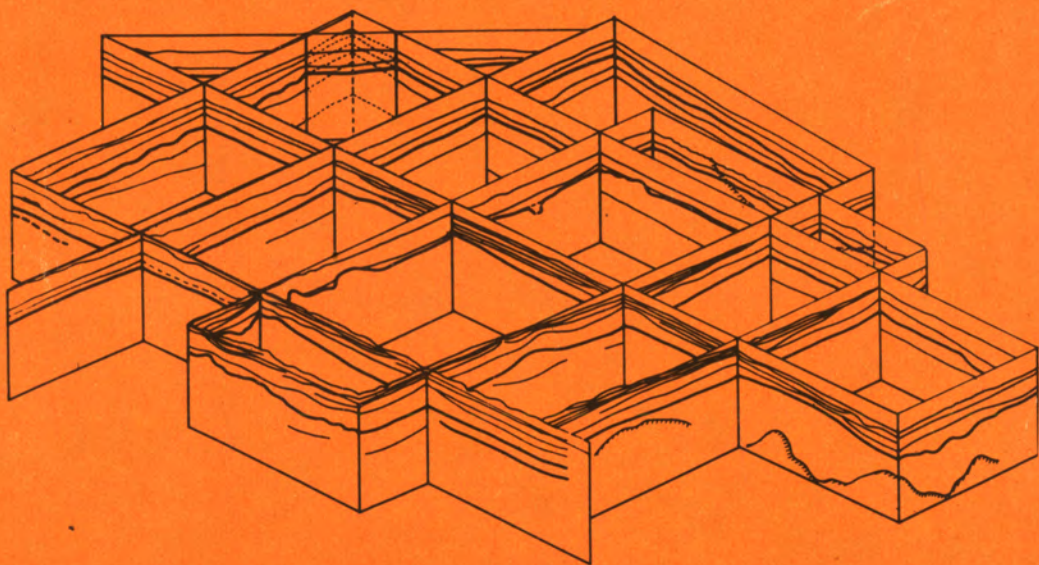




СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ



· НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

Труды ГИН, вып. 449

ОСНОВАНЫ В 1932 ГОДУ



МОСКВА
"НАУКА"
1990

АВТОРЫ:

М.П. АНТИПОВ, В.В. ЕРЕМЕЕВ, С.М. ЖАРКОВ, В.Я. КОЖЕНОВ, И.И. ПОСПЕЛОВ,
В.Я. ТРОЦЮК, Ю.М. БЕРЛИН, А.М. БОЛЬШАКОВ, В.А. ГОРЧИЛИН,
И.М. ГОСТИНОПОЛЬСКАЯ, А.В. ЕГОРОВ, М.М. МАРИНА, Т.Г. ЧЕРНОВА

УДК 551.24

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

STRUCTURE OF THE SEDIMENTARY COVER IN CENTRAL ATLANTIC

Transactions, vol. 449

Строение осадочного чехла Центральной Атлантики / М.П. Антипов, В.В. Еремеев, С.М. Жарков и др. — М.: Наука, 1990. — 144 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 449). — ISBN 5-02-002088-5

Монография представляет собой обобщение результатов комплексных геолого-геофизических исследований строения осадочного чехла различных участков дна в центральных частях Атлантического океана, выполненных во 2-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов". Приводятся материалы по геоморфологии и литологии дистальных частей конусов выноса крупных рек гвианского побережья Южной Америки. На основе детальных сейсмостратиграфических исследований дается сравнительная характеристика структур осадочного чехла подножия континентального склона Западной и Восточной Атлантики. Впервые анализируются формы залегания, структуры и изменения мощностей слоев осадочного чехла различных частей Срединно-Атлантического хребта.

Табл. 11. Ил. 47. Библиогр.: 55 назв.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев* (главный редактор),
В.Г. Гербова, член-корреспондент АН СССР *А.Л. Книппер*, *В.А. Крашенинников*

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук *А.Е. Шлезингер*

Рецензенты: *Н.В. Ренгартен*, *И.П. Басов*

Редактор *М.А. Яценко*

Editorial Board:

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

(Editor-in-Chief),

V.G. Gerbova, Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR *A.L. Knipper*, *V.A. Krashennnikov*

Responsible Editor

doctor of geology and mineralogy sciences *A.E. Shlezinger*

С $\frac{1804070000-178}{042(02)-90}$ 453-90 II полугодие

© Издательство "Наука", 1990

ISBN 5-02-002088-5

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие накоплен огромный фактический материал по региональным исследованиям в Мировом океане, включающим глубоководное бурение, геофизические и геохимические профили через океаны, драгирование склонов подводных хребтов и гор, изучение металлоносных осадков, железомарганцевых и фосфоритовых конкреций и многие другие. Исследования некоторых рейсов носили характер узкоспециализированный — петрографический, литологический или геофизический.

В настоящее время возникла острая необходимость всестороннего изучения различных участков Мирового океана с помощью использования всех современных методов геологической науки — геоморфологических, геофизических, петрографических, литологических, стратиграфических, геохимических и сопоставления результатов с результатами геологических исследований на континентах.

Геологический институт АН СССР проводит научные исследования по проектам "Седимент" и "Литос", направленные на изучение состава и структуры первого осадочного и второго вулканогенно-осадочного слоев океанической коры, а также принимает участие в программе "Акванефть". В соответствии с планом проведения научно-исследовательских экспедиций по изучению и освоению Мирового океана на 1985 г. программа 2-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" была направлена на изучение строения дна Центральной Атлантики (Гвианская котловина, западные окраины срединного океанического хребта и Канарская котловина). В задачи рейса входило:

— выяснить строение, состав и возраст пород в краевых частях конуса выноса р. Ориноко и установить характер взаимоотношений пелагических осадков внутренних районов океана и терригенного материала, выносимого поверхностными стоками;

— провести детальные сейсмические работы для определения оптимальных режимов регистрации сейсмических волн в условиях конусов выноса;

— провести детальные литолого-фациальные и минералого-петрографические исследования осадочных образований конуса выноса р. Ориноко в связи с их возможной нефтегазоносностью;

— получить количественные данные об интенсивности и суммарной масштабности аккумуляции жидких и газообразных углеводородов в условиях подводного осадочного бассейна в районе конуса выноса р. Ориноко;

— выявить основные характеристики состава и интенсивности движения флюидных потоков и осуществить их корреляцию с первичными и вторичными геолого-геохимическими параметрами придонной среды;

— изучить состав и возраст пород абиссальной равнины и краевых частей срединного хребта, характер распространения сепиолит-палыгорскитовой ассоциации и цеолитов в пределах конуса выноса р. Ориноко;

— изучить распределение концентрированного и рассеянного органического вещества, а также газов в осадках конуса выноса р. Ориноко;

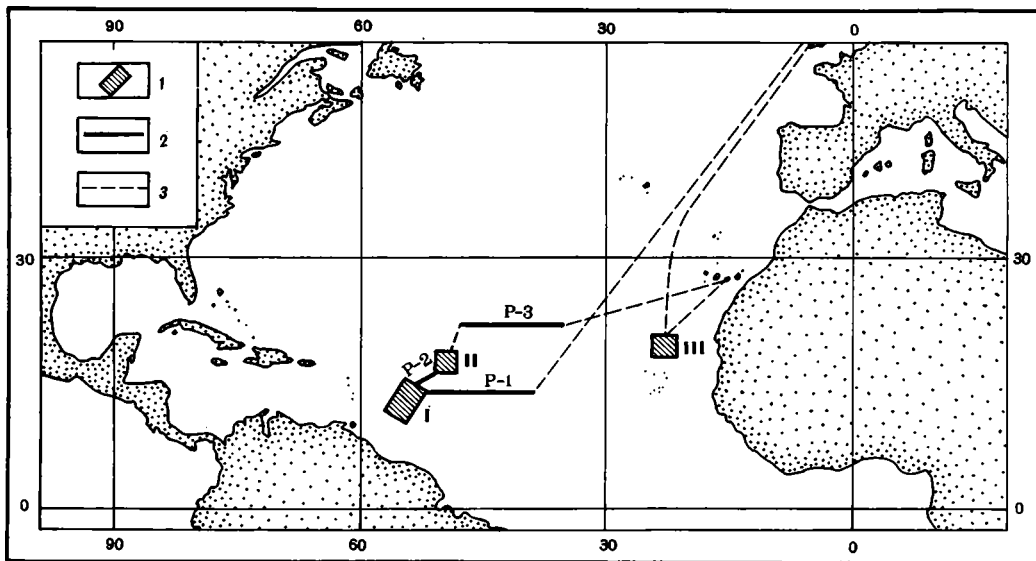


Рис. 1. Схема расположения районов исследования во 2-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов"

1 — полигоны исследования и их номера; 2 — региональные сейсмические профили и их номера; 3 — маршрутные батиметрические исследования

— провести батиметрическую съемку по маршруту и на полигонах с использованием многолучевого эхолота "Холминг".

Исследования по утвержденной программе рейса проводились по двум региональным профилям, пересекающим срединный океанический хребет, и на трех полигонах. Профиль, проходящий по широте 13° , был начат в южной части Зеленомысской котловины ($41^\circ 30'$ з.д.) и закончен на долготе 55° з.д. Региональный профиль по широте 22° с.ш. ограничен меридианами 48 и 43° з.д. Площадные геофизические работы проводились на трех полигонах. Первый полигон расположен к северо-востоку от гвианского побережья Южной Америки, с запада и юга он ограничен линиями 200-мильных экономических зон Барбадоса и Гвианы, северная граница проходит по параллели 12° с.ш., а восточная — по меридиану 54° з.д. Второй полигон охватывает западные остроги Срединно-Атлантического хребта в зоне разлома Зеленого мыса. Он представляет собой прямоугольник, ограниченный с севера и юга параллелями с широтой $15^\circ 42'$ и $14^\circ 30'$ с.ш., а с востока и запада меридианами $49^\circ 45'$ и $51^\circ 45'$ з.д. Третий полигон расположен у подножия материкового склона Африки в районе Западной Сахары, его координаты $23^\circ 00'$ с.ш. и $22^\circ 00'$ с.ш., $20^\circ 00'$ з.д. и $22^\circ 00'$ з.д. (рис. 1).

ЧАСТЬ I

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ГВИАНСКОЙ КОТЛОВИНЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА ПОЛИГОНА I

Полигон I (240×120 миль) охватывает участок океанического дна и подножия континентального склона Южной Америки (средние отметки глубины дна около 4,5 км), располагающегося в 100—120 милях от юго-западной границы полигона I (в пределах экономической 200-мильной зоны Гвианы). Полоса склона протягивается примерно параллельно линии гвианского побережья, а приблизительно на широте г. Джорджтаун резко поворачивает на север. Еще более резкий поворот простирания континентального склона наблюдается в районе 9—10° с.ш. Отсюда полоса склона вновь прослеживается параллельно побережью Южно-Американского континента. Таким образом, на широте Гайаны и Суринама Южно-Американский древний кратон резким уступом, имеющим северо-северо-восточное простирание, вдается в океаническую область Атлантики. Указанный выступ хорошо выражен в рельефе (известен в литературе как поднятие Демерера) и как бы вдается в "нишу" океанического дна (рис. 2).

Подводный рельеф полигона I отличается слабой расчлененностью. На плавно поднимающейся в сторону континента поверхности дна выделяются формы рельефа более высокого порядка. Как правило, это подводные каньоны глубиной в первые десятки метров и шириной в первые сотни метров (до 1 км), постепенно исчезающие на пространствах абиссальной равнины. Гораздо реже встречаются положительные формы рельефа с амплитудой в первые десятки метров, генезис которых не вполне ясен. Возможно, что своим появлением они обязаны глиняному диапиризму. Поверхность дна в пределах полигона I покрыта сплошным чехлом пологозалегающих осадков первого океанического слоя. Их мощность достигает 1—4,5 км.

Полигон I располагается в пределах океанической плиты, вулканогенно-осадочный (второй) слой которой был сформирован в палеоцене—эоцене. Исходя из этого можно сделать вывод, что возраст отложений, участвующих в строении осадочного чехла, не может быть древнее олигоцена. Другими словами, осадочный чехол района сформировался в олигоцен-четвертичное время.

Основным источником обломочного материала в мезозое и кайнозое был Южно-Американский континент. Терригенный материал выносился реками, в число которых входит и одна из крупнейших водных артерий Южной Америки — р. Ориноко. Пожалуй, не будет преувеличением сказать, что львиная доля терригенных осадков, участвующих в строении олигоцен-четвертичного чехла, океанических площадей, примыкающих к атлантическому побережью Венесуэлы и Гайаны, была доставлена водами рек Ориноко, Корантейн, Эссекибо.

В этой связи полезно рассмотреть тектоническое строение бассейна р. Ориноко и кратко охарактеризовать историю развития северо-восточной окраины Южно-Американского континента в мезозое и кайнозое.

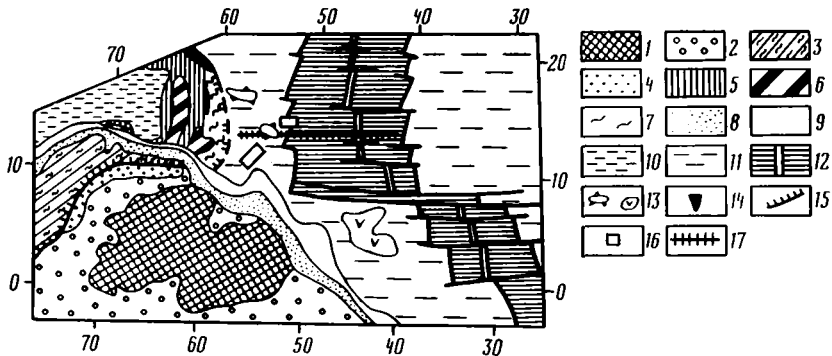


Рис. 2. Тектоническая схема западной части Центральной Атлантики и окружающей суши (по: "Тектоническая карта мира", масштаб 1:45 000 000, 1982 г.)

1 — докембрийские образования Гвианского щита (Южная Америка) и Африканской плиты; 2 — области распространения фанерозойского платформенного чехла; 3 — мезозойско-кайнозойские покровно-складчатые образования Колумбийских и Венесуэльских Анд; 4 — краевые прогибы; 5 — кайнозойские структуры островных дуг; 6 — межгорные впадины; 7 — кайнозойские покровно-складчатые образования Барбадосского подводного хребта (аккреционная призма); 8 — области шельфа; 9 — области континентального склона; 10 — впадины окраинных морей; 11 — абиссальная равнина океана; 12 — Срединно-Атлантический хребет и его осевая долина; 13 — подводные горные возвышенности вулканического и (или) не выясненного происхождения; 14 — глубоководный желоб; 15 — надвиги и шарьяжи; 16, 17 — районы работ (16) и региональные профили НСП (17) 2-го рейса НИС "Академик Николай Страхов"

Долина р. Ориноко в ее нижнем и среднем течении имеет субширотную ориентировку и приурочена к южному крылу прогиба Ориноко (или Восточно-Венесуэльского прогиба). Он располагается на границе двух основных структурных элементов Южно-Американского континента: Южно-Американской древней платформы и альпийского горного складчато-глыбового сооружения Анд. Прогиб Ориноко отделяет друг от друга части этих мегаструктур: Гвианский щит на юге и покровно-складчатое сооружение Карибских Анд (Карибских цепей).

