствующей растворенному воздуху.

В принципе такую аномалию можно было бы объяснить распадом в воде техногенного трития, ^3H , при котором генерируется ^3He . Возможный эффект этого процесса определяется формулой $t = \ln \{0,057 [^4\text{He}] (\delta - \delta') / [^3\text{H}] - 1\} / \lambda$, где $[^4\text{He}]$ — содержание в воде растворенного атмосферного гелия, 10^{-8} см³/г; если растворение происходило при атмосферном давлении и температуре 20° С, $[^4\text{He}] = 3,8$ (без учета "штормового" захвата пузырьков воздуха и других факторов, перечисленных в методическом разделе); $[^3\text{H}]$ — содержание трития, "тритиевые единицы", Т.Е. (1 Т.Е. — количество атомов трития на 10^{18} атомов водорода); t — время, в течение которого ^3H и ^3He находились в изоляции от атмосферы, годы; δ — найденный избыток $\delta^3\text{He}$, ‰; δ' — дефицит содержания атмосферного ^3He из-за его меньшей растворимости по сравнению с ^4He ; $\delta' = -1,4\%$ [239]; $\lambda = 0,05654$ год⁻¹ — константа распада трития, множитель 0,057 введен для согласования размерностей.

Принимая $t = 10$ лет, как это наблюдается в Северной Атлантике на сходных и больших глубинах [173], получим содержание трития, $[^3\text{H}]$, необходимое для обеспечения наблюдаемого избытка $[^3\text{H}]$, 3 Т.Е. Такие концентрации трития также наблюдались на глубинах 1000 м и более, и, следовательно, принятые значения $[^3\text{H}]$ и t (^3H — ^3He -возраст воды) соответствуют наблюдаемой величине $[^3\text{He}]$. Отсюда можно было бы заключить, что установленный на ст. 40 избыток $\delta^3\text{He}$ связан с распадом техногенного трития. Но такая аномалия скорее имела бы региональный характер. В то же время на ст. 02, отстоящей от ст. 40 всего на 25 км, такого избытка ^3He не наблюдается. Следовательно, уверенно связать состав водорастворенного гелия в районе разломной зоны Зомби с распадом техногенного трития нельзя.

Как отмечалось выше, в водах Западной Атлантики $\delta^3\text{He} < 3,7\%$ [116]. Их привнос течениями господствующего в районе полигона западного направления через проливы Малоангильской гряды в бассейн Карибского моря может объяснить ситуацию, наблюдаемую на ст. 02, но на ст. 40 $\delta^3\text{He}$ значительно выше.

В свете современных представлений об изотопном составе природного гелия наиболее вероятной причиной наблюдаемых на ст. 40 значений $\delta^3\text{He}$ представляется подводная разгрузка флюидов, содержащих мантийный гелий с отношением $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 10^{-5}$. Их поступление в водную толщу приводит к смешению мантийного гелия с водорастворенным атмосферным, в котором это отношение много ниже, и в результате над зоной Зомби в воде наблюдается установленный избыток $\delta^3\text{He}$. Он максимален в интервале глубин 790—890 м, а далее ко дну уменьшается и становится незначительным. Такое его вертикальное распределение показывает, что разгрузка флюидов, содержащих мантийный гелий, происходит не на самой ст. 40, а где-то рядом. Такой же характер вертикального распределения избытка $\delta^3\text{He}$ при его меньшей величине отмечен и на ст. 02, расположенной несколько западнее (см. рис. 59). Учитывая западное направление господствующих течений, такая картина позволяет предполагать, что мантийный гелий поступает в водную толщу восточнее ст. 40. Напомним, что к аналогичному выводу о положении очага разгрузки подводных гидротерм привело и изучение других геохимических особенностей водной толщи (распределения в ней цинка, показанного на том же рис. 59). Из-за дефицита времени эта толща не была опробована на своде дуги и ее атлантическом склоне, что позволило бы точнее локализовать такую разгрузку, но по комплексу полученных данных зона разлома Зомби представляется наиболее вероятным участком ее проявления.

КОМПЛЕКСНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРИБСКО-МЕКСИКАНСКОГО РЕГИОНА: ЛИТОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОХИМИЯ, ГЕОТЕРМИЯ

Полигоны, изученные в 4-м рейсе нис "Академик Николай Страхов", характеризуют впадину Мексиканского залива с мощной осадочной толщей и интенсивным соляным диапиризмом (Кампече), зону сопряжения континентальной и океанической коры (Юкатан), активную островную дугу (Гваделупа) и зону спрединга в пределах глубоководного трога Кайман (Кайман). Они включают разные геоморфологические зоны дна: шельф и пологий материковый склон крупного залива (Кампече), шельф и крутой склон окраинного моря (Юкатан), свод и океаническое подножие вулканически активной островной дуги (Гваделупа), склоны и днище активного глубоководного трога на абиссали окраинного моря (Кайман).

Позиция этих полигонов, кроме всего прочего, благоприятствует учету гидрологических факторов, так как изученные участки дна тяготеют к профилю запад-северо-западного—восток-юго-восточного простирания, вытянутому вдоль направления движения водных масс из Атлантического океана (увлекаемых Гвианским и Северным пассатными течениями) между островами Малоантильской дуги и далее через Юкатанский пролив в Мексиканский залив.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Коренные породы. Разнообразные коренные породы были драгированы в 18 пунктах всех полигонов, за исключением Кампече. Их изучение подтвердило тектоническую специфику исследовавшихся районов, а в ряде случаев позволило существенно детализировать их строение.

Данные, полученные на полигоне Кайман, характеризуют особенности процесса формирования океанической коры в молодом спрединговом центре. Образцы, полученные на полигоне Юкатан, отражают строение основания одноименного блока (микроконтинента), а коренные породы полигона Гваделупа позволяют уточнить строение подводной части Малоантильской островной дуги в данном районе.

Опробование коренных пород показало, что на полигоне Кайман это породы II и III слоев океанической коры, Юкатан — глубокометаморфизованные породы основания крупного континентального блока, Гваделупа — образцы из разреза островной дуги, включая ее фундамент. Наиболее важными для решения проблемы формирования океанической коры являются результаты, полученные на этих трех полигонах.

На полигоне Кайман в нижней части склона рифтовой долины обнаружены в различной степени серпентинизированные ультраосновные породы и серпентиниты. Вверх по разрезу они сменяются различными габброндами и базальтами. Апоперидотитовые серпентинитовые сланцы и серпентиниты из основания разреза несут следы активных тектонических воздействий, свидетельствуя о значительных тангенциальных подвижках при их формировании. Полученные данные подтверждают существование в трогe Кайман молодого спредингового центра, обнаруженного предшествующими экспедициями [111, 152].

На полигоне Юкатан в верхней и средней частях континентального склона с глубин 600—2750 м подняты глинистые органогенные известняки, а в нижней с глубин 2900—4500 м — серицитовые и мусковитовые сланцы. В колонке осадков, поднятых с глубины 4512 м (ст. 4514), в интервале 360—365 см содер-

жятся неокатанные обломки размером до 5 см и дресва тех же метаморфических сланцев с мелкими (до 1 мм) зернами граната. Эти результаты — конкретное подтверждение общих представлений [138] о строении Юкатанского материкового склона в зоне сочленения древней платформы, покрытой карбонатным чехлом, с новообразованной Юкатанской котловиной.

На полигоне Гваделупа с поверхности океанического склона Малоангильской дуги подняты слабоглинистые известняки, иногда с примесью туфогенного материала, песчаники, туффиты, т.е. типичные осадочные породы разреза вулканической активной островной дуги. Согласно биостратиграфическим датировкам, они включают в себя отложения от нижнемиоценовых до нижнеплейстоценовых (за исключением среднемиоценовых). На своде дуги местами были драгированы кокколитовые известняки с обильной примесью вулканогенного материала, а также карбонатные песчаники и туффиты; эти отложения по комплексу содержащейся в них фауны относятся к основанию верхнего плиоцена. Такая их датировка определяет возраст новейших тектонических движений в присводовой части дуги.

Современные осадки. На всех полигонах проведен детальный литолого-фациальный анализ осадков, опробованных в общей сложности на 37 станциях. Общая длина изученного керна 82 м. Установлено, что в каждой из пяти изученных структурно-геоморфологических зон рыхлые осадки обладают специфическими признаками, отличаются соотношениями терригенной и карбонатной составляющих, размером терригенных частиц, количеством и составом обломочных отложений, присутствием эдафогенного материала или появлением осадков специфического состава (кремнистые илы, туфы, туффиты). В результате на каждом полигоне выделены характерные универсальные генетические типы, фации и макрофации отложений, установлены их наиболее характерные текстуры (табл. I—V).

На полигоне Кампече выявлен переход типичных шельфовых органических карбонатных илов через глинисто-карбонатные осадки в глинистые темно-серые или зеленовато-серые илы, характерные для всей западной части Мексиканского залива. Этот переход осуществляется за счет сокращения количества биодетрита и мелких раковин фораминифер, поступающих с шельфа в более глубоководные участки материкового склона. Перенос отдельных обломков фауны с шельфа и распространение его по краю материкового склона (ст. 4455) мог осуществляться только во взвешенном состоянии, так как расположенный западнее банки Кампече одноименный каньон является прекрасной преградой для любых потоков, направленных с востока на запад (рис. 60). В пределах соляных куполов и межкупольных пространств распространены близкие по составу и строению осадки, покрывающие чехлом всю территорию диапировой зоны Кампече. Отложения автокинетических потоков приурочены главным образом к каньону Кампече, по которому они спускаются с южной шельфовой области Мексиканского залива в его глубоководные участки. На ст. 4409 в интервале 350—410 см встречены осадки, которые можно уверенно интерпретировать как отложения сменяющих друг друга разных типов автокинетических потоков — от пастообразного в нижней части интервала, зернового в его середине до турбидитового вверху, причем в последнем прослеживаются четыре элемента цикла Боума (ВСДЕ).

На полигоне Юкатан на фоне обычных карбонатно-глинистых илов широко распространены осадки оползней и течений с высоким содержанием эдафогенного материала (обломки неогеновых известняков, палеозойских (?) сланцев и др.).

Отличительной чертой осадков полигона Гваделупа является примесь пирокластике в терригенно-биогеенном материале илов как сводовой части, так и склонов вулканической дуги. Скопление туфового материала в виде самостоятельных прослоев отмечено только у подножия океанического склона дуги, в значительной степени за счет нагруженных потоков или течений. В отличие от глинистых слабокарбонатных илов соляно-купольной зоны Кампече гемипелагические осадки подножия вулканической дуги имеют низкие содержания карбоната кальция (не более 13%

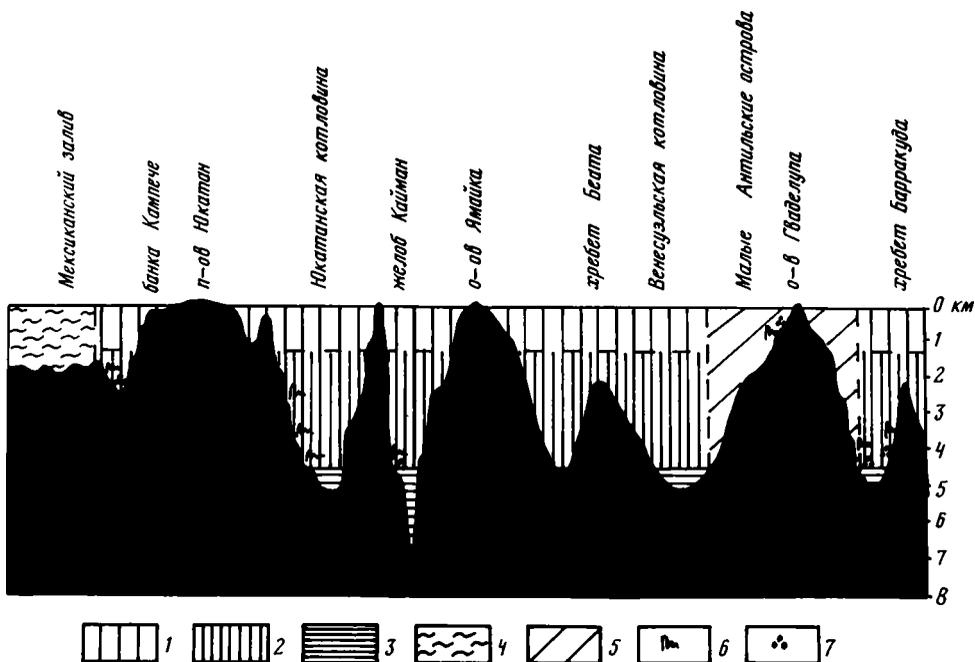


Рис. 60. Зоны седиментации Карибско-Мексиканского региона по материалам 4-го рейса нис "Академик Николай Страхов"

1 — биодетритовых и терригенно-биодетритовых алевро-песчаных осадков; 2 — карбонатных и слабоглинистых нанофораминиферовых илов; 3 — глинистых глубоководных бурых илов; 4 — карбонатно-глинистых темно-серых илов Мексиканского залива; 5 — туфогенно-карбонатных отложений вулканической дуги; 6 — широкое распространение в осадках оползневых явлений; 7 — отложения автокинетических потоков

вес.), не из-за незначительного его поступления в осадки или сильного разбавления терригенным материалом, а за счет растворения осаждающихся биогенных частиц, попавших ниже карбонатной компенсации.