В строении Гвианского щита участвуют несколько комплексов метаморфизованных образований докембрия. Наиболее древним является комплекс парагнейсов, чарнокитов, амфиболитов, кварцитов, гранулитов-метаморфизованных основных лав, известный в Гайане под названием серии Кануну. По радиометрическим данным, возраст этого комплекса оценивается в 3700—4000 млн лет, т.е. как раннеархейский, а возможно, и катархейский. Выше он перекрывается верхнеархейским (2600—2500 млн лет) комплексом зеленокаменноизмененных подводных лав от основного до кислого состава с преобладанием андезитов. В нижней части комплекса господствуют глубокометаморфизованные гнейсы, кварциты, сланцы, а также гондиты и итабериты — разности кварцитов, содержащие в обилии минералы марганца и железа. Весьма показательно, что железорудные месторождения, связанные с этими образованиями, располагаются на побережье низовьев р. Ориноко. Третий комплекс метаморфических образований докембрия, завершающий ряд геосинклинальных формаций Гвианского щита, относится к нижней половине нижнего протерозоя. В его составе также преобладают вулканогенные породы, однако степень их метаморфизма падает до зеленосланцевой. Возраст этих образований, по радиометрическим данным, около 2 млрд лет. На рубеже 1800 — 1900 млн лет все перечисленные комплексы испытали завершающую складчатость и были прорваны гранитоидами. Этот рубеж в общепланетарном масштабе совпадает с карельской (гудзонской — для Северной Америки) эпохой диастрофизма.

Переход к платформенному этапу развития в пределах Гвианского щита был ознаменован накоплением нижнерифейской серии Рораима, в сложении которой участвуют красные и светло-серые кварциты, кварцевые песчаники и конгломераты с подчиненными прослоями аргиллитов и силицитов. Серия Рораима интродуцирована силлами долеритов, возраст которых определен калий-аргоновым методом в 1700 млн лет. Таким образом, на рубеже 1800—1900 млн лет для большей части Гвианского щита окончательно завершилось геосинклинальное развитие. В последующее время отмечаются лишь незначительные проявления преимущественно гранитоидного магматизма, датируемые приблизительно 1300, 1200 и 1100 млн лет, которые, вероятно, синхронны готскому и гренвильскому этапам общепланетарного диастрофизма.

Гвианский щит окаймляется со стороны Анд и со стороны Атлантического океана зонами перикратонных опусканий — перигеосинклинальной Приандийской на западе и периокеанической Приатлантической на востоке. Оринокский перикратонный прогиб располагается в области их стыка и поэтому в нем сочетаются черты строения и развития обеих зон.

Развитие Приандийской перикратонной зоны началось в позднепротерозойско-кембрийское время и продолжалось с перерывами в течение среднего и позднего палеозоя. В мезозое и палеогене в связи с герцинскими и альпийскими движениями в Андийской геосинклинали прогибание вдоль западной границы Южно-Американской платформы прекратилось и возобновилось лишь в неогене.

Заложение Приатлантической перикратонной зоны, которая в виде прерывистой (только на суше) сравнительно узкой полосы прослеживается вдоль всего побережья Южно-Американского континента от устья р. Ориноко в Венесуэле до эстуария р. Ла-Платы в Уругвае, относится к самому концу юрского периода и непосредственно связано с раскрытием Атлантического океана. Результатом этого процесса являются юрско-меловые грабены, расположенные вдоль бразильского побережья Атлантики и выполненные титонскими солоноватоводными и меловыми морскими и лагунными терригенными осадками значительной мощности (около 5—6 км).

Меловой период был временем интенсивных погружений и в северной части Андийской геосинклинали, непосредственно с севера и северо-запада примыкающей к Гвианскому щиту. Поэтому можно говорить, что в меловое время Гвианский щит с запада, севера и востока окаймлялся цепочкой морских сообщающихся между собой бассейнов, испытывавших интенсивное погружение. Естественно, что в эти погружения оказались втянутыми и краевые части Гвианского щита, а именно области, ныне занимаемые прогибами Ориноко, Баринас-Апуре и побережья Гайаны и Суринама. В это время здесь накопились морские карбонатно-терригенные осадки мощностью в первые километры (до 3 км). В прогибе Ориноко последние несогласно перекрывают палеозойские отложения приандийской перикратонной зоны. Мощности меловых отложений в сторону Андийского геосинклинального бассейна возрастают до 6—8 км, в связи с чем северный борт прогиба должен уже рассматриваться как область перехода от платформы к миогеосинклинали. Дальнейшее развитие прогиба Ориноко неразрывно связано с историей формирования альпийского горного складчато-глыбового сооружения Анд, а точнее — крайнего восточного элемента виргации Северных Анд на Южно-Американском материке — Карибских цепей. По особенностям всего развития и структуры последние скорее тяготеют к Антильско-Карибской области, к собственно Северным Андам, от которых отделяются, вероятно, крупным длительно развивающимся (по крайней мере, с юры) глубинным разломом субмеридионального направления. Этот разлом может быть намечен вдоль за-

падного края поднятия Эль-Баул — выступа Гвианского щита, отделяющего передовой прогиб Баринас-Апуре, сопровождающий Восточную Кордильеру Колумбии и Сьерру-де-Мериду, от передового прогиба Ориноко, сопряженного в своем развитии с Карибскими цепями.

Карибские цепи образуют вместе с антиклинорием Тортуга—Маргарива—Тобаго и антиклинорием Подветренных островов, разделенных затопленным морем синклиниорием, южный сегмент Антильско-Карибской геосинклинальной складчатой области.

Карибские цепи представляют собой мегантиклинорий, состоящий из двух антиклинориев: Берегового хребта Венесуэлы—Северного хребта Тринидада и Внутреннего хребта Венесуэлы—Центрального хребта Тринидада, разделенных узким синклиниорием, расширяющимся в заливах Карьяко и Пария. Структура Карибских цепей отличается значительной напряженностью. Общая вергентность направлена к югу, в сторону прогиба Ориноко. На границе с последним протягивается серия кулисообразно подставляющих друг друга довольно пологих надвигов, по которым Карибские цепи надвинуты на внутреннее крыло прогиба.

Древнейшими породами Карибских цепей являются ограниченно распространенные граниты и гнейсы проблематичного возраста (от докембрия до средней юры). Выше залегает толща эпиметаморфических осадочных и вулканогенных пород верхней юры и низов мела, так называемая карибская серия. Среди вулканитов серии доминируют спилитовые базальты и основные пирокласты. Накопление карибской серии завершилось складчатостью, поднятиями и гранитоидным магматизмом. В позднем мелу осадконакопление возобновилось: вновь в нижней части разреза толщи стали преобладать вулканогенные образования, однако уже не метаморфизованные. Выше вулканиты сменились карбонатно-терригенными отложениями. В палеоцене поднятия и складчатость охватили большую часть Карибских цепей и накопление осадков локализовалось в узком передовом прогибе вдоль их южного края, который наложился на северный фланг перикратонного прогиба Ориноко. Осадки этого времени носят флишевый характер и заключаются в Венесуэле и особенно в Тринидаде огромные олистолиты более древних пород, сползшие в бассейн осадконакопления с севера. Окончательное поднятие и складчатость Карибских цепей наступают в конце эоцена. Дальнейшая олигоцен-четвертичная история этого складчатого сооружения сводится к повторным воздыманиям и к образованию наложенных впадин, часть которых продолжает погружаться и накапливать морские осадки и в современную эпоху.

Обращает на себя внимание типичный эвгеосинклинальный характер пород (это преимущественно вулканиты в различной степени метаморфизованные), участвующих в строении складчатого сооружения Карибских цепей, и отсутствие переходной (миогеосинклинальной) зоны между последними и передовым прогибом Ориноко. В то же время к юго-западу в пределах Северных Анд отчетливо выделяется миогеосинклинальная зона, представленная горст-антиклинорием Восточной Кордильеры Колумбии и его виргации — Сьеррой-де-Перихой и Сьеррой-де-Меридой. Это обстоятельство позволило В.Е. Хаину [1971] предположить, что Карибские цепи, отвечающие более внутренней зоне эвгеосинклинального пояса, испытали крупное общее перемещение к югу и перекрыли при этом миогеосинклинальную зону.

Ориноковский прогиб как компенсационный прогиб по отношению к поднятию Карибских цепей окончательно оформился к концу эоцена—началу олигоцена. Сюда с севера начал поступать в обилии обломочный материал. При этом южный борт прогиба, в пределах которого в кайнозойе накопилось 2 км осадков, должен рассматриваться как сохранившая свой первоначальный характер зона перикратонных опусканий. В самом передовом про-

гибе в течение олигоцена—антропогена накопилось до 12 км молассовых осадков (в олигоцене—миоцене — в основном морских, в плиоцене—антропогене — континентальных).

Мощность неоген-антропогеновых отложений, а вместе с тем и глубина погружения фундамента резко возрастают к востоку от поперечного порога, проходящего примерно по меридиану о-ва Тортуга и особенно в дельте р. Ориноко, где мощность одних лишь четвертичных отложений превышает 2 км. Упомянутый порог делит прогиб на две впадины: западную, более мелкую впадину Гуарико и восточную, более глубокую — Мантурин. Внутренний борт прогиба Ориноко, примыкающий к мегантиклинорию Карибских цепей, обычно складчатый. Платформенный борт и зона перикратонных опусканий представляют пологую моноклираль, нарушенной ступенчатыми сбросами.

С запада к площади полигона примыкают структуры Центрально-Барбадосского подводного хребта [Басенцян и др., 1982], которые входят в состав обширной системы Малоанtilьской островной дуги. Она образует самостоятельный сегмент Антильско-Карибской области [Хаин, 1971]. В ее строении выделяются две цепочки небольших островов, вытянутых в меридиональном направлении и венчающих пологий дугообразный подводный хребет. Он протягивается с севера на юг от восточного края Больших Антильских островов до берегов Южной Америки на расстояние свыше 700 км. Севернее Гваделупы он состоит из двух гряд шириной более 100 км. Здесь выделяются Вулканические и Известняковые Карибы. В южном направлении Малоанtilьская дуга сужается до 25—40 км, и в ее строении участвует только западная, внутренняя цепочка островов — Вулканические Карибы. Острова отделяются узкими проливами глубиной от 200 до 1800 м, высота островов достигает 200 м. Острова имеют узкий шельф, постепенно расширяющийся в южном направлении, с неровной поверхностью, склоном. Ширина островного склона достигает 50 км. Со стороны океана дуга ограничена глубоководным желобом Пуэрто-Рико, который в южном направлении теряет выраженность в рельефе, и на его простирании располагается Центрально-Барбадосский подводный хребет (Барбадосская система подводных хребтов и долин). Он протягивается в меридиональном направлении параллельно Малоанtilьской островной дуге. Это сложнорасчлененное аркообразное подводное сооружение, состоящее из серии островорешинных хребтов, постепенно поднимающихся в южном направлении от глубин 3000—4000 до 300—1140 м. В сводовой части этого сооружения расположен о-в Барбадос. На западе Центрально-Барбадосский хребет отделен от Малоанtilьской дуги впадиной Тобаго. На юго-западе он переходит в складчатые горные сооружения островов Тобаго и Тринидад и берегового хребта Венесуэлы.

Дно участка Атлантического океана, смежного с Малоанtilьской островной дугой, выровнено и залегает на отметках глубин 4500—5000 м. Местами оно сложено отдельными подводными горами и горными хребтами и выступами (Барракуды, Южморгео, Демерера). В южном направлении происходит пологий подъем поверхности дна океана.

Основание разреза Известняковых Кариб слагают верхнеюрские спилиты, кератофиры и кремнистые породы. Они перекрываются среднеэоценовой толщей метаморфизованных вулканогенных пород основного и среднего состава, вмещающих интрузии диоритов и гранитоидов, субвулканические тела андезитовых и дацитовых порфиритов и покровы андезитов и риолитов. Видимая мощность этой толщи достигает 600 м. Выше залегает верхнеэоцено-олигоценовые слабдеформированные карбонатные породы, содержащие небольшое число туфовых прослоев. Мощность этих пород превышает 2,5 км. И завершают разрез горизонтально залегающие рифогенные известняки неоген-четвертичного возраста, мощность которых 200 м.

В строении Вулканических Кариб принимают участие главным образом вулканогенные образования кайнозоя. Они представлены эоцен-олигоценые туфами и лавами андезитового состава, содержащими покровы базальтов и дацитов.

Верхние части разреза сложены верхнемиоцен-голоценовыми вулканогенными сериями пород, относящимися к типичной базальт-андезит-дацитовый известково-щелочной формации островных дуг. Следует отметить, что если нижние части разреза Вулканических Кариб на разных островах различные, то верхние распространены на всех островах этой части дуги.

На продолжении оси Пуэрториканского глубоководного желоба южнее 17° с.ш. располагается Барбадосская система подводных хребтов и долин, в осевой части которой возвышается о-в Барбадос. Геологические исследования на этом острове показали, что в его строении принимают участие осадочные неметаморфизованные толщи кайнозоя [Viju-Duval et al., 1982; Moore et al., 1983] различной степени деформирования. По данным бурения [Saunders, 1980] выявлено, что разрез обнажающихся пород прослеживается на глубину 4,5 км. Под горизонтально залегающими рифогенными известняками плиоцен-четвертичного возраста залегают плиоцен-нижнемиоценовые осадочные терригенные породы, представленные различными литологическими типами. Самые древние разномасштабные (от тонких до грубых) обломочные породы палеоцена и среднего эоцена (формация Скотланд), по мнению многих авторов [Viju-Duval et al., 1985; Speed, 1985], накапливались в глубоководных условиях в пределах конуса выноса терригенного материала с Южно-Американского континента. Более молодые толщи представлены среднеэоцен-нижнемиоценовыми породами формации Оушианик. Среди них выделяются пелагические карбонатно-кремнистые органогенные разности с прослоями вулканического пепла. Нижнемиоценовые толщи формации Биссекс-хилл состоят из фораминиферовых аргиллитов. Структурные исследования о-ва Барбадос показали, что выделенные стратиграфические толщи формируют три различных структурных этажа. Самый верхний из них представлен горизонтально залегающими верхнекайнозойскими известняками. Средний сложен отложениями формаций Оушианик и Биссекс-хилл, которые образуют пологозалегающие покровы или пластины. Нижний представляет собой серию крутопадающих тектонических пакетов субширотного простирания.