Особенности седиментации в пределах трога Кайман связаны, с одной стороны, с удаленностью его от крупных источников сноса терригенного материала, а с другой — с резкой расчлененностью подводного рельефа. Здесь на фоне тонкозернистых глинисто-карбонатных илов (CaCO_3 более 50% вес.) часто встречаются прослои оползневых образований и осадки песчаной размерности турбидитовых или зерновых потоков.

Таким образом, литологическими исследованиями в 4-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" подтверждена общая закономерность распределения осадков в Карибском бассейне [11]. Детритовые биогенные осадки песчаной размерности распространены в основном в пределах шельфов и верхней части материкового склона (глубины до 1500 м). Ниже, в средней и нижней частях склона, развиты (глубины 1500—5500 м) слабоглинистые кокколито-форминиферовые илы и, наконец, в абиссальных впадинах (на глубинах свыше 5500 м) — глинистые илы с содержанием CaCO_3 не более 13% вес. Исключение составляют глинистые осадки полигона Кампече, где их образование связано с преобладанием терригенной седиментации в центральной и западной частях Мексиканского залива.

Изучение современных осадков на материковом склоне у подножия абиссальных поднятий и на склонах глубоководных впадин показало очень широкое распространение отложений подводных потоков как временных автокинетических, так и постоянных, что выражается в наличии глинистых или глинисто-карбонат-

ных фоновых илов многочисленных прослоев биодетритовых или биогенно-терригенных песков.

В нижних частях склонов или на их террасах практически на всех полигонах установлено присутствие отложений подводных оползней, обвалов или осыпей (табл. II, б, г, III, е, V, з), часто со значительной примесью эдафогенного материала. Для этих осадков характерны плохая сортировка осадка, нарушение первичной седиментационной слоистости текстурами смятия и соскальзывания, включение интракластического материала. Широко распространенные в регионе осадки нагруженных автокинетических потоков и течений содержат также заметную кластическую примесь слаболитифицированных осадков или пород, не встречающихся в верхних частях склонов или на шельфе. Все это свидетельствует о большом влиянии местных подводных источников сноса обломочного материала на состав и структуру осадков. Наличие таких источников и характер рельефа приводит к образованию в глубоководных условиях прослоев плохо сортированных, брекчированных, песчано-гравийных или щебенчатых отложений, сложенных неокатанными обломками, в целом не характерных для данной седиментационной зоны.

Гидротермальная минерализация. В Карибско-Мексиканском регионе на полигоне Гваделупа верхнеплиоценовые породы, обнажающиеся местами на поверхности дна в присводовой части дуги, несут яркие признаки гидротермальной переработки, в первую очередь присутствие в первичной матрице туфогенно-карбонатных пород марганцево-рудного вещества, представленного главным образом хорошо окристаллизованным тодоракитом. На фоне этого вещества в породах встречены участки, обогащенные гидроокислами Fe (до 20% вес.). Одним из признаков является присутствие в первичной породной матрице слоистого силиката (тетракремниевое нонтронита) и прожилков, заполненных тонкодисперсным кальцитом. Помимо этих минеральных фаз, в породах содержатся отдельные скопления цеолитов и сульфатный минерал.

Кроме тодоракита, на полигоне встречена другая форма марганцево-рудных образований — плотная, толщиной до 1 см, черная корка гидроокислов Mn, в которой наиболее распространенным минералом является плохо окристаллизованный Fe-вернадит. Такая корка — типичное гидрогенное образование, широко распространенное на поверхности донных пород не только в тектонически активных, но и в стабильных (пассивных) участках океанической коры.

Проявления гидротермальной минерализации на полигоне Гваделупа приурочены к двум его характерным структурно-геоморфологическим элементам — куполу д'Антраксто и склону поднятия Шу-Рок. Первый, по данным сейсмопрофилирования, представляет собой плиоценовую кластическую инъекционную дайку, второй образован серией тектонических ступеней, связанных с зоной активного разлома Зомби. Такое совпадение проявлений вторичной минерализации в коренных породах полигона поддерживает представление об их гидротермальном происхождении, подкрепляющееся гидрогеохимическими и геотермическими данными.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав водной толщи. Наиболее общим гидрохимическим параметром водной толщи океана является ее соленость. Изменения солености в разрезах изученных полигонов имеют один и тот же характер (рис. 61). Всюду выделяется поверхностная зона мощностью около 200 м, в которой соленость растет с глубиной. Ниже находится промежуточная зона, где она снова убывает, становясь меньше, чем на контакте с атмосферой; этот уровень величины солености сохраняется и далее по разрезу, характеризуя третью, глубинную зону.

Полигон Кампече отличается от других наименьшим градиентом роста солености поверхностных вод и ее максимальной величиной (36, 79⁰/₀₀), что

связано с увеличением испарения в Мексиканском заливе по сравнению с Карибским морем и открытым океаном, а также наибольшей мощностью промежуточной зоны (до 1200 м, тогда как на остальных она не больше 800—1000 м).

Важным гидрохимическим параметром является уровень концентрации водорастворенного кислорода, характеризующий соотношение окислительных и восстановительных процессов в водной толще. В ее разрезе на всех полигонах наблюдается минимум концентрации O_2 (по сравнению с типичной для поверхностной зоны величиной 7 мг/л) на глубинах около 600 м, маркирующий интервал его наиболее интенсивного биохимического потребления. Этот минимум резче выражен в Мексиканском заливе и открытом океане (3 мг/л), чем в Карибском море (4—4,5 мг/л). С глубины 800—1000 м концентрация O_2 возрастает примерно до тех же 7 мг/л, что и в поверхностной зоне.

Тесно связаны с содержанием кислорода концентрации в водной толще CO_2 и P_2O_5 (рис. 62): их максимумы в большинстве случаев совпадают с минимумами концентрации водорастворенного O_2 . Такое распределение CO_2 и P_2O_5 показывает, что эти компоненты имеют биохимическое, а не гидротермальное происхождение. Концентрации CO_2 в зоне максимума (интервал глубин 600—800 м) достигают 6—8 мг/л, снижаясь практически до нуля в поверхностных слоях и до 2—4 мг/л в придонных. Эти концентрации функционально связаны с величинами pH, которые в Атлантическом океане несколько выше (7,95—8,35), чем в Мексиканском заливе (7,7—8). Противоположным образом изменяется в латеральном направлении концентрация P_2O_5 , достигающая максимума (0,560 мг/л) в Мексиканском заливе и убывающая к востоку (до 0,098 мг/л) в открытом океане; это, по-видимому, связано с большей биологической продуктивностью водной толщи вблизи континента.

Концентрация макрокомпонентов солевого состава более или менее точно соответствуют ее общей солёности. Вместе с тем межполигонные различия в содержании некоторых из них по своей относительной амплитуде оказываются более резкими, чем вариации средней солёности. При повышении последней от открытого океана к Мексиканскому заливу всего на 5% (с $35,17^0/00$ до $36,79^0/00$) концентрация K^+ в том же направлении возрастает почти на 30% (с 350 до 470 мг/л), Mg^{2+} — на 15% (с 1,2 до 1,37 г/л), а сульфат-иона — почти на 20% (с 2,7 до 3,1 г/л). В Карибском море концентрации этих элементов имеют промежуточные значения.

Кроме того, изучались содержания некоторых микрокомпонентов. В распределении Си и Рb как по вертикали, так и в латеральном (субширотном) направлении четких закономерностей не обнаружено. Концентрации их в большинстве проб близки к фоновым для Мирового океана; лишь на шельфе полигона Юкатан содержание Рb в отдельных горизонтах аномально высоко (до 14 мкг/л), вероятнее всего из-за антропогенного загрязнения.

Концентрация Zn, измеренная полярографическим методом, оказалась, напротив, заметно выше океанического фона, но на разных полигонах в разной степени. Общее ее превышение над фоном может быть следствием методической погрешности, но межполигонные различия этой причиной объяснить нельзя, и они должны иметь естественное происхождение. Сравнение средних по всему вертикальному разрезу водной толщи значений концентрации Zn на разных полигонах показало, что в открытом океане оно минимально (14,9 мкг/л), выше (около 25 мкг/л) в западной части Карибского моря и Мексиканском заливе (на полигонах Кайман, Юкатан, Кампече), а максимально в Малоантильской дуге (46,4 мкг/л на ст. 4601 и 110,8 мкг/л на ст. 4639 полигона Гваделупа). На ст. 4639 в интервале глубин 880—960 м концентрация Zn достигает 228—529 мкг/л, на два порядка величины превосходя среднеокеанический уровень. Гидрохимическое зондирование водной толщи над известным гидротермальным полем TAG на 26° с.ш. в Срединно-Атлантическом хребте пока-

Мексиканский залив

Карибское море

Кампече

Юкатан

Кайман

ст. 4422

ст. 4405

ст. 4533

ст. 4522

ст. 4307

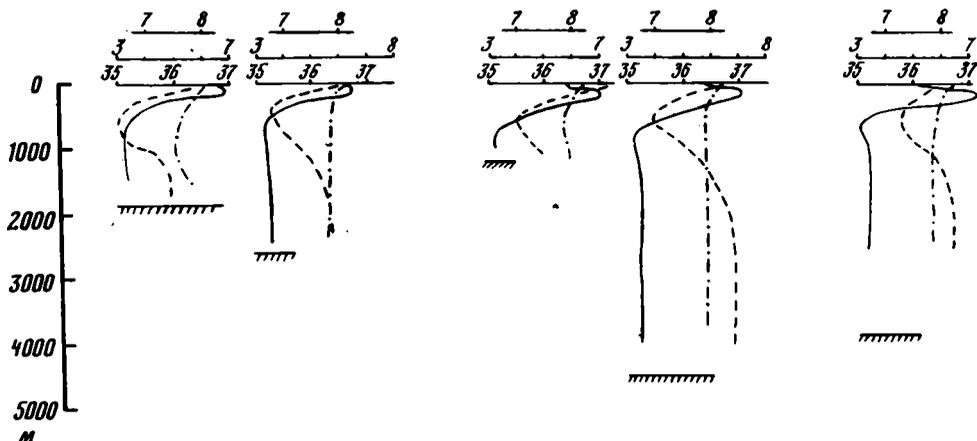


Рис. 61. Гидрогеохимические параметры водной толщи Западной Атлантики, Карибского моря и Мексиканского залива

1 — соленость, ‰; 2 — растворенный кислород, мг/л; 3 — pH

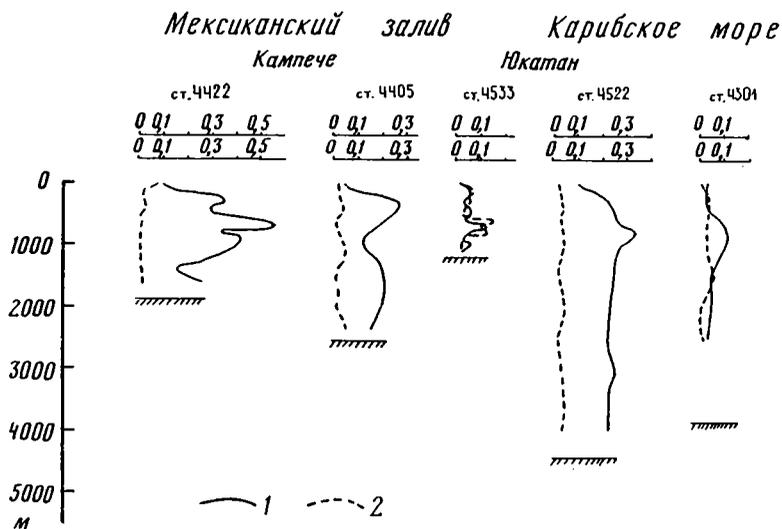


Рис. 62. Распределение P_2O_5 (1) и Zn (2) в водной толще Западной Атлантики, Карибского моря и Мексиканского залива

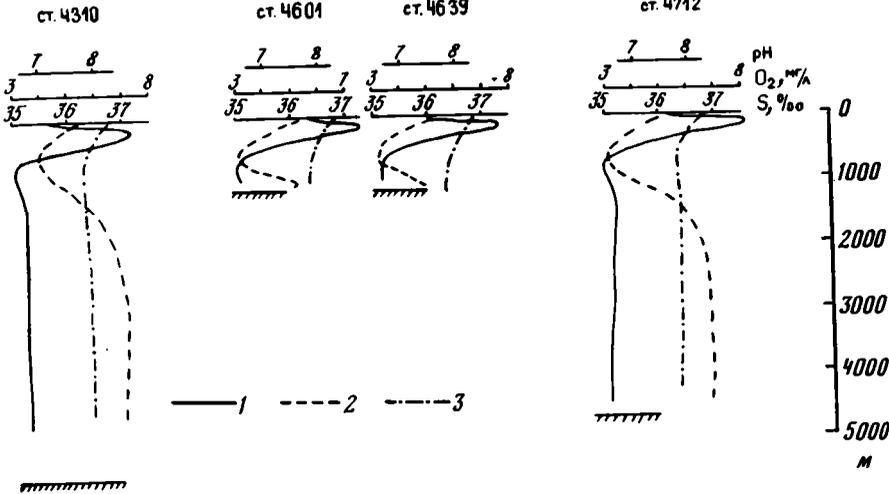
зало также высокую среднюю концентрацию Zn — 138 мкг/л. Ст. 4639 находится в зоне разлома Зомби, трассирующей резкими геотермическими аномалиями. Поэтому вероятным кажется гидротермальное происхождение повышенной концентрации Zn в придонных водах этого участка активной островной дуги (как и на срединном хребте). За исключением этого локального участка, в изученных районах Карибского моря и Мексиканского залива сохраняются

Атлантический океан

B

Гваделупа

Барракуда

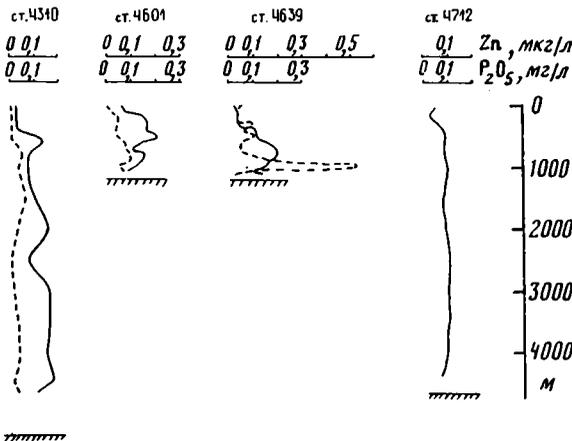


Атлантический океан

Кайман

Гваделупа

Барракуда



близкие к западной части Атлантического океана гидрохимические черты современной седиментации.

Иловые воды. В поднятых на разных полигонах колонках донных осадков соленость поровых вод и концентрации в них макроэлементов близки к морским. Наибольшей минерализацией (37,78 г/л) отличаются воды илов мелководной банки Кампече в Мексиканском заливе. Глубина моря здесь всего

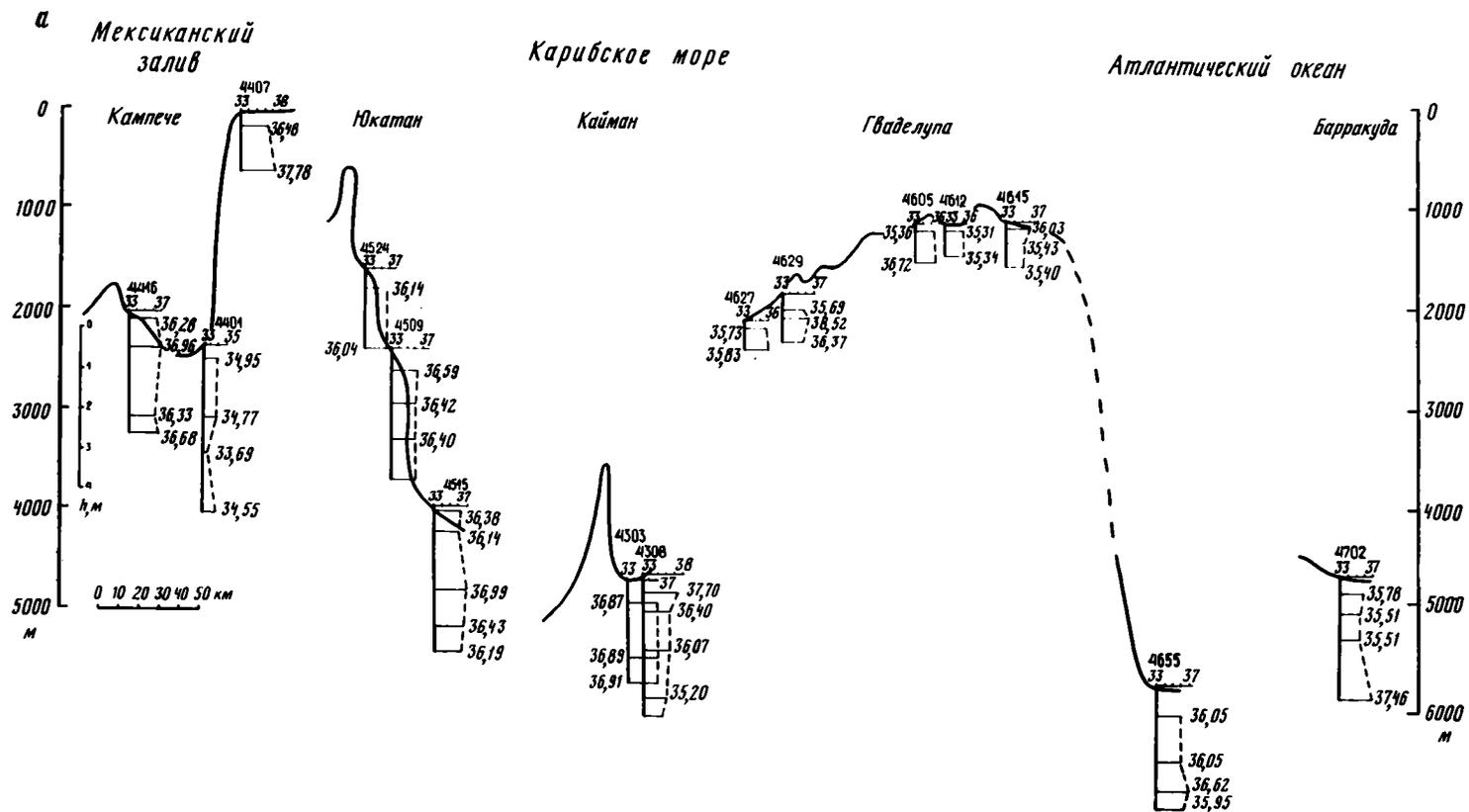


Рис. 63. Соленость и содержание кремния в иловых водах современных осадков Западной Атлантики, Карибского моря и Мексиканского залива
 а — S, ‰; б — Si, мг/л; H — глубина моря; h — мощность осадка

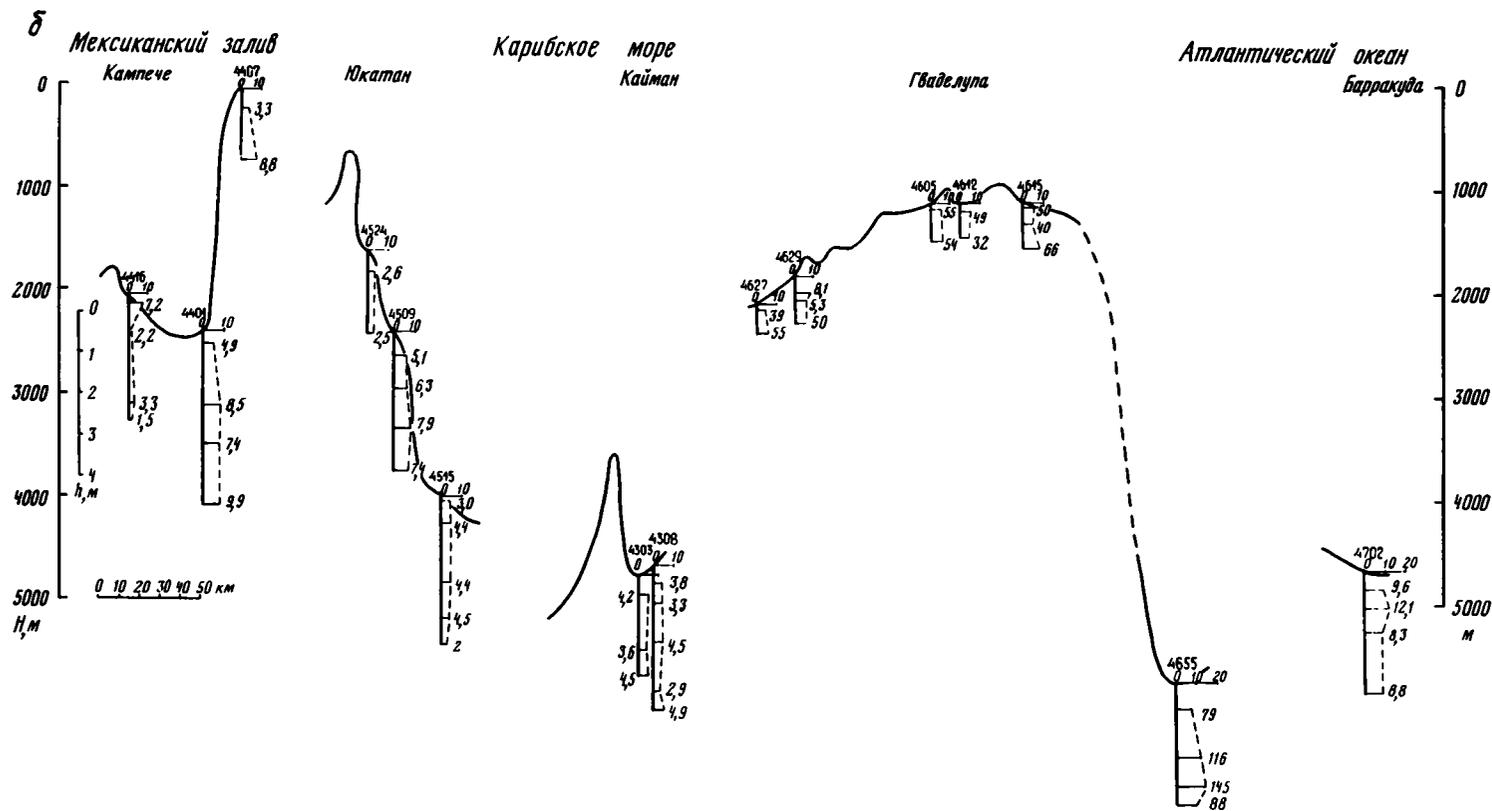


Рис. 63 (окончание)

около 90 м, и осадки подстилают поверхностную гидрохимическую структурную зону с максимальной соленостью. В обрезающем берегу с запада глубоководном каньоне Кампече (2600 м) минерализация иловых вод, напротив, минимальна (не более 34,5 г/л); это, несомненно, связано с морфологией рельефа, которая обуславливает транспортировку с суши терригенного материала и создает благоприятные условия для разгрузки подземных вод, формирующихся на п-ове Юкатан. В остальных изученных районах минерализация иловых вод имеет промежуточные значения (для Юкатана и Каймана 36—37⁰/∞). Вертикальные вариации солености поровых вод в изученном слое осадков (мощностью до 4 м) показаны на рис. 63; общей для всех полигонов тенденции в этих вариациях не обнаружено.

Не установлено каких-то закономерностей и в распределениях концентраций отдельных макроэлементов, за исключением Са и SO₄ на полигоне Кампече. Содержание Са убывает от 0,4—0,316 мг/л в интервале 0—40 см до 0,207—0,199 мг/л в интервале 340—400 см, а SO₄ — от 3 г/л в верхней до 2,5 г/л в нижней части колонки. Убывание последнего, по-видимому, связано с окислением органики, ведущим к восстановлению сульфатов и накоплению гидрокарбонатов.

Более заметны межполигонные различия. Так, содержание HCO₃⁻, накапливающегося в наибольшем количестве во внутренних и окраинных морях по сравнению с открытым океаном, заметно убывает с запада на восток — от 0,268 г/л в среднем в Мексиканском заливе до 0,187 г/л в Карибском море и 0,154 г/л в западной части Центральной Атлантики. Противоположным образом меняется в поровых водах концентрация кремния, связанная с минеральным составом илов (см. рис. 63). Минимальна она во внутренних частях окраинных и внутренних морей, где преобладают карбонатные осадки. Так, в Мексиканском заливе и Карибском море она колеблется в среднем от 2,55 до 4,2 мг/л. Вблизи побережий, где возрастает доля терригенного материала, содержание Si в иловых водах увеличивается — в проливах Малоангильской дуги до 6,1 мг/л, а на склоне п-ова Юкатан до 6,7 мг/л. В абиссальных же частях океана, где широко развиты кремнистые диатомовые осадки, концентрация Si в поровых водах максимальна, составляя в среднем по разрезу около 10 мг/л и достигая в отдельных горизонтах 14,5 мг/л.