В южном направлении Барбадосская система подводных хребтов и долин переходит в структуры о-ва Тобаго, сложенные меловыми и палеогеновыми метаморфизованными вулканическими толщами, интенсивно дислоцированными и прорванными интрузиями. Далее на юго-западе она сменяется складчатыми образованиями Тринидада и Карибских Анд. Соотношение структур Карибских Анд и Гвианского щита является, по мнению В.Е. Хаина [1971], поверхностным выражением глубинного разлома, отделяющего геосинклиналь от платформы.

Интересна роль другого крупного разлома, проходящего вдоль северного хребта Тринидада. Он известен под названием Эль-Пилар. Северное его крыло взброшено относительно южного, что в позднем кайнозое создало уступ, который вызвал смещение области выноса терригенного материала к востоку.

По данным бурения в прогибе Каламбус (юго-восточный шельф о-ва Тринидад) активное участие в его заполнении принимают осадки, выносимые р. Ориноко и ее притоками. Разрез здесь начинается глинами верхнего олигоцена мощностью 1 км, далее залегают глины и песчаники нижнего плиоцена мощностью около 4—4,5 км. Верхний плиоцен (1,5 км) представлен чередованием грубозернистых песчаников и глин. Завершают разрез четвертичные отложения (0,6 км), состоящие из среднегрубозернистых глинистых песчаников. В юго-восточном направлении мощность осадков увеличивается до 11 км, отмечается их огрубление.

протяжении верхнего мезозоя и кайнозоя выступали в качестве источников терригенного сноса.

Полигон в результате проведенных работ был покрыт сетью сейсмических и батиметрических профилей общей протяженностью около 2600 км (рис. 3).

На 27 станциях проводился отбор проб донных осадков прямоточной трубкой большого диаметра, на 15 станциях было опробовано содержание газа в придонном слое с помощью батометра ВПД, на шести станциях брались пробы осадков черпаком.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА У ГВИАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Рельеф дна в пределах полигона I имеет относительно простое строение (рис. 4). За исключением самой южной его части, он представляет собой спокойно погружающуюся в северо-восточном (иногда восточном) направлении поверхность. Наименьшие глубины (3100—3200 м) приходятся на южную часть полигона, а наибольшие (5000—5100 м) — на северную и северо-восточную, причем на выровненной части дна с юго-запада на северо-восток глубины изменяются только от 3700 до 5000 м, т.е. на расстоянии 200—210 миль происходит погружение всего на 1300 м. Лишь в самой южной части полигона контраст глубин более явно выражен: 1100 м на 12 миль (по меридиану 54°40' з.д.) и 1150 м на 10 миль (по меридиану 54°30' з.д.).

По данным детальной батиметрической съемки, по основным структурно-морфологическим признакам, а также по тектонической позиции в рельефе дна полигона I отчетливо выделяются с юга на север три геоморфологических района (см. рис. 4): 1) относительно крутой, в значительной степени расчлененный рельеф основания континентального склона; 2) глубоководный эрозионно-аккумулятивный тип рельефа подножия континентального склона (периферические части подводных конусов выноса); 3) глубоководный аккумулятивный тип рельефа абиссальной равнины Гвианской котловины.

Эти геоморфологические районы отличаются не только структурой, но и большим разнообразием различных форм рельефа более низкого порядка, которые удалось установить очень чувствительной эхолотной системой судна.

Основание континентального склона плато Демерера в пределах исследованной акватории Атлантики имеет средний уклон 3,5° (максимальный уклон 4,2° — в юго-западной части полигона). Батиметрическая съемка выявила довольно сложное строение основания континентального склона, практически лишенного неконсолидированных донных осадков. Здесь устанавливается система небольших уступов (с превышением 20—50 м), террас и эскарпов, протягивающихся, как правило, вдоль склона. Каких-либо узких каньонов и протоков, пересекающих склон поперек его простирания, не установлено. Отдельные корытообразные ложбины имеют глубину до 25—30 м, а ширину по верхним бровкам бортов — 1,5—2 км. В некоторых местах континентального склона, где наиболее четко выражено его ступенчатое строение, заметны "западины" — неглубокие (до 10—15 м) отрицательные формы рельефа в основании каждой следующей, более высокой ступени. Такое ступенчатое строение континентального склона свидетельствует скорее о тектонической (нежели эрозионной) природе рельефа дна. Не исключено, что он возник в результате смещения отдельных блоков по системе субпараллельных сбросов, падающих на северо-восток — в сторону глубоководной части Центральной Атлантики.

Судя по сгущению и разряжению изобат на батиметрической карте полигона I (см. рис. 4), континентальный склон плато Демерера в восточном

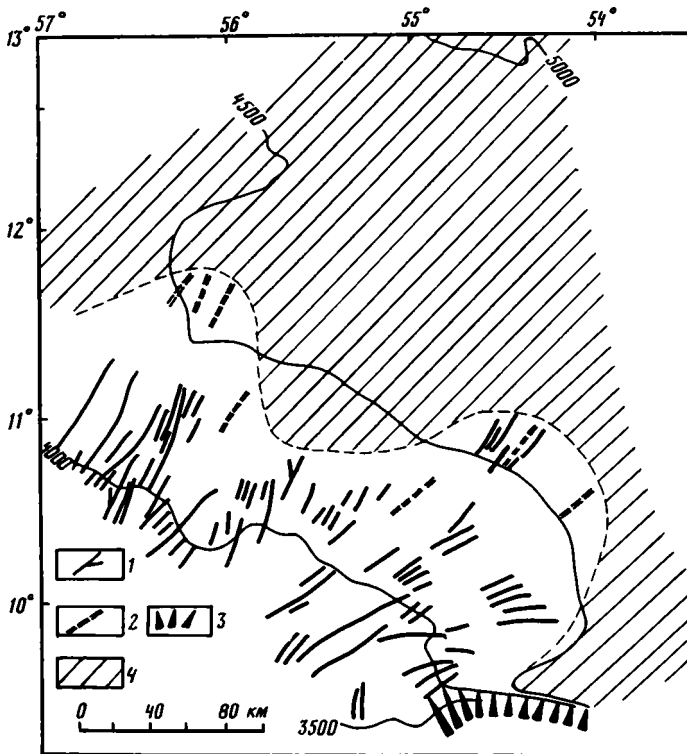


Рис. 4. Геоморфологическая схема подножия Гвианского континентального склона Южной Америки

1 — подводные V-образные каналы; 2 — каналы с плоским дном и прирусловыми валами; 3 — основание континентального склона плато Демерра; 4 — абиссальная равнина Гвианской котловины

направлении становится более пологим. Это связано с его переходом в совершенно другой тип подводного рельефа, где подножие крутого уступа в ходе геологической истории было погребено мощными терригенными осадками.

Глубоководный эрозионно-аккумулятивный рельеф подножия континентального склона формировался при активном привносе осадочного материала крупными реками гвианского побережья Южной Америки. Терригенные осадки в процессе своего накопления постепенно создали относительно устойчивое геоморфологическое равновесие рельефа между верхней бровкой континентального склона и абиссальной равниной. Вполне естественно, что захоронение подножия континентального склона произошло именно в зоне наиболее интенсивного поступления осадочного материала. Это отчетливо видно на геоморфологической карте (см. рис. 4). Так, в своей восточной части крутой континентальный склон резко переходит в глубоководную почти не всхолмленную абиссальную равнину, тогда как в западной части такой переход довольно плавный.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф у подножия континентального склона в районе полигона I связан с существованием здесь хорошо выраженного сложного по строению подводного конуса выноса (точнее его периферических частей). Его очертания достаточно четко определяются конфигурацией изобат между 4000 и 4300 м. В пределах полигона исследованный конус выноса состоит из двух меньших по размеру слившихся конусов, разделенных широкой (до 15 миль) ложбиной глубиной 120—150 м. Судя по развитию спе-

цифических мелких форм рельефа, ниже глубин 3800 м дистальные части конуса выноса становятся обособленными, разделяющая ложбина теряет свое структурное выражение, а весь конус выноса характеризуется монотонной плавной погружающейся на северо-восток всхолмленной поверхностью.

Протяженность изученной части западного конуса достигает 75 миль, юго-восточной — более 100 миль. Средний уклон по оси конусов выноса составляет $0,3^\circ$. Максимальный уклон (до 1°) образуется в правой периферической части юго-восточного конуса, где он примыкает к подножию континентального склона.

Поверхность юго-восточного конуса выноса расчленена системой протяженных каньонов, русел и протоков преимущественно северо-западного простирания (азимут простирания $45-90^\circ$). В расположении этих отрицательных микроформ рельефа устанавливается четкая закономерность: их веерообразное расхождение от наиболее приподнятой части конуса выноса к дистальной. При этом нередко наиболее крупные русла ветвятся на систему субпараллельных более мелких, которые еще дальше на северо-восток переходят в мелко-грядово-холмистый рельеф.

Форма и глубина каньонов и протоков от вершинной части конуса к дистальной также меняется. В вершинной части это, как правило, долины V-образной формы с превышением бортов 50—70 м при ширине до 2—3 км. Один из наиболее крупных каньонов, протягивающийся от отметки 3721 м к отметке 4132 м, имеет высоту северо-западного борта до 125 м, а юго-восточного 75—80 м при уклоне русла $0,8-1^\circ$. Ближе к дистальной части конуса глубина долин уменьшается, они приобретают U-образную форму с довольно широким прогнутым днищем. В этой части отмечаются как широкие долины (до 5—7 км), так и относительно узкие (1—2 км). И наконец, в наиболее периферической части юго-восточного конуса протоки встречаются гораздо реже, здесь более типичен мелкогрядовый рельеф. Как правило, глубина русел не превышает 20 м при ширине 2—3 км. V-образные долины отсутствуют, и, кроме U-образных, незначительно распространены корытообразные долины с практически плоским днищем. Так, одна из наиболее крупных долин такого типа имеет следующие параметры: ширина по дну — 800 м, общая ширина долины 3,5 км, высота бортов 40 и 34 м. Такая форма подводных долин свидетельствует об окончании эрозионной деятельности глубоководных потоков, вследствие чего долины или заполняются осадками, или, достигнув базиса эрозии, потоки начинают расширять ранее сформированные V-образные каньоны. Вероятнее первый вариант, так как практически все долины с плоским днищем на своих бортах имеют хорошо выраженные прирусловые валы с максимальной высотой до 5 м, что свидетельствует об аккумулялирующей деятельности придонного потока, не уместающегося в сечении прорезанного каньона.

Иногда долины сочленены с террасированными бортами. Приведем описание одной из них. При ширине русла около 500 м высота юго-восточного террасированного борта составляет 27 м. В сечении северо-западного борта установлены две террасы. Нижняя терраса имеет высоту 12 м и ширину 1,5 км, у бровки террасы расположен слабо выраженный прирусловой вал. Верхняя терраса имеет высоту около 15 м, прирусловой вал на ней отсутствует. Общая ширина долины достигает 4,5 км.

В дистальной, наиболее удаленной части конуса поверхность изрезана в очень малой степени, долины и протоки становятся слабо выраженными, распадаются на множество мелких смежных русел глубиной не более 10 м, разделенных широкими (1—4 км) грядами, которые далее на северо-восток исчезают совсем. Средний наклон поверхности дна составляет всего $0,1-0,2^\circ$. Вследствие этого резкой границы между конусом выноса с всхолмленным

эрозионно-аккумулятивным типом рельефа и абиссальной равниной не устанавливается.

Рельеф западного конуса выноса характеризуется теми же чертами строения, что и юго-восточного. В изученной части перепад глубин составляет 600 м, что соответствует среднему уклону в $0,3^\circ$. Максимального значения ($0,5^\circ$) уклон достигает ближе к дистальной части конуса. Вся поверхность конуса изрезана системой протяженных субпараллельных каньонов, протоков и русел, ориентированных преимущественно по азимуту $30\text{--}35^\circ$. Лишь отдельные отрицательные микроформы рельефа в ложбине стыка двух конусов имеют ориентировку на северо-восток с азимутом 40 и даже 50° . В целом в пределах западного конуса веерообразная структура системы эрозионных врезов выражена не столь четко, хотя и не исключено, что оба конуса выноса сформировались из одной каньонно-веерной системы. Этим можно объяснить расхождение долин и протоков в пределах почти 60° .

Особенность западного конуса — отсутствие хорошо выраженных глубоких V-образных долин, свидетельствующее, по-видимому, о том, что мы имеем дело с наиболее удаленными частями конуса выноса рек гвианского побережья. Континентальный склон также удален больше в юго-восточном направлении, чем в южном. В исследованной части выявлены преимущественно U-образные долины, а по самой периферии конуса — корытообразные долины с плоским дном и прирусловыми валами. Здесь глубина долин нигде не превышала $30\text{--}35$ м, за исключением ст. 16, где глубина достигала 55 м. Ширина протоков хорошо согласуется с их глубиной (мелкие — уже, а более глубокие — шире). Так, ширина наиболее глубоких долин достигала $5\text{--}6$ км, а узких — $1\text{--}1,5$ км.

Таким образом, глубоководный эрозионно-аккумулятивный тип рельефа возник в области сочленения континентального склона и абиссальной равнины в условиях значительного привноса осадочного материала и накопления его в зоне структурного перегиба в основании крутого континентального склона. Анализ полученных данных свидетельствует о постоянном видоизменении микро-рельефа поверхности конусов выноса в результате как аккумулятивной, так отчасти и эрозионной деятельности придонных течений.

В пределах изученной территории резкий переход от северного склона плато Демерера к абиссальной равнине сохранился потому, что транзит терригенного материала происходил на более узких участках шельфа, т.е. западнее плато Демерера. Не исключено, что основная масса материала "сваливалась" в структурный "залив" между плато Демерера и внешней малоактивной дугой. Именно этим можно объяснить, что конусы выноса в исследованной части имеют северо-восточное простирание, так как северный склон плато Демерера образовал своеобразную "тень", куда осадочный материал поступал в незначительном количестве. О его миграции в обход выступа плато Демерера свидетельствует и тот факт, что на северном склоне плато (в пределах исследованного полигона) рыхлые осадки практически отсутствуют.

Аккумулятивный рельеф абиссальной равнины Гвианской котловины характеризует северную, северо-восточную и восточную части региона. Это обширная выровненная, слабо наклоненная к северо-востоку и востоку (в сторону центральной части Гвианской котловины) поверхность без каких-либо заметных форм микро-рельефа. Отдельные пологие поднятия субширотного простирания имеют высоту до 100 м и ширину до 30 миль. Необходимо отметить, что в этой части полигона простирание поднятий и впадин совпадает с простиранием поперечных тектонических элементов этой части Атлантического океана. Здесь угол наклона поверхности дна нигде не превышает $0,2^\circ$, а глубина колеблется от 4500 до 5000 м.

Таким образом, в пределах исследованного полигона устанавливаются три

типа рельефа, два из которых (континентальный склон и абиссальная равнина) своим происхождением обязаны сложному процессу развития впадины Атлантического океана. Эрозионно-аккумулятивный тип рельефа представляет собой подвижную долгоразвивающуюся систему, объединяющую в единый взаимосвязанный ряд континентальный склон и абиссальную равнину. Особенности тектонического строения района гвианского побережья Южной Америки (наличие структурного глубоководного "залива") определили строение конусов выноса, динамику их развития и положение среди тектонических элементов этой части Атлантического океана.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ПОЛИГОНЕ I

В исследуемом районе юго-западной окраины Гвианской котловины сейсмические исследования проводились методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП). Всего было отработано 14 сейсмических профилей НСП общей протяженностью 2400 км (рис. 5, см. рис. 3).

Профиль 1/1 проходит в меридиональном направлении, пересекает центральную часть исследуемого полигона. Его протяженность 360 м. Поверхность дна океана вдоль профиля относительно ровная. Она полого поднимается с севера на юг от 4600 до 3750 м. На участке профиля 50—160 км наблюдается пологое углубление дна до 4750 м. Северный его борт выражен куполовидным поднятием с амплитудой до 100 м и шириной около 3 км. На временном сейсмическом разрезе выделяется слоистая среда и (в северной половине профиля) акустический фундамент. Неровная поверхность акустического фундамента фиксируется на участке профиля от 0 до 75 км. В интервале профиля 45—50 км она изгибается, образуя крутой уступ высотой 300 м. Севернее уступа поверхность фундамента залегает на отметках 5750 м, южнее — 6250 м. В южном направлении она полого погружается и южнее 80-километровой отметки профиля на временном разрезе не фиксируется. С положением уступа фундамента на профиле совпадает описанное выше куполовидное поднятие (рис. 6).

Слоистая среда характеризуется различными по протяженности и выраженности отражающими площадками и горизонтами. По рисунку волновой картины вдоль профиля можно выделить два сейсмических комплекса. Нижний сейсмический комплекс (1) отличается редкими протяженными отражающими поверхностями. Кровля комплекса 2 на участке 0—160 км относительно ровная, выраженная на профиле четкими многофазными отражениями, залегает на отметках 4650—4750 м. Над выступом фундамента она изгибается и южнее его погружается до глубины 5250 м. На отрезке профиля 100—150 км кровля нижнего сейсмического комплекса горизонтальна (отметки —5250 м).

На участке профиля 160—220 км кровля нижнего комплекса деформирована (волнисто изогнута и разорвана) и приподнята до отметки —5000 м. Южнее этой зоны деформации кровля нижнего комплекса фиксируется прерывисто и поднимается от глубины 5300 до 4250 м.

В пределах нижнего сейсмического комплекса в северной половине профиля четко наблюдаются протяженные отражающие горизонты. Ниже этих горизонтов волновая картина слоистая на протяжении 100—150 мс (100—150 м), глубже волновая картина прозрачная (четких отражающих площадок нет).

В зоне деформаций волновая картина нижнего комплекса хаотична. Здесь фиксируются короткие отражающие площадки и оси синфазности, не корре-

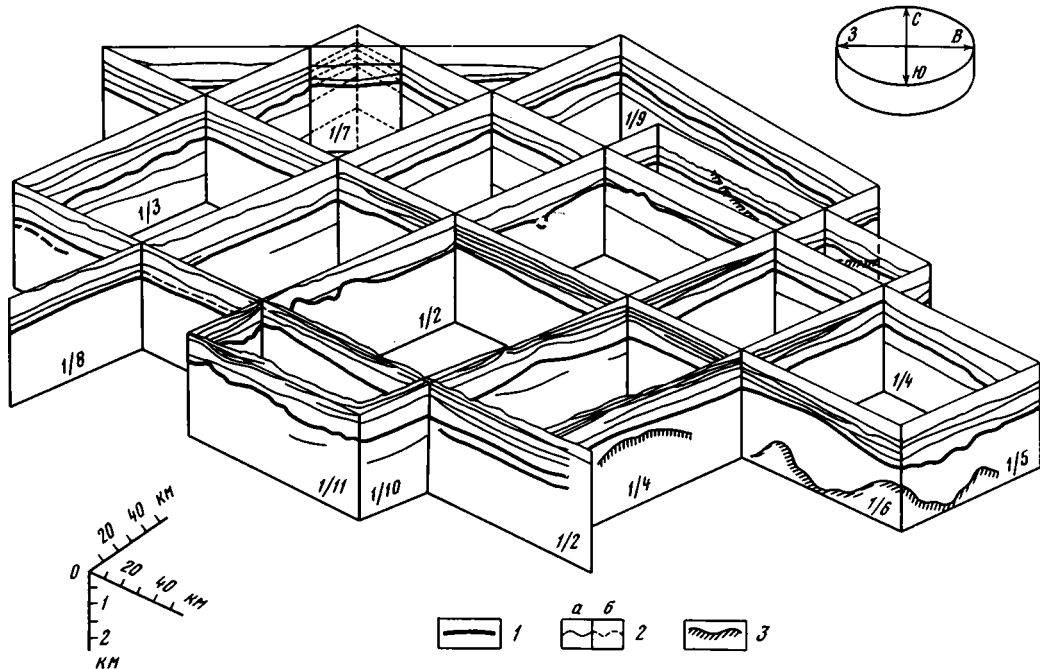


Рис. 5. Блок-диаграмма строения осадочного чехла юго-западной окраины Гвианской котловины

1, 2 — опорные отражающие горизонты; 1 — основные между сейсмокомплексами осадочного чехла I и II, 2 — вспомогательные между сейсмическими подкомплексами; а — достоверные, б — предположительные; 3 — акустический фундамент

лируемые друг с другом. Южнее зоны деформаций волновая картина нижней толщи акустически прозрачна. Отражающих площадок нет.

На южной окраине профиля в интервале отметок 330—360 км наблюдается отражающий горизонт, воздымающийся в южном направлении от глубины 5500 до 4500 м. Мощность нижнего комплекса устанавливается там, где фиксируется поверхность фундамента (от 1 до 1,5 км).

Верхний сейсмический комплекс (1) на временном сейсмическом разрезе характеризуется преимущественно параллельно-слоистым строением в северной половине профиля и сложнослоистым строением (клиноформным и линзовидным).

В северной половине профиля (0—45 км) мощность нижнего комплекса увеличивается в южном направлении от 100 до 250 м. В этом интервале комплекс параллельно-слоистый снизу вверх. На отрезке 45—50 км наблюдается резкое сокращение мощности (до 200 м) верхнего комплекса и здесь фиксируется антиклинальное поднятие.

Южнее последнего в строении верхнего комплекса можно выделить две толщи: верхнюю слоистую (1а) и нижнюю акустически полупрозрачную (1б) с различными по протяженности редкими параллельными отражающими горизонтами. Мощность верхнего комплекса постепенно увеличивается от 200 до 600 м (интервал отметки профиля 140—145 км). Южнее в сторону зоны деформаций его мощность сокращается до 500 м. Над зоной деформаций в нижней части комплекса отражающие площадки распределены хаотично. Южнее 170-километровой отметки профиля наблюдается увеличение мощности комплекса до 1000 м и параллельно-слоистая структура меняется на сложнослоистую. В нижней части описываемого комплекса выделяется акустически прозрачная толща, в которой практически отсутствуют отражающие горизонты и наблюдаются отдельные короткие отражающие площадки и оси

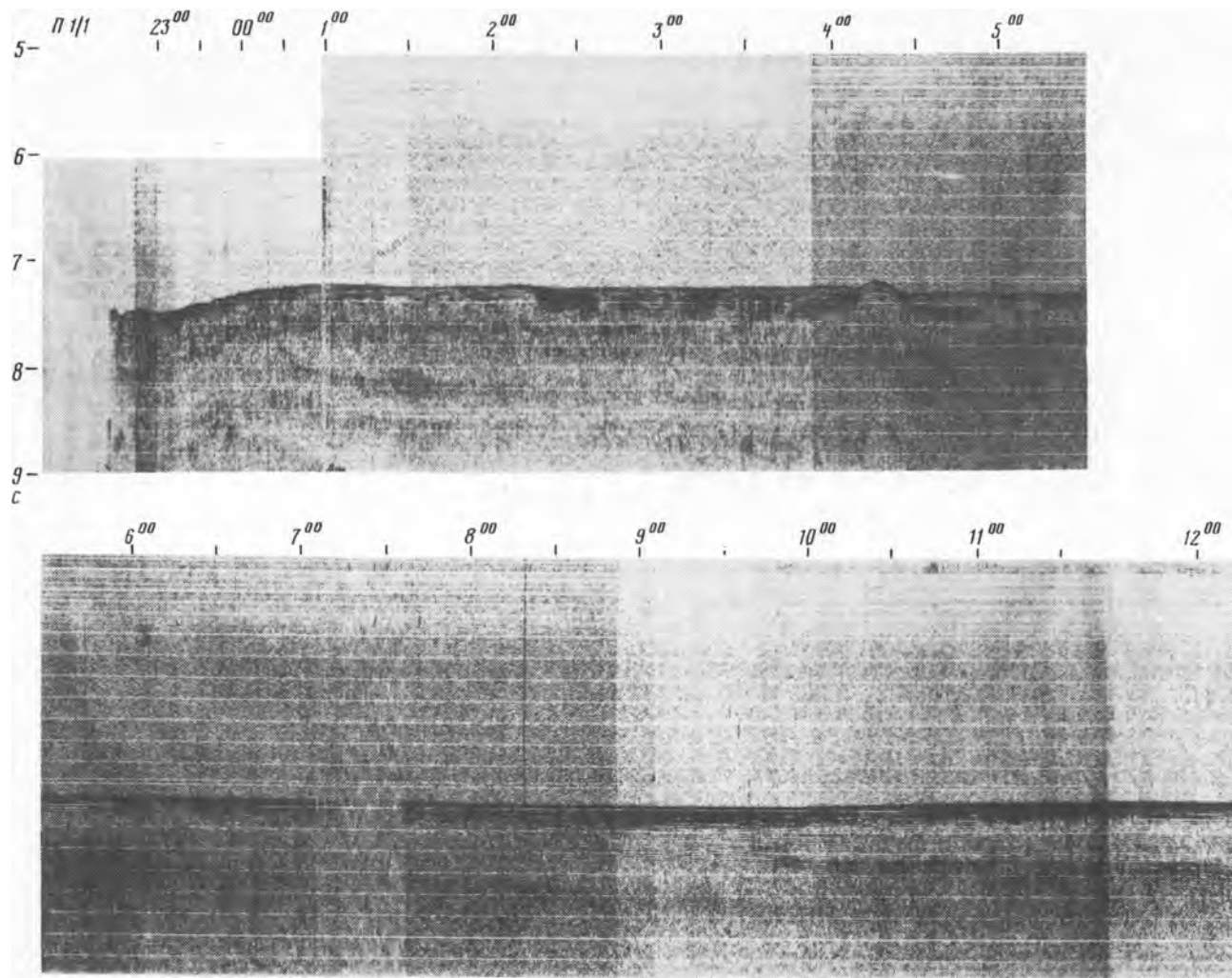


Рис. 6. Временной сейсмический разрез по линии профиля 1/1

синфазности, не коррелируемые друг с другом вдоль профиля. Мощность этой толщи достигает 500—600 м (между отметками профиля 250—270 км), к югу она сокращается до нуля. В верхней части разреза комплекса фиксируются протяженные отражающие горизонты, ограничивающие выклинивающиеся в северном направлении геологические осадочные тела. Мощности отдельных тел достигают 200 м.

Самую верхнюю часть комплекса из-за качества сейсмического материала детально описать нет возможности. Мощность верхнего выклинивающегося комплекса в южной части профиля составляет 600 м.

Профиль 1/5 расположен в юго-восточной части полигона. Он ориентирован с юго-запада на северо-восток. Протяженность его 65 км. Глубина океана постепенно увеличивается в северо-восточном направлении от 4500 до 4600 м. На временном разрезе выделяются акустический фундамент и слоистая среда. Поверхность акустического фундамента представляет собой четкое отражение в нижней части профиля, ниже которой отражения отсутствуют. Поверхность фундамента образует два выступа, разделенных впадиной. На выступах отметки поверхности фундамента достигают -5600 и -6200 м, в понижениях -7200 м. В северо-восточном направлении, в сторону абиссали, поверхность опускается до глубины 6700 м и далее не прослеживается. Ширина выступов поверхности акустического фундамента достигает 10 км.

Слоистая среда на временном разрезе выражается в последовательной смене различных по протяженности отражающих площадей. По особенностям и строению волнового поля выделяются два сейсмических комплекса. Для нижнего в верхней части характерны слабые, короткие отражения, обозначающие кровлю комплекса. Корреляция осей синфазности внутри комплекса затруднена. Кровля комплекса волнисто изогнута и залегает на отметках -5300—-5600 м. Максимально погруженная часть поверхности сейсмокомплекса 2 совпадает с впадиной в кровле акустического фундамента. Мощность этого комплекса над выступами акустического фундамента составляет 500—800 м, во впадине 1500 м. В северо-восточной части профиля мощность его превышает 1300 м.

Верхний сейсмический комплекс 1 отличается протяженными горизонтально залегающими сейсмическими границами. По их распределению внутри этого комплекса можно выделить два сейсмических подкомплекса — 1а и 1б. Для обоих подкомплексов характерно в нижних частях разреза наличие коротких, плохо выраженных и плохо коррелируемых отражений, которые вверх по разрезу сменяются четкими протяженными сейсмическими горизонтами. Мощность нижнего подкомплекса изменяется от 100 до 500 м, захороняя неровности в кровле сейсмического комплекса 2. Изменение мощностей происходит за счет прислонения к кровле нижнего сейсмического комплекса. Мощность верхнего подкомплекса на всем протяжении профиля незаметно сокращается в юго-восточном направлении от 600 до 500 м. В самых верхних частях разреза сейсмокомплекса 1а выделяются клиновидные тела, выклинивающиеся в сторону абиссали. Длина клиноформ превышает 30 км.

Сейсмический профиль 1/14 протяженностью 200 км находится в юго-восточной части полигона. В его пределах глубина океана колеблется от 3500 м на юго-западе до 4600 м на северо-востоке. Поверхность дна на большей части профиля ровная, лишь на отрезке профиля 150—175 км выделяется небольшое волнообразное возвышение с относительным превышением 100 м, осложненное в северо-восточной части небольшим каньоном. На временном разрезе наблюдаются отражения от поверхности акустического фундамента в юго-восточной части профиля, представляющие собой фрагмент пологого поднятия фундамента с максимальными отметками в сводовой части -5050 м.

Выше кровли акустического фундамента располагается слоистая среда, кото-

рая по характеру распределения волновой записи, как и на профиле 1/5, подразделяется на два сейсмокомплекса — 1 и 2. В верхней части нижнего комплекса фиксируются протяженные отражающие горизонты, полого наклоненные в северо-восточном направлении, параллельные относительно ровной кровле. Кровля сейсмокомплекса 2 залегает на юго-западе на отметках —4600 м, погружаясь в северо-восточном направлении до отметок —5200 м. Установленная мощность этого комплекса над сводом поднятия акустического фундамента изменяется от 300 до 600 м. Так как поверхность фундамента в северо-восточной части не установлена, мощность рассматриваемого сейсмокомплекса точно определить нельзя, предположительно она составляет 700—800 м.