Как и в свободной водной толще, в иловых водах осадков изучались также концентрации металлов — Cu и Zn, где они в целом оказались заметно выше — на большинстве полигонов от 15 до 67 мкг/л Cu и от 66 до 152 мкг/л Zn. На этом фоне резко выделяется полигон Гваделупа, где средние по разрезу осадков концентрации обоих элементов в поровых водах достигают 450—650 мкг/л Cu и 300—570 мкг/л Zn. В некоторых пунктах этого полигона иловые воды содержат еще больше Cu и Zn: например, на ст. 4615 в верхнем слое осадков (0—20 см) зафиксированы максимальные их концентрации (885 мкг/л Cu и 953 мкг/л Zn), уменьшающиеся вниз по разрезу.

Полученные нами в Малоангильской дуге концентрации Cu и Zn в поровых водах несколько выше приводимых О.В. Шишкиной [40] для Восточно-Тихоокеанского поднятия, что может быть следствием различных методов анализа — полярографического, использовавшегося нами, и атомно-абсорбционного, результаты которых для Cu и Zn могут [36] различаться в несколько раз.

Проведенные исследования позволили оценить гидрогеохимическую обстановку седиментогенеза и начального литогенеза. Состояние иловых вод описано моделью 14-компонентной системы (H—O—K—Na—Ca—Mg—Al—Si—Cl—S—Cu—Zn—Pb), содержащей 70 растворенных компонентов и открытой относительно CO_{2(г)} и H_{2(г)}. Как и следовало ожидать, для макрокомпонентов основными формами миграции являются ионы металлов (K⁺, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺). Среди ионных пар и других комплексов соизмеримые с ними концентрации

имеют сульфатные комплексы, но их доля на порядок меньше. Для кремния основной формой миграции является частица H_2SiO_4^0 , а для алюминия — $\text{Al}(\text{OH})_4^-$.

Основные миграционные формы тяжелых металлов более разнообразны: для меди это CuCO_3^0 , $\text{Cu}(\text{OH})^+$, для свинца PbCO_3^0 и $\text{Pb}(\text{OH})^+$, для цинка — Zn^{2+} .

Для определения степени насыщения иловых вод относительно карбонатов (кальцит, церуссит, смитсонит, англезит), а также сложных минералов меди (атакамит, малахит, азурит) рассчитаны произведения активных концентраций этих элементов. В условиях, характеризующих иловые воды полигонов Юкатан и Гваделупа, минералы Pb и Zn оказались неравновесны с ними, и, следовательно, режим этих элементов в иловых водах определяется другими факторами.

Термодинамическое моделирование на полигонах Юкатан и Гваделупа показало сильное пересыщение по минералам меди. Длительное существование подобного пересыщения невозможно, и возникший парадокс, очевидно, является следствием неадекватности расчетной модели природным условиям, например из-за недоучета какой-то формы миграции Cu, которая играет более важную роль, чем учтенные. Такой формой, вероятнее всего, являются фульватные кислоты, которые для двухвалентной меди очень устойчивы. Их доля в соответствии с моделированием должна составлять до 90% валовой концентрации меди, чтобы не было пересыщения по ее минералам.

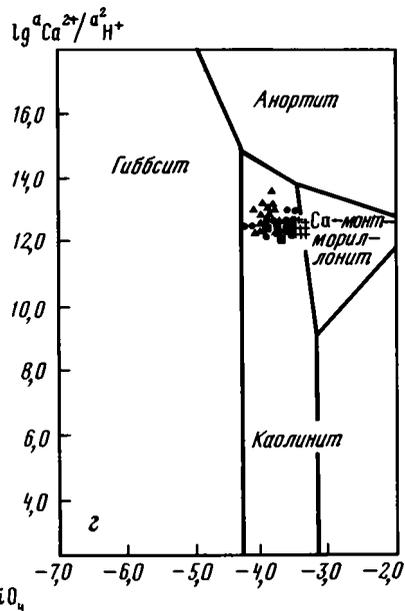
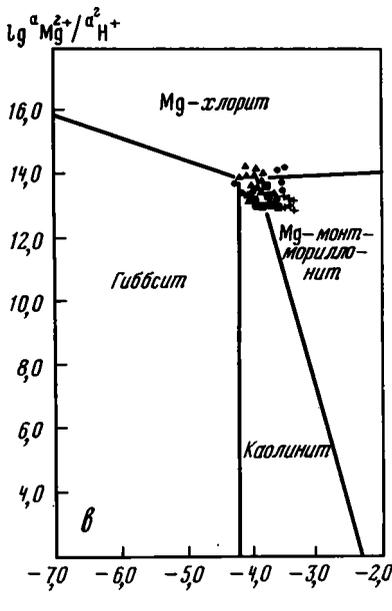
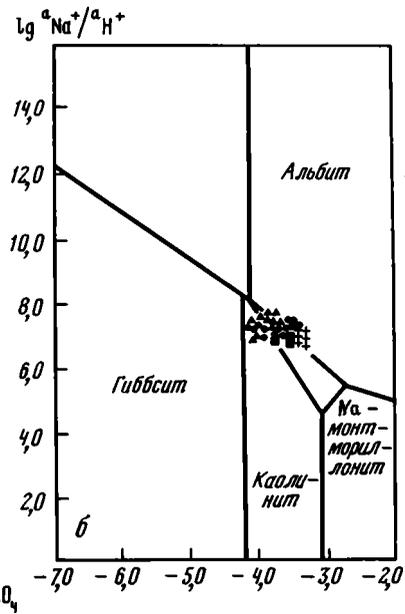
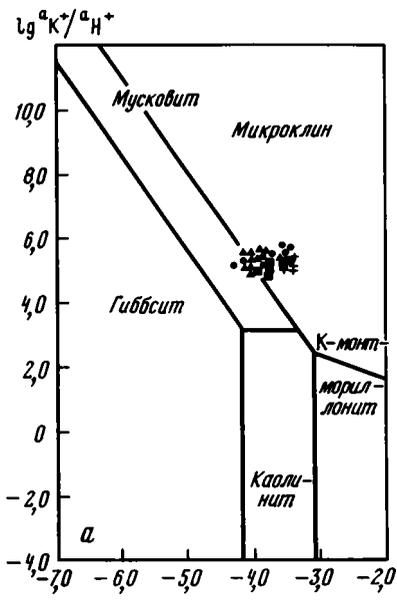
Направленность процессов взаимодействия жидкой фазы современного осадка с его силикатной составляющей оценена методом диаграмм в координатах активность—активность (рис. 64). В иловых водах современных осадков Мексиканского залива, Карибского моря и Западной Атлантики стабильны альбит, гидрослюды, хлорит и монтмориллониты. Сравнение этих результатов с данными термодинамического анализа направленности преобразования минерального вещества, на континентах показывает, что гидрогеохимическая граница континент—океан характеризуется сменой гидрохимических условий, что приводит к изменению направленности преобразования силикатного и алюмосиликатного вещества, которая в значительной мере наследуется океанической седиментацией.

Сравнительный анализ гидрогеохимических условий Западной Атлантики и Карибско-Мексиканского региона, изученных в 4-м рейсе нис "Академик Николай Страхов", показывает их высокую однородность по величине солености, содержанию макрокомпонентов и характеру кислотно-щелочного состояния. Наблюдаемые различия в химическом составе связаны: с положением полигона и станций относительно береговой линии, т.е. с интенсивностью поступления терригенного материала и накопления органического вещества; с литолого-минералогическим обликом осадка и гидрогеохимическими особенностями его преобразования, обусловленными в основном процессами изменения органики; с наличием или отсутствием гидротермальной деятельности, широко развитой в пределах срединно-океанических хребтов и океанических дуг.

Изотопный состав водорастворенного гелия. При изучении гидротермальной активности океанического дна лучшим (самым чувствительным и надежным) индикатором разгрузки подводных гидротерм в толщу океана служит появление в ней избыточных по сравнению с атмосферной концентраций легкого изотопа ^3He , которым обогащена относительно верхних оболочек мантия Земли.

При опробовании водной толщи в каньоне Кампече в ней обнаружен гелий с изотопным составом, типичным для водорастворенного воздуха, что указывает на отсутствие современной гидротермальной деятельности в данном районе и надежно подтверждает интерпретацию повышения теплового потока в каньоне по сравнению с соляно-купольной зоной только влиянием донного рельефа.

В водной толще полигона Юкатан гелий изучался только над абиссалью



• 1 ▲ 2 ■ 3 + 4

Рис. 64. Диаграммы равновесия алюмосиликатов в координатах активность—активность в иловых водах в системах
 а — $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$; б — $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$; в — $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CO}_2-\text{MgO}-\text{SiO}_2$; з — $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CO}_2-\text{CaO}-\text{SiO}_2$. Полигоны: 1 — Кампече, 2 — Юкатан, 3 — Кайман, 4 — Гваделупа

океанского моря в интервале глубин 1000—4500 м (ст. 4523). По изотопному составу он в пределах погрешности экспериментальных методов оказался тоже неотличимым от атмосферного. Противоречие между этими данными и предположительно гидротермальным происхождением резкой локальной положительной аномалии теплового потока в середине склона Юкатанской плиты (ст. 4510В, 4531), скорее всего, только кажущееся, обусловленное расположением аномальных геотермических станций "ниже по течению" морских вод относительно изотопно-гелиевой. Не исключено, однако, и влияние отличия изотопного состава гелия, предположительно выносимого гидротермами из древней континентальной коры в районе геотермической аномалии, от мантийного.

Изотопно-гелиевые признаки разгрузки подводных гидротерм обнаружены на полигоне Гваделупа. Они выражаются в значительном обогащении придонных вод над зоной разлома Зомби легким ^3He относительно водорастворенного воздуха ($\delta^3\text{He}$ до 10%). Бескорневой характер этой аномалии, совпадающей с резкой положительной аномалией концентрации в воде Zn , очевидно, отражает латеральное движение вод, содержащих примесь гидротермальных флюидов (о разгрузке последних на полигоне независимо свидетельствуют также гидротермальная минерализация в донных породах и геотермические наблюдения). Убывание же амплитуды этой аномалии в сторону Гренадского бассейна указывает на локализацию современного очага разгрузки подводных гидротерм несколько "выше по течению" атлантических вод через Гваделупский пролив в Карибское море.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Целью этих исследований было, с одной стороны, изучение регионального (фонового) кондуктивного теплового потока в разнотипных и/или разновозрастных структурах океанического дна, а с другой — поиск и локализация очагов разгрузки подводных гидротерм. В процессе этих исследований измерялись температуры в водной толще, включая придонный слой, и в разрезе донных осадков, а также теплопроводность последних. Всего в 4-м рейсе измерения теплового потока были сделаны на 74 станциях, на 69 из них — телеметрической системой "ГЕОС-1", функционально сходной с зондом Хиндмана.

По сравнению с аппаратурой, применявшейся до этого в морских геотермических исследованиях советских экспедиций, система "ГЕОС-1" обладает важными преимуществами. Во-первых, ее погружной зонд имеет несколько измерительных баз, что позволяет выяснить степень и характер изменчивости геотермического градиента, теплопроводности и (в результате) кондуктивного теплового потока в вертикальном разрезе осадков. Во-вторых, получаемый сигнал сразу же транслируется по кабелю на борт судна и регистрируется в цифровой форме, обеспечивающей обработку на ЭВМ. В-третьих, показания датчиков в реальном времени выводятся на экран дисплея, что дает возможность оперативно вмешиваться в процесс спуска зонда, его работы в грунте и извлечения из него.

Температуры водной толщи. В процессе исследований на всех геотермических станциях системой "ГЕОС-1" измерена температура воды в придонном слое, характеризующая условия теплообмена на поверхности дна. Кроме того, на каждом полигоне системами "ГЕОС-1" и "Розетт" проведено температурное зондирование всего разреза водной толщи для выяснения общего тренда распределения температуры воды *in situ* и положения изотермического слоя, в котором при необходимости могла производиться калибровка датчиков зонда системы "ГЕОС-1" по нулевому градиенту.