Волновая картина сейсмического комплекса 1 значительно отличается от подстилающего комплекса. Для него характерны протяженные, интенсивные отражающие границы, четкие, хорошо коррелируемые на большей части разреза оси синфазности. Мощность сейсмокомплекса 1 сокращается в северо-восточном направлении от 1200 до 500 м. Так же как и в пределах сеймо-профиля 1/5, он подразделяется на два подкомплекса 1а и 1б.

Волновая картина нижнего сейсмического подкомплекса такая же, как и на профиле 1/5 (верхняя часть слоистая, нижняя акустически прозрачная, с редкими отдельными отражающими площадками). Отражающие горизонты этого подкомплекса полого погружаются параллельно его кровле от —4200 до —5000 м к северо-востоку. Мощность подкомплекса на всем протяжении варьирует в узких пределах, сокращаясь над выступом акустического фундамента до 200 м (отметка профиля 155 км) и в северо-восточной части профиля, на остальной части профиля мощность измеряется величинами 400—500 м. Волновая картина верхнего сейсмического подкомплекса значительно отличается от аналогичного на профиле 1/5. Здесь выделяются значительные по протяженности отражающие горизонты, образующие различные по размерам клиновидные тела, сокращающиеся в мощности в северо-восточном направлении в юго-западной и центральной частях профиля. В восточной части профиля мощность клиноформного тела сокращается в юго-западном направлении. Мощность подкомплекса постепенно сокращается в северо-восточном направлении от 700—800 м до 400—300 м. Над западной частью выступа фундамента фиксируется увеличение мощности сейсмического подкомплекса 1а до 800 м, которое выражается валообразным поднятием в рельефе дна. На отрезке профиля 50—200 км в строении верхней толщи широко развиты клиноформные тела протяженностью от 40 до 100 м и более 1 км. Их максимальные мощности достигают 100—200 м в юго-западной окраинной части профиля. К северо-востоку они постепенно полностью выклиниваются (см. рис. 5). В северо-восточной части профиля на отрезке 0—80 км выделяется клиноформное тело с параллельно-слоистой внутренней структурой, где мощности осадков уменьшаются с северо-востока на юго-запад от 400 до 0 м. На участке 30—80 км это тело перекрыто клиноформой обратного выклинивания (см. рис. 5).

Сейсмический профиль 1/10 расположен в 50 км к северо-западу от профиля 1/14. Протяженность его около 230 км. Поверхность дна океана погружается, как и в пределах профиля 1/14, на северо-восток от глубины 3800 до 4700 м. На отрезке 140—170 км в рельефе имеются небольшие врезы. Поверхность акустического фундамента на всем протяжении профиля не зарегистрирована, что связано с ее глубоким залеганием. Слоистая среда временного разреза, как и на предыдущих сечениях, подразделяется на два сейсмических комплекса — нижний (2) и верхний (1). Кровля нижнего подкомплекса волнисто изогнута (амплитуда изгиба на участке 130—160 км составляет 500 м) и в целом полого погружается от глубины 4900 до 5100 м. Внутри комплекса выделяются отдельные, иногда протяженные, горизонтальные сейсмические площадки. В верхнем сейсмическом подкомплексе — два сейми-

ческих подкомплекса, внутреннее строение которых сходно со строением таковых на профиле 1/14. Мощность верхнего комплекса моноклинально сокращается в северо-восточном направлении от 1200 до 400 м. Нижний сейсмический подкомплекс (16) в верхней части разреза обладает протяженными сейсмическими отражениями, в нижней преобладают отдельные короткие отражающие площадки. Эти границы залегают согласно кровле подкомплекса, образуя в интервале 130—150 км валообразное поднятие над выступом в кровле подстилающего подкомплекса. Мощности подкомплекса на участке 230—70 км практически не меняются и составляют 500 м, лишь в районе поднятия сокращаются до 400 м. Дальше к северо-востоку мощность сокращается до 200 м. Строение верхнего сейсмического подкомплекса аналогично строению такового на профиле 1/14. Отличается оно тем, что в юго-западной части выделяются протяженные более чем на 120 км клиновидные тела. На отрезке 135—155 км в строении отражающих горизонтов есть флексур с амплитудой до 300 м. Мощность отдельных клиноформных тел сокращается от 200—300 м на юго-западе до 0 на северо-востоке. В северо-восточной части профиля (0—110 км) имеется обратная клиноформа с параллельно-слоистой внутренней структурой мощностью от 250 м на северо-востоке до 0 на юго-западе. Суммарная мощность сейсмического подкомплекса 1а постепенно сокращается в юго-восточном направлении от 700 до 250 м. Над флексурой наблюдается резкое сокращение мощностей до 250 м по вертикали. Кроме этого, над ней сформировались два клиноформных тела, выклинивающиеся к флексурному перегибу.

Профиль 1/12 расположен в центральной части полигона. Протяженность его около 210 км. Поверхность дна океана относительно ровная. В юго-западной части профиля встречаются небольшие врезы. Глубина океана увеличивается от 3950 м на юго-западе до 4700 — на северо-востоке. В интервале профиля 25—70 км наблюдается валообразное поднятие с амплитудой ~ 100 м (рис. 7).

Акустический фундамент на всем протяжении профиля не зарегистрирован. Наиболее глубокие отражения получены от сейсмического комплекса, коррелируемого с сейсмокомплексом 2, выделенным на описанных выше разрезах. Кровля этого комплекса неровная, волнистая с общим погружением на северо-восток от -4900 до -5300 м. Ниже кровли комплекса выделяются отдельные, различные по протяженности отражающие площадки. Максимальные глубины отражений получены в интервале до 40 мс ниже кровли. На отрезке профиля 20—80 км по поверхности комплекса фиксируется валообразное поднятие, рельеф свода которого расчленен. По характеру волновой записи на этом участке профиля обнаруживаются деформации с амплитудой до 300 м. На участке профиля 110—115 км отражающие площадки этого комплекса залегают с наклонами, нарушены разрывами, изогнуты, амплитуда до 40 мс.

Верхний сейсмический комплекс характеризуется слоистой волновой записью. Его мощность постепенно сокращается с юго-запада на северо-восток от 900 до 550 м. На фоне общего, постепенного уменьшения мощностей в интервалах профиля 65—45 км наблюдается локальное сокращение мощности до 500 м, приуроченное к выступам в кровле нижнего комплекса.

Верхний комплекс разделяется на два подкомплекса — 1а и 1б. Для нижнего из них характерны протяженные отражающие границы, прослеживаемые на всем протяжении профиля. Вниз по разрезу отражения до кровли сейсмокомплекса 2 отсутствуют. Мощность нижнего сейсмокомплекса изменяется от 100 до 200 м согласно неровностям подстилающей кровли сейсмокомплекса 2. В интервалах профиля 30—50 км и 65—75 км нижний подкомплекс отсутствует. Верхний сейсмический подкомплекс состоит из различных по протяженности отражающих площадок и горизонтов. В юго-западной части профиля

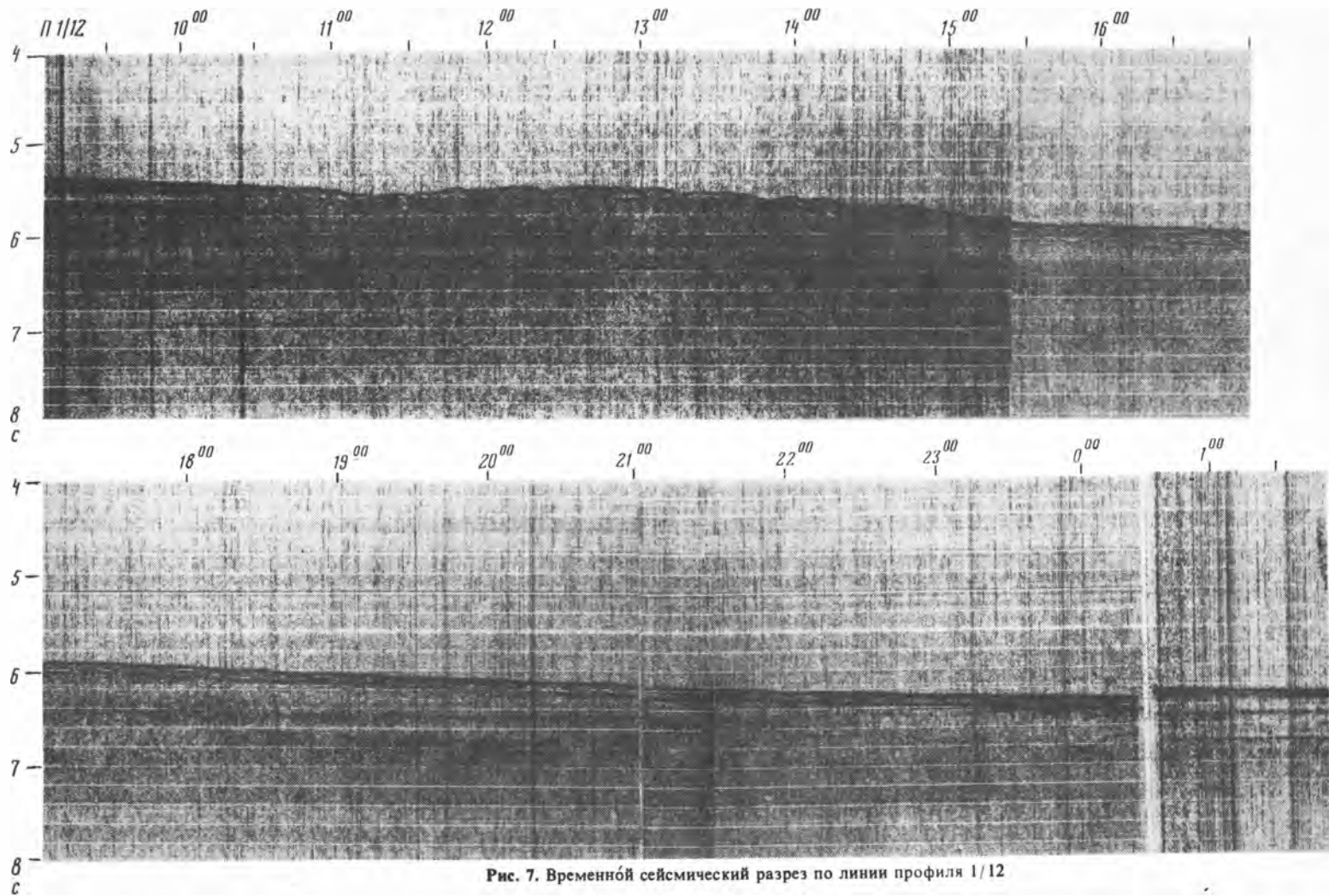


Рис. 7. Временной сейсмический разрез по линии профиля 1/12

они прослеживаются на расстоянии 20—30 км. На отрезке 30—80 км в строении подкомплекса отражающие площадки короткие, расположены хаотично. Северо-восточнее 80 км в верхней части подкомплекса отражающие площадки залегают горизонтально, выклиниваясь к полого наклоненной поверхности дна океана, и образуют серию относительно коротких (10—20 км) клиноформных тел. В северо-восточной части профиля верхний комплекс представлен параллельно-слоистой средой, уходящей под серию клиноформных тел на расстояние до 40 км. Мощность верхнего подкомплекса постепенно сокращается от 600 до 300 м. Над выступами кровли сейсмокомплекса 2 мощность рассматриваемого сейсмокомплекса сокращается до 400 м. В отличие от охарактеризованных разрезов в верхнем сейсмическом комплексе протяженность клиноформных тел сокращается. Впервые отчетливо прослеживаются деформации в строении комплекса 1, аналогичные деформациям сейсмокомплекса 2.

Профиль 1/8 расположен северо-западнее профиля 1/12. Его протяженность 240 км. Поверхность дна в пределах профиля полого погружается на северо-восток от 3950 до 4700 м. На отрезке 0—60 км уклон дна составляет 5—7 м/км. На отметке профиля 60 км выделяется каньон глубиной в первые десятки метров. Отражение от акустического профиля не зарегистрировано из-за значительной мощности осадочного чехла. В слоистой части разреза, как и на предыдущих профилях, выделяются два комплекса.

Для нижнего (2) комплекса характерны редкие, короткие отражения, прослеживаемые в северо-восточной части профиля. Кровля сейсмического комплекса 2 ровная и залегают на отметках от -4900 м в юго-западной части до -5200 — в северо-восточной. На участке 50—70 км она флексурно изогнута с амплитудой 500 м. Восточнее флексуры рассматриваемая поверхность залегают практически горизонтально (рис. 8).

Верхний сейсмический комплекс аналогичен по строению вышеохарактеризованным профилям и отличается слоистой внутренней структурой. Его мощность постепенно убывает от 1000 до 700 м, от начала профиля до флексурного изгиба, затем вновь увеличивается до 1000 м (отметка профиля 65 км) и к северо-восточному окончанию профиля постепенно сокращается до 400 м. Верхний комплекс разделяется на два подкомплекса. Нижний (16) обладает протяженными, параллельно-слоистыми отражающими горизонтами, которые прослеживаются вдоль всего профиля. На участке 50—70 км все горизонты подкомплекса флексурно изгибаются в кровле подстилающего комплекса. Его мощность постепенно сокращается в сторону абиссали от 500 до 200 м. Над флексурным изгибом мощность структурного подкомплекса 16 не изменяется и составляет 400—450 м. В строении верхнего подкомплекса, подробно описанного выше, в юго-западной части профиля широко распространены горизонтально-залегающие отражающие площадки, которые ограничивают геологические тела, выклинивающиеся с увеличением глубины. Их протяженность измеряется несколькими десятками километров (20—60 км). Мощность отдельных тел достигает 100 м. В северо-восточной части профиля (160—240 км) верхний подкомплекс представлен горизонтально-слоистой средой, уходящей под клиноформные тела. Мощность всего подкомплекса 1а на отрезке до флексурного изгиба изменяется от 500 до 300 м, над изгибом она не меняется, в опущенном крыле флексуры мощность увеличивается до 500 м и вновь постепенно сокращается в северо-восточном направлении до 200 м. Сокращение мощностей этого комплекса происходит за счет постепенного последовательного выклинивания сейсмических тел сверху вниз.¹

Профиль 1/3 расположен в окраинной северо-западной части полигона в 50 км к северо-западу от профиля 1/8. Его протяженность 140 км. Поверхность дна океана ровная и залегают на глубинах 4350—4450 м. В юго-западной части на отрезке 0—7 км крутизна склона несколько увеличи-