Как показали измерения, такого изотермического поля нет в верхнем бассейне полигона Юкатан и на полигоне Гваделупа, где температура воды убывает от поверхности до самого дна. На остальных полигонах ее значение



Рис. 65. Гистограммы значений теплопроводности донных осадков на полигонах Кампече (а), Юкатан (б), Гваделупа (е), Кайман (з)
 n — число измерений. Заштрихованы значения теплопроводности, измеренные телеметрической системой "ГЕОС"

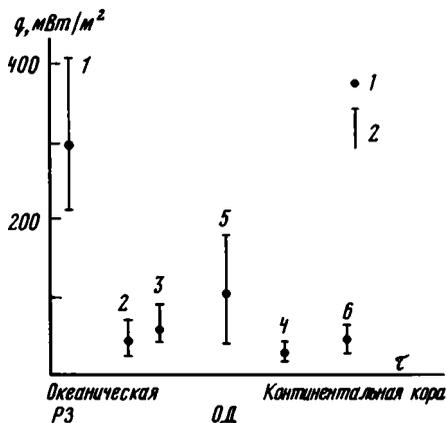
проходит через минимум и снова увеличивается ко дну. Такой тренд изменения температуры воды *in situ* типичен для изолированных впадин Мирового океана. На этих полигонах глубина и температура изотермического слоя неодинаковы, от 1600 (Кампече) до 2900 м (Кайман) и от 4,21 (Кампече) до 4,13° С (нижний бассейн Юкатана). Такой же, как в последнем, оказалась минимальная температура воды *in situ* и на полигоне Гваделупа, причем на глубине 2100 м, совпадающей с верхней границей изотермического слоя в Юкатанской впадине. Толщина изотермического слоя от 200 м на полигоне Кампече (1600—1800 м) до 400 м на полигоне Кайман (2500—2900 м). Градиент изменения температуры воды *in situ* ниже изотермического слоя от 0,06 мК/м в Мексиканском заливе (Кампече) до 0,12 мК/м в Срединно-Кайманской рифтовой зоне (Кайман).

Особенно важны для геотермической интерпретации данные о распределении температуры в придонном слое воды. Наиболее полная информация такого рода была получена в случаях неполного вхождения зонда "ГЕОС" в донный грунт, что обычно имело место на полигоне Гваделупа. Во время выстойки зонда на датчиках, остававшихся в воде на разном расстоянии от поверхности дна, фиксировались устойчивые различия температуры, которые заведомо превышали возможную аппаратную погрешность (интервал разрешения $\pm 0,002$ К), достигая в отдельных случаях 0,1 К (ст. 4621). Показывая существенную температурную стратификацию водной толщи, эти результаты в сочетании с данными о температурах и тепловом потоке в осадках, присутствием в донных породах минеральных новообразований гидротермального происхождения и гидрогеохимической информацией свидетельствуют о современной разгрузке подводных гидротерм в изученном участке Малоангильской активной островной дуги.

Теплопроводность донных осадков. Измерения теплопроводности осадков производились как *in situ* (зондом "ГЕОС-1"), так и на борту судна (прибором "ЛИТОС-1М"). Полученные значения лежат в диапазоне 0,838—1,273 Вт/м·К. При этом величины, измеренные на борту, оказались систематически ниже, чем установленные *in situ* (см. рис. 65). Это расхождение нельзя объяснить техническими или метрологическими особенностями аппаратуры, так как датчики игольчатого зонда "ЛИТОС" и зонда "ГЕОС" конструктивно аналогичны и калибро-

Рис. 66. Связь теплового потока изученных объектов Карибско-Мексиканского региона с временем (τ) формирования коры и ее типом

1 — средние значения теплового потока; 2 — амплитуда разброса данных на объектах: 1 — Кайман, 2 — Барракуда, 3 — Юкатан (нижний бассейн), 4 — Юкатан (верхний бассейн), 5 — Гваделупа, 6 — Кампече. Структуры коры: РЗ — рифтовая зона, ОД — островная дуга



вались по одним и тем же эталонам. Оно, вероятнее всего, объясняется разными условиями измерений *in situ* и на борту: снятием во втором случае гидростатического давления, увеличением температуры колонки, ростом пористости.

Кондуктивный тепловой поток. Диапазон значений теплового потока, измеренных в изученных участках Карибско-Мексиканского региона, очень велик — от 6 до 470 мВт/м², что свидетельствует о больших региональных и локальных неоднородностях геотермического поля.

Максимальные значения теплового потока (220—470 мВт/м²) определены в Срединно-Кайманской рифтовой зоне являющейся современным центром спрединга. Почти столь же высокие (до 211 мВт/м²) значения кондуктивного теплопотока фиксируются местами на своде Малоантильской островной дуги. Такие положительные геотермические аномалии — следствие высокой геотермальной активности этих тектонически мобильных структур, в которых вынос глубинного тепла осуществляется не только кондуктивным, но и конвективным механизмом в процессе восходящего движения магматических расплавов и газоводных флюидов. Расчеты показали, что для создания наблюдаемых геотермических аномалий разгрузкой глубинных теплоносителей она должна в зависимости от допущений о положении ее фронта относительно дна и температуры теплоносителей иметь возраст не древнее раннеголоценового или еще более молодой, вплоть до современного.

На полигоне Гваделупа наряду с резкими локальными максимумами теплового потока установлены столь же резкие локальные минимумы (до 6 мВт/м²). Понижение кондуктивного теплопотока может быть следствием конвективного теплопереноса в вертикальном направлении вне зависимости от того, является ли движение флюидов восходящим (в очагах разгрузки подводных гидротерм) или нисходящим (в зонах питания донных циркуляционных систем). Применявшаяся методика одновременной фиксации температуры и теплового потока на разных уровнях в разрезе осадков позволила определить наличие и направление тепло-массопереноса и оценить (по форме термограммы) вертикальную составляющую скорости движения флюидов в диапазоне 0,01—0,006 мкм/с. Кроме выявленных на полигоне Гваделупа локальных аномалий кондуктивного теплопотока, обусловленных гидротермальной деятельностью, здесь впервые для морфоструктуры Малоантильской дуги определено его фоновое среднее значение — 109 ± 6 мВт/м². Оно практически совпадает с установленным в геотермически изученных островодужных системах Пачифики, отражая высокую геотермальную активность этих тектонических структур.

На полигоне Юкатан в "верхнем" и "нижнем" бассейнах уровень значений теплового потока оказался различным. Численное моделирование теплового поля показало, что различия не могут быть объяснены влиянием рельефа и структурно-теплофизической неоднородностью разреза и должны иметь глубинную природу. В "нижнем" бассейне, отвечающем абиссали Юкатанской впадины и прилегающей части ее склона, значения теплового потока повышены (55—75 мВт/м²). Такой их уровень связан с позднемезозойской тектоно-магматической активностью, выразившейся в раскрытии в конце мела Юкатанской впадины. "Верхний" же бассейн этого полигона находится на континентальной коре палеозойского возраста, и ему свойственны более низкие значения теплового потока (30—40 мВт/м²). Граница разнотипных и разновозрастных кор трассируется в средней части борта Юкатанской впадины структурным уступом тектонического происхождения и локальными положительными аномалиями теплового потока (100 и 139 мВт/м²), по-видимому связанными с циркуляцией гидротерм в зоне шва.

Южная часть Мексиканского залива отвечает погруженному участку докембрийской Северо-Американской платформы, испытавшему в мезозое интенсивное прогибание с накоплением мощной толщи терригенных и эвапоритовых образований. Связанная с последними соляная тектоника проявилась, в частности, в рельефе дна западной части полигона Кампече. Измеренный на этом полигоне тепловой поток варьирует в пределах 40—60 мВт/м². Моделирование теплового поля, учитывавшее рассеченность донного рельефа и морфологию границы между теплофизически контрастными терригенными и эвапоритовыми образованиями, выявило универсальное для данного полигона значение глубинного теплового потока — 54 мВт/м². При этом выяснилось, что его приповерхностные искажения вызваны главным образом рельефом дна, а не структурно-теплофизической неоднородностью разреза. В этом принципиальное отличие океанических (подводных) областей галокинеза от континентальных. В последних, приуроченных обычно к экзогональным платформенным впадинам (Прикаспийской, Северо-Германской и т.п.), рельеф пенепленизирован, и главным фактором, деформирующим глубинный тепловой поток, является теплофизический контраст соляных диапиров и вмещающих пород.

Таким образом, проведенные геотермические исследования позволили: 1) обнаружить и локализовать новейшие проявления подводной гидротермальной активности (впервые в Малоантильской дуге); 2) выявить вариации кондуктивного теплового потока, различные по масштабам и генезису; 3) определить его фоновые значения в различных тектонических структурах океанического дна (рис. 66). Приповерхностные искажения глубинного теплового потока обусловлены действием различных факторов, возмущающих геотермическое поле у кровли литосферы: рельефа, структурно-теплофизических неоднородностей, субаквальной циркуляции и т.п. Региональные различия теплового потока, присущие разнотипным и разновозрастным участкам земной коры, отражают глобальную зависимость этого параметра от возраста тектоно-магматической активности, выражающейся в становлении океанической или континентальной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Азбель И.Я., Толстихин И.Н.* Радиогенные изотопы и эволюция мантии Земли, коры и атмосферы. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1988. 140 с.
2. *Александров А.Л.* Аппаратура для измерения геотермического градиента на дне океанов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. N 12. С. 99—103.
3. *Арсеньев В.С., Булатов Р.П., Волостных Б.В.* и др. Сравнительная характеристика вод глубоководных впадин Американского Средиземного моря // Тр. ИО АН СССР. 1975. Т. 100. С. 80—95.
4. Атлас океанов: Атлантический и Индийский океаны. М.: ГНС МО СССР, 1977.
5. *Баллард Р.Д., Крэйг Х., Эдманд Дж.* и др. Процессы образования коры в срединно-океанических хребтах // Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 55—84.
6. *Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Лисицина Н.А.* Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик-II: Красное море // Литология и полез. ископаемые. 1979. N 1. С. 30—42.
7. *Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Лисицина Н.А., Циатурский С.И.* Новые данные об аутогенных слоистых силикатах в металлоносных осадках впадины Атлантик-II: Красное море // Там же. 1983. N 5. С. 82—88.
8. *Бутузова Г.Ю., Морозов А.Л., Дриц В.А., Горшков А.И.* Минералогия и процессы формирования окисных форм железа и марганца в рифтовой зоне Красного моря. Сообщ. 2. Основные процессы минералообразования // Там же. 1988. N 6. С. 133—145.
9. *Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Геотермальная активность // Исландия и срединно-океанический хребет: Глубинное строение, сейсмичность, геотермия. М.: Наука, 1977. С. 7—82.
10. *Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Шеваров Ю.В.* Возможности и ограничения физико-химического моделирования на ЭВМ взаимодействий "вода—порода" при решении вопросов формирования химического состава подземных вод // Геохимия. 1983. N 9. С. 1342—1359.
11. *Лутвин В.М., Ельцина Г.Н.* Новые данные о рельефе и донных осадках глубоководных желобов Пуэрто-Рико и Кайман // Океанология. 1975. Т. 15, вып. 3. С. 479—483.
12. *Любимова Е.А., Александров А.Л., Дучков А.Д.* Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. М.: Наука, 1973. 176 с.
13. *Лялько В.И., Митник М.М.* Исследование процессов переноса тепла и вещества в земной коре. Киев: Наук. думка, 1978. 150 с.
14. *Макаренко Ф.А.* Некоторые результаты изучения подземного стока // Тр. Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР. 1948. Т. 1. С. 1—98.
15. *Мамаева М.Р., Свистунов Ю.И., Шлезингер А.Е.* Структура осадочного чехла и поверхности акустического фундамента северо-западной части Карибского моря по геофизическим материалам // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши. М.: Наука, 1984. С. 27—37.
16. *Мамырин Б.А., Толстихин И.Н.* Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 221 с.
17. *Матвеев В.Г., Рот А.А.* Новые разработки аппаратуры для автоматизации морских геотермических исследований на шельфе // Геотермические исследования на дне акваторий. М.: Наука, 1988. С. 98—107.
18. *Моссаковский А.А., Некрасов Г.Е., Соколов С.Д.* Метаморфические комплексы и проблемы фундамента альпийских структур центрального сектора Кубы // Геотектоника. 1986. N 3. С. 5—24.
19. *Озима М., Подосек Ф.* Геохимия благородных газов. Л.: Недра, 1987. 343 с.
20. *Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.* Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. N 5. С. 3—23.
21. *Прасолов Э.Н., Поляк Б.Г., Верховский А.Б.* О величине отношения ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ в верхней мантии Земли // Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986. С. 38—50.
22. *Пуцаровский Ю.М.* О тектонике и геодинамике Карибского региона // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 124—132.
23. *Рот А.А., Матвеев В.Г., Новиков А.А.* Цифровой измеритель коэффициента теплопроводности // Приборы и системы упр. 1984. N 4. С. 24—25.
24. *Рябухин А.Г., Чехович В.Д., Зоненшайн Л.П., Хаин В.Е.* Эволюция Мексиканско-Карибского региона: Опыт анализа с позиции тектоники плит // Геотектоника. 1983. N 6. С. 73—92.
25. *Свистунов Ю.А.* Малоантильская островная

- дуга // Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана. Л.: Недра, 1985. С. 156—168.
26. Симонович И.М., Кудрявцев Д.И. Хлорофит в эффузивных базальтах // Литология и полезные ископаемые. 1982. N 4. С. 94—115.
 27. Симонович И.М., Степанов С.С. Минеральные преобразования базальтов скв. 304 (рейс 32 "Гломара Челленджера") // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С. 41—48.
 28. Смирнов Я.Б. Тепловой режим тектоносферы: Объясн. зап. к Карте теплового потока СССР и сопредельных стран масштаба 1:10000000. М.: Л.: ГУГК СССР, 1980. 118 с.
 29. Соккетт У.М. Современная геохимия Мексиканского залива // I Междунар. геохим. конгр. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1973. Т. 4, кн. 1. С. 460—479.
 30. Толстихин И.Н. Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. Л.: Наука, 1986. 221 с.
 31. Толстихин И.Н., Азбель И.Я., Шарков И.В. Избыток ^3He и ^{129}Xe в мантии Земли и проблема ранней дегазации // Геохимия. 1985. N 11. С. 1539—1550.
 32. Томблин Дж. Антильские острова // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса / Под ред. А. Спенсера. М.: Мир, 1977. Т. 2. С. 325—333.
 33. Финк Л.К. Гваделупа // Энциклопедия региональной геологии мира. Л.: Недра, 1980. С. 122—124.
 34. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
 35. Харли Ф. Геологические исследования Вест-Индии // Окраины континентов и островных дуг. М.: Мир, 1970. С. 158—167.
 36. Химия океана. М.: Наука, 1979. Т. 1. 518 с.; Т. 2. 536 с.;
 37. Хуторской М.Д. Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей. М.: Наука, 1982. 77 с.
 38. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. Новая структурная разновидность асболона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 6. С. 69—77.
 39. Шааров Ю.В. Расчет равновесного состава гидрогеохимических систем методом минимизации свободной энергии // Метод геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии. М.: Недра, 1988. С. 109—154.
 40. Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 228 с.
 41. Allard P., Delibrias G., Dimon B., Labeyrie J. Implication of carbon and helium isotopes in volcanic gases from La Soufriere of Guadeloupe, Lesser Antilles // LAVCEI Symp. Geochem. Volcanic Gases: Abstr. Pap. Hamburg, 1983. P. 43.
 42. Algorithm for computation of fundamental properties of seawater // UNESCO Techn. Pap. Mar. Sci. 1983. Vol. 44. P. 1—53.
 43. Antoine J., Ewing J. Seismic refraction measurements on the margins of the Gulf of Mexico // J. Geophys. Res. 1963. Vol. 68, N 7. P. 1975—1983.
 44. Antoine J.W., Pyle T.E. Crustal studies in the Gulf of Mexico // Tectonophysics. 1970. Vol. 10. P. 477—494.
 45. Arden D.D. Geology of Jamaica and the Nicaragua Rise // The ocean basins and margins / Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.; L.: Plenum press, 1975. Vol. 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean. P. 617—661.
 46. Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. N 81. P. 3513—3536.
 47. Auboin J., Blanchet R., Stephan J.F., Tardy M. Téthys (Mésogée et Atlantique): données de la géologie // C.r. Acad. sci. D. 1977. Vol. 285. P. 1025—1028.
 48. Barnes R.O., Clarke W.B. Fluid kinematics, fluid residence times, and rock degassing in oceanic crust determined from noble gas contents of deep sea drilling project pore waters // J. Geophys. Res. B. 1987. Vol. 92, N 12. P. 12491—12506.
 49. Beck C. Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela) // Soc. geol. Nord Publ. 1986. N 14. P. 1—462.
 50. Beets D.J., Maresch W.V., Klaver G.T. et al. Magmatic rock series and high-pressure metamorphism as constraints on the tectonic history of the Southern Caribbean // Geol. Soc. Amer. Mem. 1984. N 162. P. 95—130.
 51. Bellon H., Mercier de Lépinay B., Vila J.M. Chronologie 40K/40Ar et affinités géochimiques des manifestations magmatiques au Crétacé et au Paléogène à Hispaniola // Rés. Symp. géodyn. Caraïbes. P.: I.F.P. ed., 1985. P. 1.
 52. Bertagne S.A. Seismic stratigraphy of Veracruz Tongue, Deep Southwestern Gulf of Mexico // Bull. AAPG. 1984. Vol. 68, N 12. P. 1894—1907.
 53. Bouysse P. Opening of the Grenada back-arc Basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and Early Paleogene // Tectonophysics. 1988. Vol. 149. P. 121—143.
 54. Bouysse Ph., Andreieff P., Richard M. et al. Géologie de la ride d'Aves et des pentes sous-marines du nord des Petites Antilles // Doc. BRGM. 1985. Vol. 93. P. 1—146.
 55. Bouysse Ph., Guennoc P. Données sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Sainte-Lucie et Anguilla // Mar. Geol. 1983. Vol. 53. P. 131—166.
 56. Bouysse Ph., Mascle A., Mauffret A. et al. Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous-marines de l'arc interne des Petites Antilles (Kick'em Jenny, Qualibou, Montagne Pelée, NW de la Guadeloupe) // Ibid. 1988. Vol. 81. P. 261—287.
 57. Bouysse Ph., Roberts S., Guennoc P., Monti S. Bathymétrie détaillée (seabeam) et anomalies magnétiques dans les Antilles françaises: interprétation morphostructurale de la vallée et de l'escarpment de la Desirade et des côtes occidentales de Basse-Terre de Guadeloupe et de Martinique // Doc. BRGM. 1983. Vol. 63. P. 1—79.

58. *Bouysse Ph., Schmidt-Effing R., Westercamp D.* La Désirade Island (Lesser Antilles) revisited: Lower Cretaceous radiolarian cherts and arguments against an ophiolitic origin for the basal complex // *Geology*. 1983. Vol. 11. P. 244—247.
59. *Bouysse Ph., Westercamp D.* Effects de la subduction de rides océaniques sur l'évolution d'un arc insulaire; l'exemple des Petites Antilles // *Géol. France*. 1988. Vol. 2/3. P. 3—38.
60. *Bouysse Ph., Westercamp D., Andreieff P.* The Lesser Antilles island arc: Proceedings of the Ocean drilling program. Wash. (D.C.), 1988. Leg. 110. 37 p.
61. *Bouysse Ph., Westercamp D., Andreieff P.* et al. Le volcanisme sous-marin Neogene recent au large des cotes Caraibes des Antilles francaises. Relations avec le volcanisme a terre et evolution du front volcanique // *Géol. France*. 1985. Vol. 1. P. 101—114.
62. *Bowin C.O.* Caribbean gravity field and plate tectonics // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1976. N 169. P. 1—79.
63. *Boynton C.H., Westbrook G.K., Bott M.H.P., Long R.E.* A seismic refraction investigation of crustal structure beneath the Lesser Antilles island arc // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1979. Vol. 58. P. 371—393.
64. *Brooks J.M.* Deep methane maxima in the Northwest Caribbean Sea: possible seepage along the Jamaica Ridge // *Science*. 1979. Vol. 206. P. 1069—1071.
65. *Brown K.M., Westbrook G.K.* The tectonic fabric of Barbados Ridge accretionary complex // *Mar. and Petrol. Geol.* 1987. Vol. 4. P. 71—81.
66. *Buffler R.T., Watkins J.S., Snaub F.J., Worzel J.L.* Structure and early geologic history of the deep central Gulf of Mexico basin // The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean: Proc. Symp. Louisiana State Univ. Baton Rouge, 1980. P. 3—16.
67. *Burkart B.* Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico // *Geology*. 1978. Vol. 6. P. 328—332.
68. *Burke K.* Tectonic evolution of the Caribbean // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1988. Vol. 16. P. 201—230.
69. *Burke K., Cooper C., Dewey J.F.* et al. Caribbean tectonics and relative plate motions // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1984. N 162. P. 31—63.
70. *Burke K., Fox P.J., Sengör C.* Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean // *J. Geophys. Res.* B. 1978. Vol. 83, N 8. P. 3949.
71. *Burke K., Sengör C.* Tectonic escape in the evolution of the continental crust // *Reflection seismology: the continental crust*. N.Y., 1986. P. 41—53. (Amer. Geophys. Union. Geodyn. Ser.; Vol. 14).
72. *Carr M.J., Rose W.I., Stoiber J.* Central America // *Andesites* / Ed. R.S. Thorpe. N.Y.: Wiley, 1982. P. 150—166.
73. *Case J.E.* Geophysical studies in the Caribbean Sea // *The ocean basins and margins*. N.Y.; L.: Plenum press, 1975. Vol. 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean. P. 107—180.
74. *Case J.E., Holcombe T.L.* Geologic-tectonic map of the Caribbean region (scale 1:2500000). US Geol. Surv. Miscellaneous Investigations. Map 1—1100 NOAA. N.Y., 1980.
75. *Case J.E., Holcombe T.L., Martin R.G.* Map of geologic provinces in the Caribbean region // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1984. N 162. P. 1—30.
76. *CAYTROUGH.* Geological and geophysical investigation of the Mid-Cayman Rise spreading center: initial results and observations // *Deep drilling results in the Atlantic ocean: Ocean crust* / Ed. M. Talwani, C.G. Harrison, D.E. Hayes. Wash. (D.C.), 1979. P. 66—93. (Amer. Geophys. Union. Maurice Ewing Ser. 2).
77. *Clark M.J., Hall J.M., Peirce J.W.* Rock and paleomagnetic evidence for the existence and nature of the Cayman Trough spreading centre // *Canad. J. Earth Sci.* 1980. Vol. 15. P. 1930—1940.
78. *Clark T.H., Korgen B.J., Best D.M.* Heat flow in the Eastern Caribbean // *J. Geophys. Res.* B. 1978. Vol. 83, N 12. P. 5883—5891.
79. *Clarke W.B., Beg M.A., Craig H.* Excess ³He in the sea: evidence for terrestrial primordial helium // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1969. Vol. 6, N 3. P. 213—220.
80. *Clarke W.B., Horowitz R.M., Broecker W.S.* Interstitial water studies, leg 15 — inert gases // *Initial reports of the DSDP*. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 20. P. 777—781.
81. *Cox D.P., Marvin R.F., M'Gonigle J.W.* et al. K—Ar geochronology of some metamorphic, igneous, and hydrothermal events in Puerto Rico and the Virgin Islands // *J. Res. US Geol. Surv.* 1977. Vol. 5. P. 689—703.
82. *Craig H.* Hydrothermal plumes and tracer circulation along the East Pacific Rise: 20° N to 20° S // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1981. Vol. 62. P. 893.
83. *Craig H., Clarke W.B.* Oceanic ³He: contribution from cosmogenic tritium // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1970. Vol. 9. P. 45.
84. *Craig H., Lupton J.E.* Helium-3 and mantle volatiles in the oceanic crust // *Sea*. 1981. Vol. 7. P. 391—428.
85. *Craig H., Weiss R.* Dissolved gas saturation and excess helium in ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1971. Vol. 10. P. 289—296.
86. *Desremaux C.* Contribution a l'étude de l'histoire géologique des régions centrale et méridionale d'Haiti (Grande Antilles) du Crétacé a l'Actuel: Thèse d'Etat. Univ. Bordeaux-I, 1987. 507 p.
87. *Diebold J.B., Stoffa P.L., Buhl P., Truchan M.* Venezuela Basin crustal structure // *J. Geophys. Res.* B. 1981. Vol. 86, N 9. P. 7901—7923.
88. *Dillon J.B.* Structural profile of the North-western Caribbean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1972. Vol. 17. P. 77—86.
89. *Donnelly T.W.* Deep-water, shallow-water and subaerial island arc volcanism: an example from the Virgin Island // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1972. N 132. P. 401—414.
90. *Duncan R.A., Hargraves R.B.* Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the