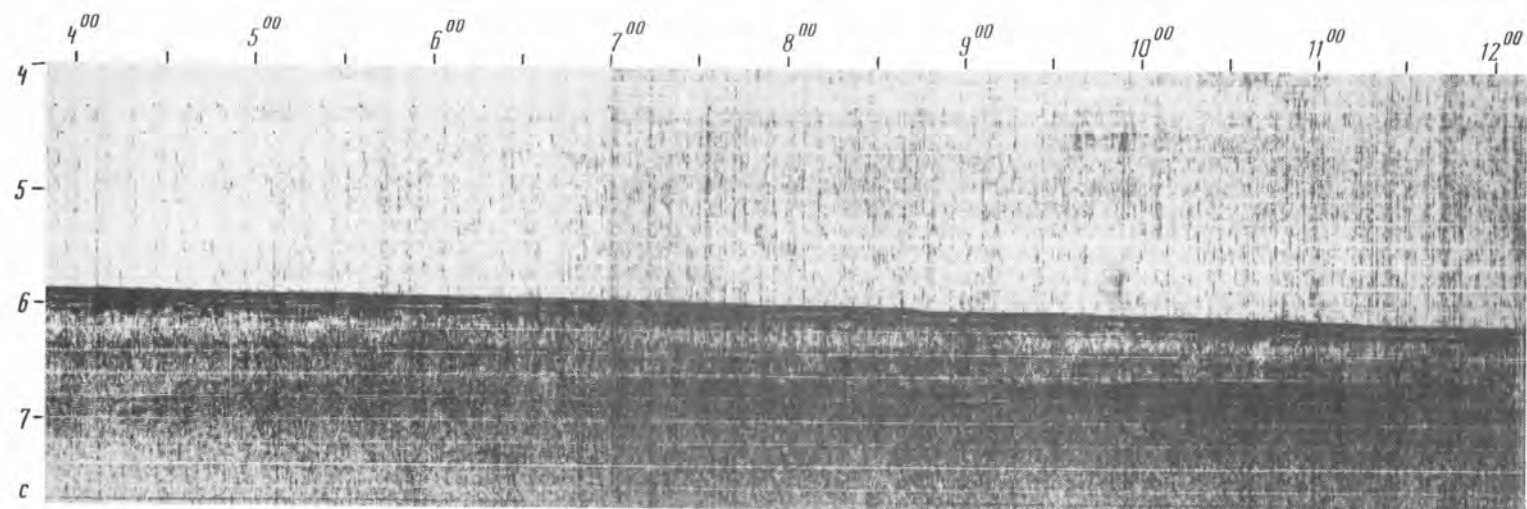
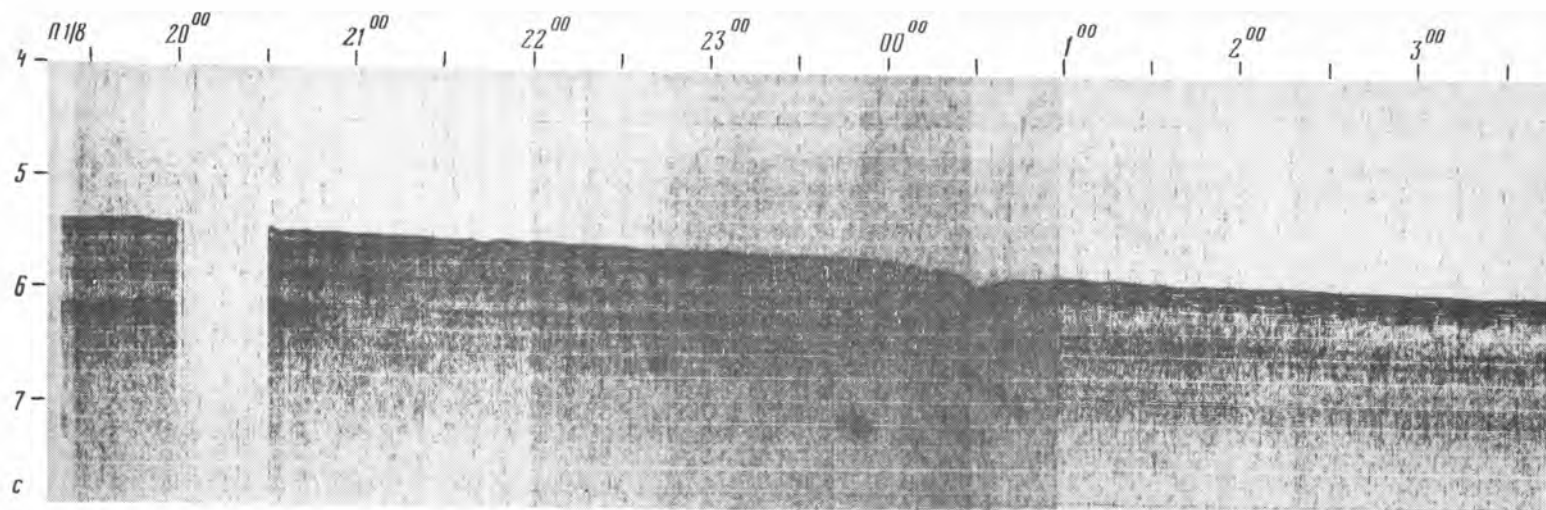


Рис. 8. Временной сейсмический разрез по линии профиля 1/8

вается. Перепад глубин здесь достигает 100 м (глубина океана на юго-западном окончании профиля 4300 м). Из-за значительной мощности осадочного чехла поверхность акустического фундамента на профиле не фиксируется. Строение слоистой среды аналогично описанной выше. Здесь также различаются два сейсмических комплекса. Нижний (2) характеризуется резкими, но, в отличие от ранее рассмотренных разрезов, протяженными горизонтами, прослеживающимися по всему профилю. Кровля этого комплекса волнистая. Она залегает на глубине 4950—5400 м, полого воздымаясь в северо-восточном направлении. На участке профиля 50—120 км эта граница наиболее расчленена. Амплитуда деформаций составляет 100—200 м. Мощность сейсмических толщ, разделенных сейсмическими границами внутри комплекса, составляет в верхней его части 300—500 м. В нижней части разреза предположительно происходит раздув толщи от 200 до 1000 м в северо-восточном направлении.

Верхний сейсмический комплекс представлен слоистой средой. Его мощность изменяется от 1000 м на юго-западе до 500 м на северо-востоке. В строении комплекса можно выделить два подкомплекса. Нижний из них в верхней своей части горизонтально-слоистый. Отражения внутри него прослеживаются вдоль всего профиля. Мощность его изменяется от 400 до 150 м, неровности рельефа нижнего подкомплекса захороняются. Верхний подкомплекс характеризуется двучленным строением. Верхняя его часть отличается параллельно-слоистыми, относительно протяженными, горизонтально залегающими отражающими площадками. В нижней части разреза сейсмического подкомплекса 1а преобладают короткие, изогнутые, отражающие площадки, слабо коррелируемые вдоль всего профиля. Мощность верхнего подкомплекса утончается в северо-восточном направлении от 700 до 300 м.

На юго-западе профиля (интервал 0—10 км) происходит резкое воздымание кровли сейсмического комплекса 2 и сейсмического подкомплекса 1б. При сопоставлении строения верхних частей разреза профиля и описанных ранее обращает на себя внимание отсутствие клиноформных тел.

Таким образом, анализ рассмотренных поперечных склонов профилей позволяет выделить некоторые закономерности: 1) глубины фундамента, вероятно, увеличиваются в северо-восточном направлении; 2) кровля комплекса 2 участками деформированная, флексурно-изогнутая, относительно пологая; 3) мощности комплекса 2 нарастают в юго-западном направлении; 4) сейсмический комплекс 1 имеет двучленное строение с редкими локальными деформациями; 5) мощности комплекса сокращаются в сторону абиссали; 6) нижний подкомплекс выравнивает неровности рельефа кровли сейсмокомплекса 2; 7) для верхнего сейсмического подкомплекса характерно клиноформное строение, последовательно сменяющееся параллельно-слоистым на профиле 1/3.

Профиль 1/9 расположен в северо-западной части полигона. Протяженность его 120 км, он ориентирован в юго-восточном направлении. Поверхность дна океана ровная, залегает на глубинах 4700 м. В центральной и юго-восточной частях профиля (45—65, 105—120 км соответственно) прослеживаются отражения от акустического фундамента на отметках $-6200 \div -7200$ м. Фрагменты поверхности фундамента образуют склоны пологой отрицательной структуры (рис. 9).

Выше поверхности фундамента на разрезе выделяется слоистая среда. Ее мощность над поднятыми частями фундамента составляет 1800 м, в опущенных — более 2,5 км. По внутреннему строению ее можно разделить на два сейсмических комплекса. Нижний характеризуется параллельно-слоистыми горизонтальными отражениями. Кровля нижнего комплекса (2) волнистая, залегает на отметках -5000 м на концах профиля и $-5200 \div -5300$ — в центральных частях. Мощности сейсмических толщ, заключенных между отражающими горизонтами, внутри верхней части комплекса достигают 300—400 м, слабо изменяясь вдоль профиля.

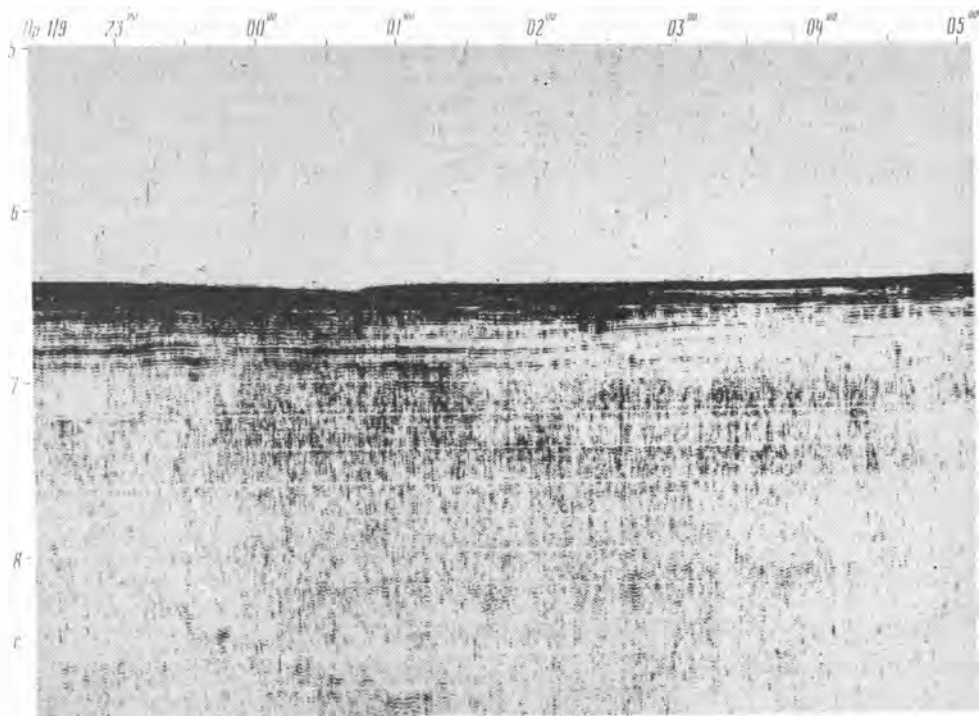


Рис. 9. Фрагмент временного сейсмического разреза по линии профиля 1/9

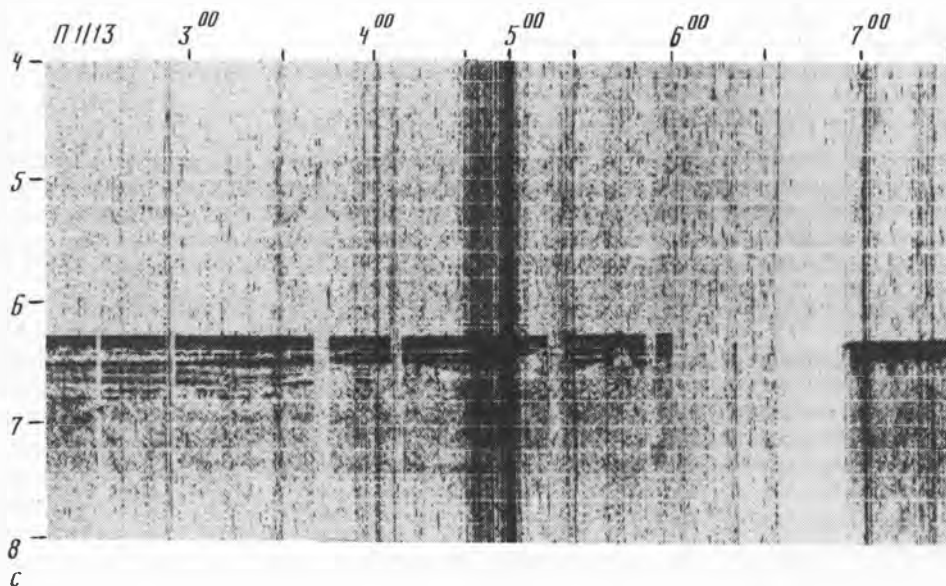
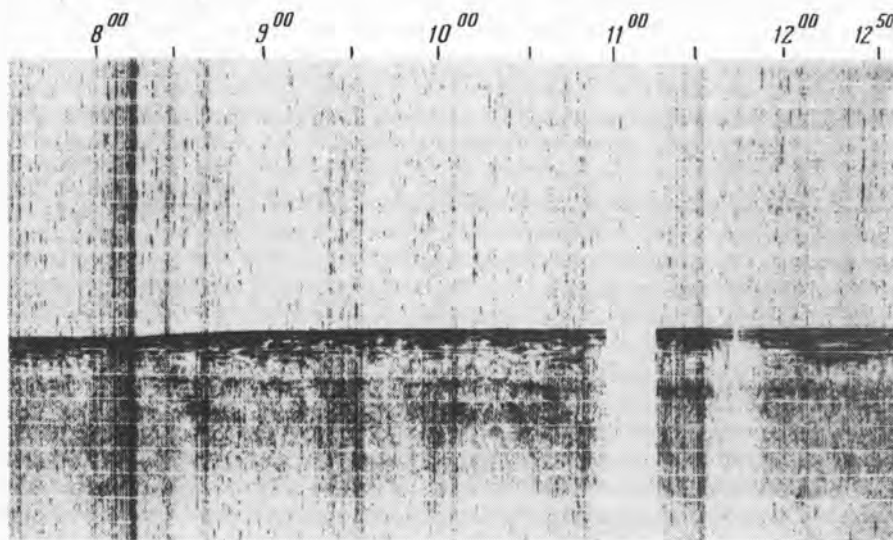


Рис. 10. Временной сейсмический разрез по линии профиля 1/13

Для верхнего сейсмического комплекса (1) характерны частые, протяженные отражающие горизонты. Его мощность на краях профиля 300, в средней части — 500—600 м. Сокращение мощности в нижних частях комплекса происходит за счет прислонения отражающих горизонтов к поверхности подстилающего комплекса. Из-за небольших мощностей и однородного строения комплекса 1 выделение внутри него сейсмических подкомплексов затруднительно. Мощность верхнего слоистого сейсмического подкомплекса выдержана и составляет 150—200 м.