- mantle reference frame // Geol. Soc. Amer. Mem. 1984. N 162. P. 81—93.
91. *Edgar N.T., Ewing J.I., Hennion J.* Seismic refraction and reflection in the Caribbean sea // Amer. Assoc. Petrol. and Geol. Bull. 1971. Vol. 55. P. 883—870.
 92. *Edgar N.T., Saunders J.B.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 15. 1173 p.
 93. *Eggler D.H., Fahlgvist D.A., Pegnegnat W.E., Herndon J.M.* Ultrabasic rocks from the Cayman Trough, Caribbean Sea // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84. P. 2133—2138.
 94. *Elton D.* Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman Rise spreading center // J. Geophys. Res. B. 1987. Vol. 92, N 1. P. 658—682.
 95. *Epp D.E., Grim P.J., Langseth M.G.* Heat flow in the Caribbean and Gulf of Mexico // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. P. 5655—5669.
 96. *Erickson A.J., Helsley C.E., Simmons G.* Heat flow and continuous seismic profiles in the Cayman trough and Yucatan basin // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83. P. 1241—1260.
 97. *Ewing M., Antoine J.* New seismic data concerning sediments and diapiric structures in Sigsbee Deep and upper continental slope of the Gulf of Mexico // Bull. AAPG. 1966. Vol. 50. P. 479—493.
 98. *Ewing J., Antoine J., Ewing M.* Geophysical measurements in the western Caribbean Sea and in the Gulf of Mexico // J. Geophys. Res. 1960. Vol. 65. P. 4087—4126.
 99. *Ewing M., Worzel J.L., Ericson D.B., Neezen B.C.* Geophysical and geological investigations in the Gulf of Mexico // Geophysics. 1955. Vol. 20. P. 233—245.
 100. *Ewing J.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1968. Vol. 1. 672 p.
 101. *Fairhall A.W.* Concerning the source of the excess ^3He in the sea // Earth and Planet. Sci. Lett. 1969. Vol. 7. P. 249—250.
 102. *Fox P.J., Heezen B.C.* Geology of the Caribbean crust // The ocean basins and margins // Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.; L.: Plenum press, 1975. Vol. 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean. P. 421—466.
 103. *Chosh N., Hall S.A., Casey J.F.* Seafloor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin // Geol. Soc. Amer. Mem. 1984. N 162. P. 65—80.
 104. *Giesel W., Holz A.* Das anomale geothermische Feld in Salzstocken // Kali und Steinsalz. 1970. Bd. 5. S. 272—274.
 105. *Girard D.* Pétrologie de quelques séries spilittiques mésozoïques du domaine caraïbe et des ensembles magmatiques de l'île de Tobago: implications géodynamiques: These 3e cycle. U.B.O. Brest, 1981. 230 p.
 106. *Golden D.C., Chen C.C., Dixon J.B.* Syntesis of a Todorkite // Science. 1986. Vol. 231. P. 717—719.
 107. *Got H., Aloisi J.C., Inoubli H.* et al. Etude structuro-sédimentaire des marges sud et ouest de la Guadeloupe // Géodynamique des Caraïbes: Symp. P.: Ed. Technip., 1985. P. 161—172.
 108. *Hall M.L., Wood C.A.* Volcano-tectonic segmentation of the Northern Andes // Geology. 1985. Vol. 13. P. 203—207.
 109. *Hall S.A., Yeung T.* A study of magnetic anomalies in the Yucatan Basin // Trans. IX Conf. Geol. Caribe. Santo Domingo, 1980. P. 509—517.
 110. *Heezen B.C., Nesteroff W., Rawson M., Freeman-Lynde R.P.* Visual evidence for subduction in the Western Puerto Rico Trench // Géodynamique des Caraïbes: Symp. P.: Ed. Technip, 1985. P. 287—304.
 111. *Holcombe T.L., Vogt P.R., Matthews I.E., Murchison R.R.* Evidence for the sea-floor spreading in the Cayman Trough // Earth and Planet. Sci. Letters. 1973. Vol. 20. P. 357—371.
 112. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1969. Vol. 1. 937 p.
 113. *Ito E., Anderson A.T.* Submarine metamorphism of gabbros from the Mid-Cayman Rise: petrographic and mineralogic constraints of hydrothermal processes at slow-spreading centers // Contrib. Mineral. and Petrol. 1983. Vol. 82. P. 371—388.
 114. *Ito E., Clayton R.N.* Submarine metamorphism of gabbros from the Mid-Cayman Rise: an oxygen isotopic study // Geochim. et cosmochim. acta. 1983. Vol. 47. P. 535—546.
 115. *Jackson T.A.* The geochemistry of Cretaceous andesites and dacites from Jamaica, West Indies // Res. X Conf. Geol. Caribe. Cartagena, 1983. P. 41.
 116. *Jenkins W.J., Clarke W.B.* The distribution of ^3He in the western Atlantic Ocean // Deep. Sea Res. 1976. Vol. 123. P. 481—494.
 117. *Jenkins W.J., Edmond J.M., Corliss J.B.* Excess ^3He and ^4He in Galapagos submarine hydrothermal waters // Nature. 1978. Vol. 272. P. 156—158.
 118. *Jenkins W.J., Rona P.A., Edmond J.M.* Excess ^3He in deep-water over the Mid-Atlantic Ridge at 26°N : evidence of hydrothermal activity // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 49. P. 39—44.
 119. *Jordan T.H.* The present-day motions of the Caribbean plate // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 4433—4440.
 120. *Kaplan I.R., Preley B.J.* Interstitial water chemistry // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. Print. off., 1969. Vol. 1. P. 411—414.
 121. *Khudoley K.M., Meyerhoff A.A.* Paleogeography and geological history of the Greater Antilles // Geol. Soc. Amer. Mem. 1971. N 129. P. 1—200.
 122. *Klaver G.T.* The Curacao Lava formation: an ophiolitic analogue of the anomalous thick layer 2B of the Mid-Cretaceous oceanic plateaus in the Western Pacific and Central Caribbean // GUA Pap. Geol. (Neth.). Ser. 1. 1987. N 27. P. 1—168.
 123. *Kriukov P.A., Manheim F.T.* Extraction and investigative techniques for study of unconsolidated sediments: a review // The dynamic environment of the ocean floor. Lexington:

- Lexington Books; Toronto: Heath, 1982. P. 3—26.
124. *Lamethe Parneix D.* La centrale geothermique de Bouillant // *Geotherm. actual.* 1984. N 4. P. 49—52.
 125. *Langseth M., Hobart M.* Interpretation of heat flow measurements in the Vema fracture zone // *J. Geophys. Res.* 1974. Vol. 3, N 5. P. 241—244.
 126. *Leclère-Vanhoeve A., Stephan J.F.* Evolution géodynamique des Caraïbes dans le système points chauds // *Géodynamique des Caraïbes: Symp. P.: Ed. Technip., 1985. P. 21—34.*
 127. *Lewis J.F., Harper C.T., Kemp A.W., Stipp J.J.* Potassium-Argon retention ages of some Cretaceous rocks from Jamaica // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84. P. 335—340.
 128. *Lupton J.E.* Helium-3 in the Guaymas Basin: evidence for injection of mantle volatiles in the Gulf of California // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 7446—7452.
 129. *Lupton J.E.* Terrestrial inert gases: isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1983. Vol. 11. P. 371—414.
 130. *Lupton J.E., Weiss R.F., Craig H.* Mantle helium in the Red Sea brines // *Nature.* 1977. Vol. 266. P. 244—246.
 131. *MacDonald K.C., Holcombe T.E.* Inversion of magnetic anomalies and sea-floor spreading in the Cayman Trough // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 40. P. 407—414.
 132. *Malcolm F.L.* Microstructures of the Cayman Trough gabbros // *J. Geol.* 1981. Vol. 89. P. 675—688.
 133. *Malfait B.T., Dinnelman M.G.* Circum-Caribbean tectonic and the evolution of the Caribbean plate // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83. P. 251—272.
 134. *Mammerickx J., Klitgord P.* Northern East-Pacific Rise: evolution from 25 m.y. B.P. to the Present // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. P. 6751—6759.
 135. *Manheim F.T., Sayles F.L.* Interstitial water studies on small core samples deep-sea drilling project // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1969. Vol. 1. P. 403—410.
 136. *Manheim F.T., Sayles F.L., Waterman L.S.* Interstitial water studies on small core samples // *Ibid.* 1973. Vol. 10. P. 615—623.
 137. *Mann P., Burke K.* Neotectonics of the Caribbean // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1984. Vol. 22. P. 309—362.
 138. *Masclé A., Cazes M., Le Quellec P.* Structure des marges et bassins caraïbes: une revue // *Géodynamique des Caraïbes: Symp. P.: Ed. Technip., 1985. P. 1—20.*
 139. *Mattson P.H.* Puerto Rico, Virgin Islands // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1973. Vol. 4. P. 639—661.
 140. *Maurasse F., Husler J., Georges G.* et al. Upraised Caribbean seafloor below acoustic reflector "B" at the Southern Peninsula of Haiti // *Geol. en mijnbouw.* 1979. Vol. 58. P. 71—83.
 141. *Maury R.C., Westbrook G.K., Baker P.E.* et al. Geology of the Lesser Antilles // *The geology of North America.* 1989. Vol. H: The Caribbean region.
 142. *Maury R.C., Westercamp D.* Variations chronologiques et spatiales des basaltes Neogenes des Petites Antilles. Implications sur l'évolution de l'arc // *Géodynamique des Caraïbes: Symp. P.: Ed. Technip., 1985. P. 77—89.*
 143. *McLellan H.J., Nowlin W.D.* Gulf of Mexico deep wares // *J. Mar. Res.* 1963. Vol. 21. P. 233—245.
 144. *Mercier de Lépinay B., Mauffret A., Jany I.* et al. Une collision oblique sur la bordure nord-Caraïbe à la jonction entre la ride de Beata et la fosse de Muertos // *C.r. Acad. sci. Ser. II.* 1988. Vol. 307. P. 1289—1296.
 145. *Merlivat L., Chantal A., Philippe J.-B.* Distribution des isotopes de l'hydrogene, de l'oxygene et de l'hélium dans les sources hydrothermales sous-marines de la ride Est-Pacifique, à 13°N // *Ibid.* 1984. Vol. 299. P. 1191—1196.
 146. *Millan G., Somin M.* Reference quoted, without title: Butterlin J. Progresos recientes en el conocimiento de la evolución geodinámica de las Antillas // Butterlin J. *Géologie structurale de la région des Caraïbes (Mexique, Amérique Centrale. Antilles et Cordillere Caraïbe).* P.: Masson, 1977. P. 271—286.
 147. *Moberly R., Campbell J.F.* Hawaiian hotspot volcanism mainly during geomagnetic normal intervals // *Geology.* 1984. Vol. 12. P. 459—463.
 148. *Molnar P., Sykes L.R.* Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 80. P. 1639—1684.
 149. *Montadert L., Sigal J., Biju-Duval B.* et al. Précisions sur la stratigraphie des séries crétacées et la tectonique néogène de la Jamaïque // *Géodynamique des Caraïbes: Symp. P.: Ed. Technip., 1985. P. 419—426.*
 150. *Moussa M.T., Seigle G.A., Meyerhoff A.A., Taner I.* The Quebradillas Limestone (Miocene—Pliocene), northern Puerto Rico, and tectonics of the northeastern Caribbean margin // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1987. Vol. 99. P. 427—439.
 151. *Perfit M.R.* Petrology and geochemistry of mafic rocks from Cayman Trench: evidence for spreading // *Geology.* 1977. Vol. 5. P. 105—110.
 152. *Perfit M.R., Heezen B.C.* The geology and evolution of the Cayman Trench // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1978. Vol. 89. P. 1155—1174.
 153. *Pindell J.L., Cande S.C., Pitman W.C.* et al. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 154. P. 89—118.
 154. *Pindell J., Dewey J.F.* Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico // *Tectonics.* 1982. Vol. 1. P. 179—211.
 155. *Poreda R., Craig H.* Helium and neon in oceanic volcanic rocks // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1979. Vol. 60. P. 969.
 156. *Presley B.J., Kaplan I.R.* Interstitial water chemistry // Initial report of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1970. Vol. 4. P. 415—430.

157. *Pujos A.* Mise en place de la circulation au Pacifique central équatorial et des assemblages des nanofossiles calcaires au Néogène (Leg DSDP 85). II: Influence de l'émergence de l'isthme de Panama, entre 7 et 2 Ma // *Bull. Soc. géol. France.* 1987. Vol. 3. P. 731—736.
158. *Restrepo J.J., Toussaint J.F.* Terranes and continental accretion in the Colombian Andes // *Episodes.* 1988. Vol. 11. P. 189—193.
159. *Rona P.A., Harrison R.N., Bassinger B.C.* et al. Tectonic fabric and hydrothermal activity of Mid-Atlantic Ridge crest (lat 26° N) // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1986. Vol. 87. P. 661—674.
160. *Rosencrantz E., Sclater J.G.* Depth and age in the Cayman Trough // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol. 79. P. 133—144.
161. *Santamaria G., Schubert C.* Geochemistry and geochronology of the Southern Caribbean — Northern Venezuela plate boundary // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 7. P. 1085—1098.
162. *Sayles F.L., Manheim F.T., Cham K.M.* Interstitial water on small core samples // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1970. Vol. 4. P. 401—414.
163. *Schlager W., Buffler R.T.* Scientific party of DSDP Leg 77. Early history of the south-eastern Gulf of Mexico // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1984. Vol. 95. P. 226—236.
164. *Sclater J.G., Parsons B., Jaupart C.* Ocean and continents: similarities and differences in the mechanisms of heat loss // *J. Geophys. Res.* B. 1981. Vol. 86, N 9. P. 11535—11552.
165. *Scott R.B., Kroenke L.* Periodicity of remnant arcs and back-arc basins of the South Philippine Sea // *Oceanol. acta: (Proc. XXVI Intern. Geol. Congr., Paris, 1980): Geol. Continent. Margin Symp. P., 1981. P. 193—202.*
166. *Simkin T., Siebert L., McClelland L.* et al. Volcanoes of the World. A regional directory, gazetteer, and chronology of volcanism during the last 10000 years. Pa.: Hutchinson, Ross, 1981. 233 p.
167. *Stephan J.F.* Evolution géodynamique du Domaine Caraïbe, Andes et Chaîne Caraïbe sur la Transversale de Barquisimeto (Venezuela): *These D. Sci. P., 1982. 512 p.*
168. *Stephan J.F., Blanchet R., Mercier de Lépinay B.* Les festons Nord— et Sud-Caraïbes (Hispaniola—Porto Rico; Panama et Colombie—Venezuela): des pseudo-subductions induites par le raccourcissement est-ouest du bati continental péri-Caraïbe // *Géodynamique des Caraïbes: Symp. P.: Ed. Technip., 1985. P. 35—51.*
169. *Stroub J.B., Fox P.J.* Geologic investigations in the Cayman Trough: evidence for the thin oceanic crust along the Mid-Cayman Rise // *J. Geol.* 1981. Vol. 89. P. 395—420.
170. *Sturges W.* Water characteristics of the Caribbean Sea // *J. Mar. Res.* 1965. Vol. 23. P. 147—162.
171. *Talwani M., Stoffa P., Buhl P.* et al. Seismic multichannel toward arrays in the exploration of the oceanic crust // *Tectonophysics.* 1982. Vol. 81. P. 273—300.
172. *Tazieff H.* La Soufriere et autres volcans. P.: Flammarion, 1978. 238 p.
173. *Top Z., Clarke W.B., Eismoud W.C., Jones E.P.* Rachogenic helium in Bafin bay bottom water // *J. Mar. Res.* 1980. Vol. 38. P. 435—452.
174. *Uchupi E.* Eastern Yucatan continental margin and Western Caribbean tectonics // *Bull. AAPG.* 1973. Vol. 57. P. 801—832.
175. *Uchupi E.* Physiography of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea // *The ocean basins and margins / Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.; L.: Plenum press, 1975. Vol. 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean. P. 1—64.*
176. *Vila J.M.* Observations sur le Paléogène de la Sierra Maestra, pres de Santiago de Cuba // *X Réunion Annu. Sci. de la Terre. Bordeaux, 1984. P. 544.*
177. *Wadge G.* Comparison of volcanic production rates and subduction rates in the Lesser Antilles and Central America // *Geology.* 1984. Vol. 12. P. 555—558.
178. *Wadge G., Burke K.* Neogene Caribbean plate rotation and associated Central American tectonic evolution // *Tectonics.* 1983. Vol. 2. P. 633—643.
179. *Wadge G., Jackson T.A., Isaacs M.C., Smith T.E.* The ophiolitic Bath—Dundrobin Formation, Jamaica: significance for Cretaceous plate margin evolution in the North—Western Caribbean // *J. Geol. Soc. London.* 1982. Vol. 139. P. 321—333.
180. *Wadge G., Shepherd J.B.* Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 71. P. 297—304.
181. *Watanabe T., Langseth M.G., Andersen R.* Heat flow in backarc basins of the Western Pacific // *Island arcs deep sea trenches and back-arc basin. Wash. (D.C.): AEU, 1977. P. 10—27.*
182. *Weiss R.F.* Helium isotope effect in solution in water and seawater // *Science.* 1970. Vol. 168. P. 247—248.
183. *Weiss R.F.* Solubility of helium and neon in water and seawater // *J. Chem. and Eng. Data.* 1971. Vol. 16. P. 235—241.
184. *Welhan J.A., Craig H.* Methane and hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids // *Geophys. Res. Lett.* 1979. Vol. 6. P. 829—831.
185. *Westbrook G.K., Mascle A., Biju-Duval B.* Geophysics and structure of the Lesser Antilles forearc // *Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1984. Vol. 78. P. 23—38.*
186. *Westercamp D.* Magma generation in the Lesser Antilles: geological constraints // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 149. P. 145—163.
187. *Worthington L.V.* Recent oceanographic measurements in the Caribbean Sea // *Deep-Sea Res.* 1966. Vol. 13. P. 731—739.
188. *Worzel J.L.* et al. Initial report of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 10. 748 p.
189. *Wüst G.* On the stratification and the circulation in the cold water sphere of the Antillean-Caribbean basins // *Deep-Sea Res.* 1963. Vol. 10. P. 165—187.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. В.И. Кононов	3
Глава первая	
Тектоническая эволюция Карибского региона. Ф. Буисс	8
Глава вторая	
Методика исследований. В.И. Кононов, В.И. Дворов, В.П. Зверев, В.И. Падучих, Б.Г. Поляк, И.Н. Толстихин, М.Д. Хуторской, О.В. Августыняк, Д.Б. Богатырев, В.Г. Матвеев, Н.В. Поршнев, А.И. Вознесенский, А.А. Рот, И.Л. Симонов, Т.А. Прилуцкая	25
Глава третья	
Полигон Кампече	
Введение. <i>А.И. Вознесенский</i>	48
Рельеф дна. <i>В.П. Зверев, В.П. Зинкевич</i>	50
Сейсмогеологический разрез дна. <i>В.И. Падучих</i>	52
Геологические исследования. <i>А.И. Вознесенский, Э.П. Радионова</i>	56
Гидрогеохимические исследования. <i>В.И. Дворов, В.П. Зверев, В.И. Кононов, Н.В. Поршнев</i>	61
Геотермические исследования. <i>М.Д. Хуторской, Б.Г. Поляк, В.И. Кононов, Р. Фернандес</i>	66
Глава четвертая	
Полигон Юкатан	
Введение. <i>М.Д. Хуторской</i>	74
Рельеф дна. <i>В.П. Зверев, В.П. Зинкевич</i>	76
Сейсмогеологический разрез дна. <i>В.И. Падучих, М.Д. Хуторской</i>	78
Геологические исследования. <i>А.И. Вознесенский, М.Е. Былинская, Д.И. Кудряцев, Э.П. Радионова</i>	82
Гидрогеохимические исследования. <i>Д.В. Гричук, В.И. Дворов, В.П. Зверев, В.И. Кононов, Н.В. Поршнев</i>	85
Геотермические исследования. <i>М.Д. Хуторской, Б.Г. Поляк, В.И. Кононов, Р. Фернандес</i>	92
Глава пятая	
Полигон Кайман	
Введение. <i>В.П. Зинкевич</i>	98
Рельеф дна. <i>В.П. Зинкевич</i>	100
Сейсмогеологический разрез дна. <i>В.И. Падучих</i>	103
Геологические исследования. <i>В.П. Зинкевич, Д.И. Кудряцев, А.И. Вознесенский, Э.П. Радионова, М.Е. Былинская</i>	108
Гидрогеохимические исследования. <i>В.И. Дворов, В.П. Зверев, В.И. Кононов, Н.В. Поршнев</i>	117
Геотермические исследования. <i>М.Д. Хуторской, Б.Г. Поляк</i>	122
Глава шестая	
Полигон Гваделупа	
Введение. <i>Ф. Буисс, Б.Г. Поляк</i>	124
Рельеф дна. <i>В.П. Зверев</i>	127
Сейсмогеологический разрез дна. <i>В.И. Падучих, Б.Г. Поляк</i>	127
Геологические исследования. <i>Г.Ю. Бутузова, А.И. Вознесенский, М.Е. Былинская, Э.П. Радионова</i>	133
Геотермические исследования. <i>Б.Г. Поляк, М.Д. Хуторской</i>	144
Гидрогеохимические исследования. <i>Д.В. Гричук, В.И. Дворов, В.П. Зверев, В.И. Кононов, А. Крию, Б.Г. Поляк, Н.В. Поршнев, И.Н. Толстихин</i>	157
Глава седьмая	
Комплексная характеристика Карибско-Мексиканского региона: литология, гидрогеохимия, геотермия. В.И. Кононов, А.И. Вознесенский, В.П. Зверев, В.П. Зинкевич, Б.Г. Поляк, М.Д. Хуторской	169
Литература	185
	191

CONTENTS

Foreword. <i>V.I. Kononov</i>	3
Chapter one	
Tectonic evolution on the Caribbean region. <i>Ph. Bouysse</i>	8
Chapter two	
Research technique. <i>V.I. Kononov, V.I. Dvorov, V.P. Zverev, V.I. Paduchikh, B.G. Polak, I.N. Tolstikhin, M.D. Khutorskoy, O.V. Avgustynyak, D.B. Bogatyrev, V.G. Matveev, N.V. Porshnev, A.I. Voznesensky, A.A. Rot, I.L. Simonov, T.A. Prilutskaya</i>	25
Chapter three	
Campeche polygon	
Introduction. <i>A.I. Voznesensky</i>	48
Bottom topography. <i>V.P. Zverev, V.P. Zinkevich</i>	50
Seismic profiling. <i>V.I. Paduchikh</i>	52
Geological studies. <i>A.I. Voznesensky, E.P. Radionova</i>	56
Hydrochemical studies. <i>V.I. Dvorov, V.P. Zverev, V.I. Kononov, N.V. Porshnev</i>	61
Geothermal studies. <i>M.D. Khutorskoy, B.G. Polak, V.I. Kononov, R. Fernandez</i>	66
Chapter four	
Yucatan polygon	
Introduction. <i>M.D. Khutorskoy</i>	74
Bottom topography. <i>V.P. Zverev, V.P. Zinkevich</i>	76
Seismic profiling. <i>V.I. Paduchikh, M.D. Khutorskoy</i>	78
Geological studies. <i>A.I. Voznesensky, M.E. Bylinskaya, D.I. Kudryavtsev, E.P. Radionova</i>	82
Hydrochemical studies. <i>D.V. Grichuk, V.I. Dvorov, V.P. Zverev, V.I. Kononov, N.V. Porshnev</i>	85
Geothermal studies. <i>M.D. Khutorskoy, B.G. Polak, V.I. Kononov, R. Fernandez</i>	92
Chapter five	
Cayman polygon	
Introduction. <i>V.P. Zinkevich</i>	98
Bottom topography. <i>V.P. Zinkevich</i>	100
Seismic profiling. <i>V.I. Paduchikh</i>	103
Geological studies. <i>V.P. Zinkevich, D.I. Kudryavtsev, A.I. Voznesensky, E.P. Radionova, M.E. Bylinskaya</i> ..	108
Hydrochemical studies. <i>V.I. Dvorov, V.P. Zverev, V.I. Kononov, N.V. Porshnev</i>	117
Geothermal studies. <i>M.D. Khutorskoy, B.G. Polak</i>	122
Chapter six	
Guadeloupe polygon	
Introduction. <i>Ph. Bouysse, B.G. Polak</i>	124
Bottom topography. <i>V.P. Zverev</i>	127
Seismic profiling. <i>V.I. Paduchikh, B.G. Polak</i>	127
Geological studies. <i>G. Yu. Butusova, A.I. Voznesensky, M.E. Bylinskaya, E.P. Radionova</i>	133
Geothermal studies. <i>B.G. Polak, M.D. Khutorskoy</i>	144
Hydrochemical studies. <i>D.V. Grichuk, V.I. Dvorov, V.P. Zverev, V.I. Kononov, A. Criaud, B.G. Polak, N.V. Porshnev, I.N. Tolstikhin</i>	157
Chapter seven	
Complex characteristic of the Caribbean-Mexican region: Lithology, hydrochemistry, geothermy. <i>V.I. Kononov, A.I. Voznesensky, V.P. Zverev, V.P. Zinkevich, B.G. Polak, M.D. Khutorskoy</i>	169
References	185

Научное издание

Кошов Владимир Иванович,
Зверев Валентин Петрович,
Хуторской Михаил Давыдович и др.

**ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ
И ОСАДОЧНЫЙ ПРОЦЕСС
В КАРИБСКО-МЕКСИКАНСКОМ РЕГИОНЕ**

Труды, вып. 448

*Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР*

Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*
Технический редактор *И.И. Джиоева*
Корректор *Л.М. Сахарова*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 46923

Подписано к печати 14.06.90. Т — 09323
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная N 1

Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл.печ.л. 15,6 + 2,0 вкл.

Усл.кр.-отт. 18,1. Уч.-изд.л. 20,5

Тираж 600 экз. Тип. зак. 334

Цена 3р. 60 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-линия, 12