Профиль 1/13 ориентирован параллельно профилю 1/9, отстоит от него на 20 км и смещен относительно него к юго-западу. Его протяженность 120 км. Поверхность дна океана ровная и залегает на глубинах 4700 м. На временном сейсмическом разрезе фиксируется лишь верхний сейсмический комплекс (1) и подстилающая его поверхность сейсмокомплекса 2. Кровля сейсмического комплекса волнисто изогнута и погружается в северо-западном направлении от 5100 до 5200 м (рис. 10). Верхний сейсмический комплекс, мощность которого 300—500 м, представляет собой горизонтально-слоистую среду, разделенную на два сейсмические подкомплекса. Нижний характеризуется протяженными сейсмическими границами, прислоняющимися к подстилающей кровле, за счет чего и происходит изменение его мощности. Верхний сейсмический подкомплекс на всем профиле имеет параллельно-слоистое строение, и его мощность составляет 250—300 м.

Профиль 1/4 расположен на северо-восточной окраине полигона, в 20 км к юго-западу от профиля 1/13 и параллелен ему. Длина профиля 310 км. Дно океана вдоль профиля относительно ровное, залегает на глубинах 4500—4550 м. В северо-западной половине профиля расположена пологая ванна с глубиной дна 4650 м. Акустический фундамент в пределах профиля не зарегистрирован. Наиболее глубокие отражающие поверхности залегают на отметках $-5800 \div -6000$ м. По



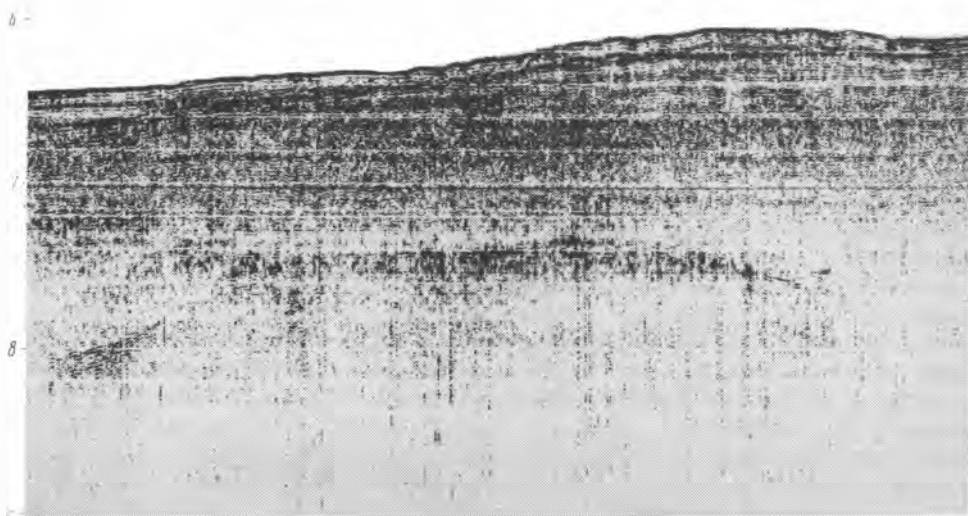


Рис. 11. Фрагмент временного сейсмического разреза по линии профиля 1/4

этому сечению так же, как и на двух предыдущих, выделяются два сейсмокомплекса. Кровля нижнего комплекса в основном ровная, на отдельных участках волнистая. Глубина залегания ее на северо-западе составляет 5000 м. В юго-восточном направлении она полого погружается до 5200 м. На участке профиля 110—190 км поверхность комплекса 2 образует антиклинальную структуру с амплитудой 300 м. Северо-западное крыло этой антиклинали интенсивно деформировано (рис. 11). Восточнее этой антиклинали кровля комплекса выравняется и полого погружается до глубины —5500 м. Внутри сейсмического комплекса 2 наблюдаются редкие протяженные сейсмические горизонты. На большей части профиля волновая картина этого комплекса полупрозрачная. Верхний сейсмический комплекс (1) отличается параллельно-слоистой структурой. Его мощность в юго-восточной половине профиля на участке 190—310 км составляет 600—1000 м. На участке 110—190 км мощность комплекса сокращается до 300—500 м над сводовой частью антиклинали в структуре нижнего подкомплекса. В северо-западном направлении от отметки 110 км мощность комплекса не изменяется и составляет 400—450 м.

Комплекс 1 разделяется на два подкомплекса. В юго-восточной части нижнего подкомплекса волновая картина неясная, оси синфазности плохо коррелируются друг с другом, в северо-западной части присутствуют короткие непротяженные сейсмические границы. Сейсмические границы прислоняются к кровле подстилающего комплекса в пределах ее антиклинального поднятия (110—130, 170—180 км). В интервале 127—131 км нижний подкомплекс отсутствует. Мощность сейсмического подкомплекса по обе стороны поднятия не превышает 300, а на своде сокращается до 110—100 м. Мощность подкомплекса возрастает в юго-восточном направлении от 200 до 600 м. Увеличение мощности связано с появлением нижних частей разреза.

Профиль 1/6 пересекает центральную часть полигона в юго-восточном направ-

лении в 20 км юго-западнее профиля 1/4 и имеет протяженность 320 км. Поверхность дна океана вдоль профиля образует пологое поднятие с глубинами на периферии 4600, а на своде 4300 м. В крайней юго-восточной части профиля фиксируются отражения от поверхности акустического фундамента, формирующие двугорбовую структуру. Поверхность фундамента на приподнятых частях залегает на отметках $-5900 \div -6500$ м, а в погруженных — на -7100 м.

Верхняя часть разреза представлена прозрачно-слоистой средой. Ее нижняя часть — сейсмический комплекс 2 — преимущественно прозрачная, с редкими, малопротяженными осями синфазности, плохо коррелируемыми на протяжении всего профиля. Мощность комплекса 2 установлена только в юго-восточной части профиля, где выделяется акустический фундамент. Над выступами последнего она составляет 600 и 1300 м, над впадиной — 2200 м. Кровля сейсмического комплекса 2 на большей своей части относительно выровненная, участками волнистая (140—210 км). Она залегает на отметках -5200 м в северо-западной части, -5000 м в центральной и -5500 м на юго-восточном окончании профиля. На отрезке 0—30 км кровля рассматриваемого комплекса слабо наклонена в юго-восточном направлении и полого погружается от глубины 5000 до 5500 м.

Верхний сейсмический комплекс 1 представляет собой серию протяженных отражений. Его мощность колеблется в пределах 700—900 м. Только на отметках 20—50 км и 150—190 км она сокращается до 400—500 и 600 м соответственно. В нижней части этого комплекса оси синфазности короткие, хаотично распределяются вдоль профиля (сейсмический подкомплекс 1б). Мощность сейсмического подкомплекса 1б сильно варьирует: на отрезках 190—320 км — 250—350 м, 150—190 км — 50—200 м, 60—150 км — 200—500 м и 0—60 км — 50—300 м. Верхний сейсмический подкомплекс 1а отличается наличием протяженных (более 100 м) отражающих горизонтов. В северо-западной части профиля (170—320 км) преобладают параллельно-слоистые горизонтальные отражающие площадки. Вниз по разрезу протяженность отражений сокращается. В юго-восточной части профиля отражающие горизонты оконтуривают линзовидные и клиновидные тела, максимальная мощность которых достигает 200—300 м. Общая мощность рассматриваемого сейсмокомплекса на большей части профиля составляет 500—600 м, лишь на окраинной юго-восточной части она увеличивается до 700 м.

Профиль 1/2 пересекает район исследований в юго-западной его части с юго-востока на северо-запад. Его протяженность 260 км. Дно океана вдоль профиля опускается от глубин 3700—3600 м на юго-востоке, до 4700 м на северо-западе. В целом его поверхность ровная, участками прорезается узкими (до 2 км) и неглубокими (до 100 м) каньонами. На отрезке профиля 90—150 км в рельефе дна обнаруживается плоское поднятие, амплитуда которого 150—200 м. Глубина океана составляет 4800 м на юго-востоке и 4950 м — на северо-западе.

Отражения от акустического фундамента не получены. Наиболее глубокие отражающие площадки зафиксированы в юго-восточной половине профиля. В нижней части разреза на всем протяжении профиля выделяется кровля нижнего сейсмического комплекса, выраженная хорошо коррелируемыми осями синфазности в вертикальном интервале до 40 мс. В юго-восточной половине профиля (0—140 км) она залегает субгоризонтально на отметках $-4700 \div -4900$ м. На отрезке профиля 140—160 км поверхность сейсмического комплекса 2 флексурно изгибается и опускается до отметок -5400 м. На этом отрезке она неровная, извилистая, деформированная. Северо-западнее отметки профиля 160 км кровля сейсмического комплекса 2 ровная, залегает субгоризонтально на отметках $-5400 \div -5500$ м.

Выше сейсмического комплекса 2 прослеживается комплекс 1. Его мощность постепенно убывает в северо-западном направлении от 1000—1100 до 700 м, причем на участке профиля 160—260 км она выдержана и практически не меняется. Сейсмический комплекс 1 характеризуется двухъярусным строением. Нижний его под-

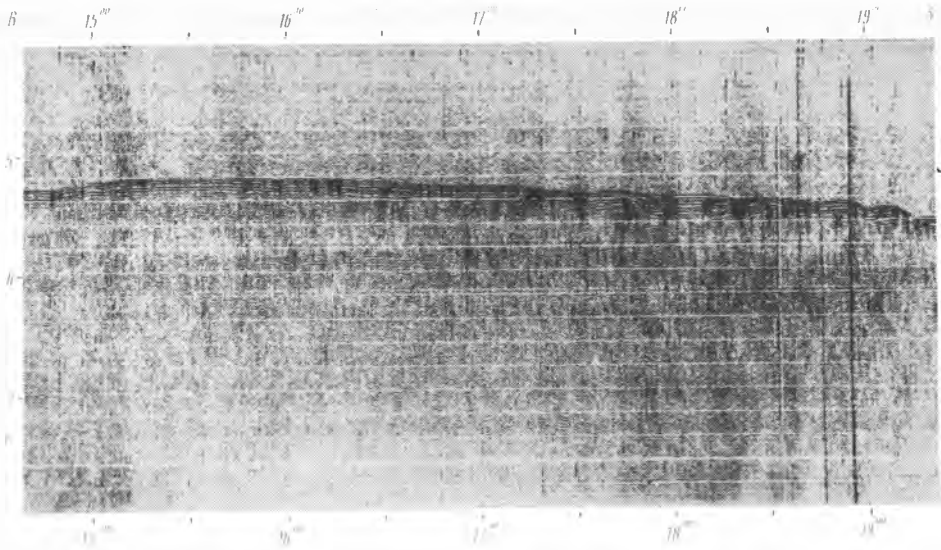


Рис. 12. Фрагмент временного сейсмического разреза по линии профиля 1/2

комплекс (16) выделяется прозрачной и полупрозрачной волновой картиной с очень редкими и короткими отражающими площадками. Его мощность в юго-восточной и северо-западной половинах профиля постепенно меняется в пределах 400—500 м, зато над флексурным изгибом кровли подстилающего комплекса на отрезке профиля 140—150 км сокращается до 200—300 м (рис. 12).

Верхний сейсмический подкомплекс (1а) отличается слоистым строением. Отражающие площадки и горизонты в его пределах четкие и достаточно протяженные (более 50 км). Для юго-восточной половины профиля характерно линзовидное и клиновидное залегание границ. Мощность отдельных линз и клиньев достигает 300—400 м. На участке профиля 95—150 км в верхней части подкомплекса фиксируется обширная линза, максимальная мощность которой около 400—450 м, она хорошо выражена в рельефе дна океана в виде пологого поднятия. В северо-западной половине профиля на участке 150—260 км внутреннее строение этого подкомплекса параллельно-слоистое, отражающие площадки протяженные и залегают субгоризонтально. Мощность этого подкомплекса постепенно убывает в северо-западном направлении от 800 до 600 м на участке профиля 0—145 км, а северо-западнее 160 км — от 500 до 400 м. На отрезке профиля 145—160 км мощность подкомплекса 1а составляет 400 м.

Профиль 1/11 протяженностью 115 км расположен в южной части исследованного района. Он ориентирован в северо-западном направлении и соединяет концы профилей 1/12 и 1/14. Дно океана вдоль этого профиля интенсивно прорезается подводными каньонами. Их относительная глубина до 100 м, а ширина около 5 км. Глубины дна плавно нарастают в северо-западном направлении от 3700 до 4000 м (см. рис. 5). Поверхность фундамента по этому сечению не фиксируется. Наиболее достоверно в нижней части разреза прослеживается сейсмическая граница, отождествляемая с кровлей сейсмического комплекса 2, выделенного по другим сечениям. Она относительно ровная в юго-восточной половине профиля и волнистая, деформированная в северо-западной. Так же, как и на большинстве описанных выше профилей, она представляет собой серию осей синфазности, фиксируемых по вертикали в интервале времени до 40 мс, хорошо коррелируемых вдоль профиля и исчезающих вниз по разрезу. В юго-восточной половине профиля она залегает на отметках $-4700 \div -4950$ м (участок 0—60 км).

Северо-западнее эта граница поднимается до отметок -4700 м ($70-80$ км), опускается вновь до -4900 ÷ -5000 м (90 км), а затем полого поднимается до -4700 м.

Верхний сейсмический комплекс (1) объединяет различные по протяженности отражающие площадки и состоит из двух подкомплексов. Общая мощность сейсмического комплекса 1 постепенно сокращается в северо-западном направлении от $1200-1300$ до $700-900$ м (на участке $110-115$ км).

Нижний подкомплекс (16) этого комплекса выделяется по относительно коротким и редким отражающим площадкам на фоне прозрачной волновой записи. Его мощность убывает в северо-западном направлении от 600 до $300-400$ м, а участками до 100 м и более, выравнивая рельеф кровли подстилающего комплекса. Для верхнего подкомплекса (1а) характерно четкое слоистое строение. Здесь прослеживаются протяженные отражающие площадки, ограничивающие выклинивающиеся к северо-западу сейсмические толщи. Мощность отдельных толщ достигает 200 м. В самой верхней части подкомплекса (отрезок профиля $50-100$ км) обнаруживается линзовидная толща, отражающаяся в рельефе дна. Общая мощность верхнего подкомплекса $600-800$ м. Причем ее увеличение происходит над сводом поднятия кровли сейсмического комплекса 2. И здесь же в нижней части подкомплекса 1а слоистая среда исчезает и появляется прозрачная и полупрозрачная с редкими, плохо коррелируемыми осями синфазности.

Профиль 1/7 расположен в северной части полигона, ориентирован в широтном направлении, пересекает северные окончания профилей 1/3, 1/4. Его протяженность 125 км. Поверхность дна ровная. Она опускается в восточном направлении от 4450 до 4700 м. В пределах профиля получены отражения лишь внутри верхнего сейсмического комплекса (1) и от кровли нижнего (2). Кровля сейсмического комплекса 2 в западной части профиля регистрируется по отдельным протяженностью до 10 км неровным, плохо коррелируемым отражающим площадкам. Она залегает на глубине $5000-5250$ м. В западной и средней части профиля наблюдаются пологие изгибы этой поверхности с амплитудой около 100 м. Выше не наблюдаются различные по протяженности отражающие площадки сейсмического комплекса 1, мощность которого сокращается в восточном направлении от 800 до 300 м. Для верхнего (1а) и нижнего (16) сейсмических подкомплексов характерна в верхней части параллельно-слоистая волновая картина, а в нижней — акустически прозрачная. Постепенно к востоку качество записи ухудшается и хороших отражений внутри комплекса не наблюдается. В восточной части профиля на отрезке $95-115$ км в самой верхней части подкомплекса 1а выделяется линзовидное тело мощностью до 200 м.

Профиль Р-2 ориентирован в северо-восточном направлении, начинается в северной части полигона 1. С небольшим перерывом он продолжает профиль 1/3 и пересекает профили 1/1 и Р-1. Протяженность профиля 480 км. По характеру рельефа дна он может быть разделен на две части. Его юго-западная половина ($0-130$ км) отличается ровным спокойным рельефом, полого погружающимся к северо-востоку от 4700 до 5200 м. Другая часть профиля характеризуется расчлененным рельефом. Ровные, горизонтальные его участки чередуются с подводными горами и холмами высотой до $200-1000$ м и шириной основания от 4 до 40 км. Ровные участки дна по ширине варьируют от первых километров до 60 км и залегают на глубине $5200-5300$ м. На отрезке профиля $294-300$ км наблюдается крупный врез (каньон) глубиной 250 м.

По особенностям волнового поля разрез можно разделить на две части, совпадающие с делением профиля по характеру рельефа дна. Поверхность акустического фундамента уверенно прослеживается вдоль всего профиля. Но если в юго-западной части рельеф этой поверхности слабо расчленен и наблюдается тенденция к ее воздыманию в северном направлении от -6200 до -5500 м, то на северо-восточном участке профиля он сильно расчленен (амплитуда превышает 1500 м). Участками фундамент выходит на поверхность дна (рис. 13). На отрезке

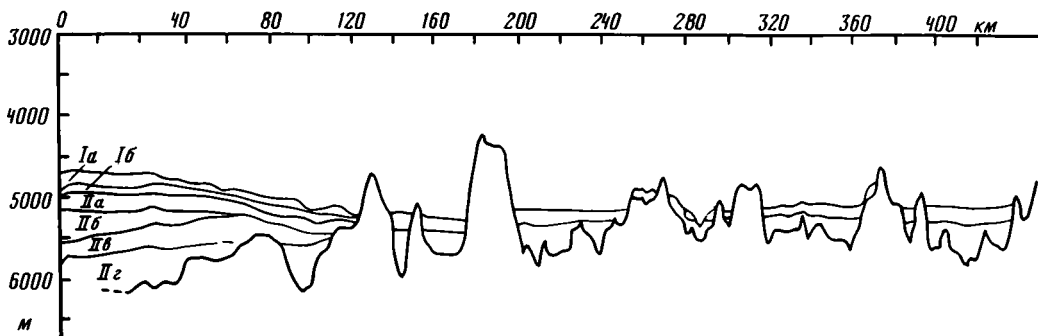


Рис. 13. Сейсмогеологический разрез по линии профиля P-2

профиля 80—120 км выявляется погружение поверхности фундамента до глубины 6200 м, а затем воздымание и выход на поверхность дна. В юго-восточной половине профиля выше поверхности акустического фундамента распространена слоистая среда. В ее строении различаются два комплекса, аналогичных выделенным на профилях 1/1—/14. Нижний сейсмический комплекс (2) представляет собой чередование групп отражающих площадок на всем протяжении профиля. В нижних частях разреза его слои прислоняются к поверхности акустического фундамента. В верхней части разреза комплекса залегает параллельно-слоистая толща выдержанной мощности (200—2500 м), к низам которой прислоняются подстилающие горизонты. Образуется кровельное прилегание. Кровля этого сейсмического комплекса погружается от -4550 м на юго-западном окончании профиля до -5300 м на северо-восточном. Общая мощность нижнего сейсмического комплекса убывает от 1200 до 250 м в северо-восточном направлении за счет прислонения нижних горизонтов к поверхности фундамента и кровельного прилегания в верхних частях разреза (участок профиля 0—100 км). Северо-восточнее мощность вновь увеличивается согласно погружению фундамента до 1000 м, а затем сокращается до 0.

Верхний сейсмический комплекс согласно перекрывает подстилающие образования. В его верхних частях преобладает параллельно-слоистая среда, а в нижних — прозрачная. На участке профиля 60—95 км слоистость в верхах разреза пропадает, а затем вновь появляется. В самых верхах слоистой среды намечаются неясно выраженные клиноформы мощностью до 50 м. Мощность верхнего комплекса практически не меняется в этой части профиля и составляет 200—300 м. В местах распространения каньонов мощность сокращается до 100 м. На отметке профиля 140 км этот комплекс прислоняется к поверхности фундамента.

Северо-восточнее отметки профиля 160 км верхний слоистый комплекс заполняет пониженные участки рельефа фундамента, сглаживая его. Частые отражающие горизонты и площадки прослеживаются практически на всем пространстве комплекса в верхней его части. Вниз по разрезу их протяженность сокращается и часто они исчезают. Залегают отражающие площадки горизонтально, только участками (360—365 км, 420—440 км) они приобретают слабые изгибы согласно поверхности фундамента. Максимальные мощности этого комплекса не превышают 800 м.

На трех участках профиля: 270—280, 290—320 и 380—390 км выше поверхности акустического фундамента прослеживается сейсмический комплекс, преимущественно полупрозрачный, с редкими хаотично расположенными короткими отражающими площадками. Он пространственно тяготеет к приподнятым частям акустического фундамента. Его мощность не превышает 200 м. Взаимоотношения со слоистым комплексом не ясны. В двух случаях этот сейсмический комплекс

залегают гипсометрически выше слоистого, а на среднем участке (290—320 км) создается впечатление, что он подстилает слоистый комплекс. Из-за плохого качества записи и сложной волновой картины определить однозначно характер связи этих комплексов не удастся.

В пределах полигона отработано 14 сейсмических профилей НСП общей протяженностью 2400 км. Расстояние между профилями в среднем 50 км. Качество полученного материала удовлетворительное. На всех временных сейсмических разрезах выделяется слоистая среда, отвечающая отложениям осадочного чехла, и только на отдельных разрезах локально фиксируются отражения от поверхности акустического фундамента. Отражения от поверхности фундамента получены в пределах южной окраины полигона, на северном склоне поднятия Демерера. Здесь он имеет расчлененную поверхность, которая в сторону поднятия воздымается до глубины 5600—6200 м, на погруженных участках опускается до 7200 м. Предположительно фундамент зафиксирован и на северо-востоке района исследований на глубинах 6200—7300 м. Здесь его поверхность также неровная, резко расчлененная.

Во многих участках поверхность фундамента не достигнута, поэтому мощность осадков не определена. Максимальные установленные мощности чехла на полигоне составляют 2500 м. По характеру сейсмической записи в чехле выделяются два крупных сейсмических комплекса: верхний (1) и нижний (2). Для первого характерна слоистая сейсмическая запись, для второго — хаотическая, дифрагированная. Внутри сейсмокомплекса 1 оси синфазности отчетливо коррелируются на большом протяжении. Здесь можно выделить два сейсмических подкомплекса: верхний 1а и нижний 1б. В верхней части сейсмического подкомплекса 1а встречаются отдельные узкие клиноформы, отражающие характер последовательного напластования аккумулятивных литологических тел. Слоистая сейсмическая запись верхней части подкомплекса 1а в нижней его части сменяется акустически прозрачной или полупрозрачной. Ниже регистрируется протяженная, хорошо коррелируемая отражающая площадка, которая является кровлей сейсмического подкомплекса 1б. Так же, как и верхний, он состоит из двух толщ: верхней — слоистой и нижней — акустически прозрачной, участками с дифрагированными, хаотически распространенными отражениями.

Сейсмический комплекс 1 со структурным несогласием залегают на подстилающемся его сейсмокомплексе 2, отличающемся преобладанием неслоистой, хаотической записи. По отдельным отражающим площадкам внутри сейсмического комплекса 2 на временных разрезах предположительно выделяются сейсмические подкомплексы 2а, 2б, 2в, хотя существенных различий волновой записи они не имеют. Так как эти подкомплексы не прослеживаются на большей части временных разрезов, изучение их строения не представляется возможным.

Кровля сейсмического комплекса 2 наиболее приподнята до отметок $-4600 \div -4800$ м на юго-западе полигона, откуда она в целом моноклиально погружается на северо-северо-восток до глубины 5300—5400 м в осевой части обширного субширотного структурного залива, в пределах которого она наклонена с запада на восток. От оси северного структурного залива кровля сейсмического комплекса воздымается на север до 5100 м (рис. 14).

Через центральную часть полигона с запада на восток-юго-восток протягивается обширное Центральное поднятие (50×1000 км). Восточная, наиболее погруженная, его часть образует брахиантиклиналь, сводовая часть которой ограничена изогипсой -5000 м. В юго-западной части полигона кровля сейсмокомплекса 2 в виде структурного носа погружается в восточно-северо-восточном направлении от отметки -4700 до -5000 м. Ширина этого структурного носа достигает 80 км, а протяженность 120 км. Большая часть поверхности Центрального поднятия дислоцирована и имеет сложный расчлененный рельеф с амплитудой, превышающей 60—140 м. По имеющимся профилям не представляется возмож-

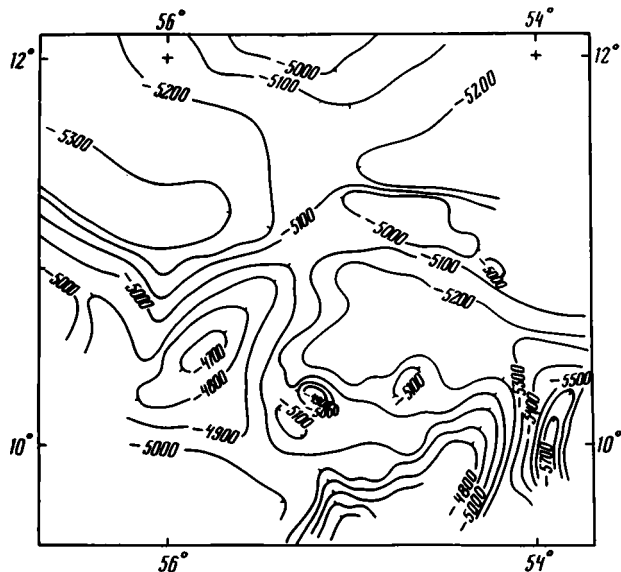


Рис. 14. Структурная карта кровли сейсмического комплекса 2

ным проследить форму дислокаций. Удалось лишь оконтурить область их распространения, которая на схеме тектонического районирования показана штриховкой.

В восточной части Центрального поднятия вырисовывается структурный залив, изменяющий свое первоначальное северо-восточное простирание на юго-юго-восточное. В его осевой части кровля сейсмического комплекса 2 погружается в том же направлении от глубины 5000 до 5700 м. С северо-запада к центральной части Центрального поднятия примыкает еще один структурный залив, оконтуренный изогипсой -5800 м. С запада он отделен от моноклинали флексуриобразным уступом с амплитудой до 600 м. Приподнятая часть моноклинали осложнена антиклиналью, вытянутой в северо-западном направлении, ограниченной изогипсой -5350 м. Юго-восточнее западной части Центрального поднятия выделяется локальный купол, очерченный изогипсой -5350 м. На крайнем юге полигона кровля сейсмокомплекса 2 резко воздымается к юго-юго-востоку, образуя северный склон крупного поднятия Демерера.

Кровля сейсмического подкомплекса 16 в целом так же, как и сейсмокомплекса 2, залегает в виде моноклинали, погружающейся с юго-юго-запада на северо-северо-восток от 4200 до 5000 м, отличаясь уменьшением амплитуд и количеством осложняющих структур. На севере региона моноклинали ограничена седловиной субширотного простирания, заключенной между изогипсами -5000 м. Она расположена над структурным заливом по кровле сейсмокомплекса 2. К северу от него кровля подкомплекса воздымается до -4900 м. В пределах субширотной седловины поверхность залегает практически горизонтально на отметке -5000 м. Центральное поднятие по кровле сейсмического подкомплекса 16 выражено лишь отдельными фрагментами, в целом являясь погребенной структурой. Унаследованной развитию поднятия осталась лишь окраинная юго-западная часть полигона, образующая небольшой структурный нос, в пределах которого кровля сейсмического подкомплекса 16 залегает на глубинах 4600—4700 м. На юге региона выделяется, как и по более древним горизонтам чехла, северный склон поднятия Демерера. Здесь кровля сейсмического подкомплекса 16 воздымается к югу до отметки -4000 м. Унаследованными являются и локальные поднятия,

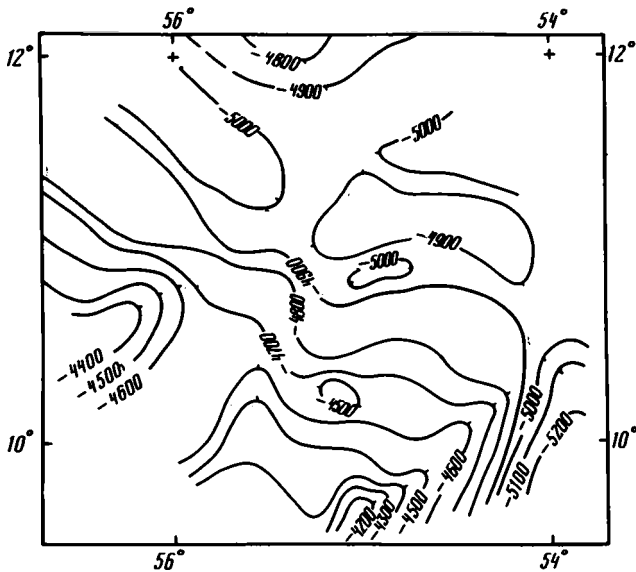


Рис. 15. Структурная карта поверхности сейсмического подкомплекса 16

расположенные в юго-западной части. Максимальные отметки их сводов достигают 4750 м (рис. 15).

Современная поверхность дна океана в пределах полигона, так же, как и горизонты чехла, моноклинально наклонена с юго-юго-запада на северо-северо-восток. Она характеризуется плоским рельефом с редкими неглубокими врезами и невысокими валами. Верхний сейсмический подкомплекс в рельефе дна не выражается. Лишь на одном участке, где прослежено линзовидное клиноформное тело (см. рис. 11), обнаруживается пологое валовидное поднятие шириной до 50 км, протягивающееся в северо-восточном направлении и в этом же направлении выклинивающееся. Эрозионные врезы, встречающиеся на поверхности дна, иногда прорезают подкомплекс 1, но точной картины залегания слоев на их бортах проследить не удастся из-за недостаточной разрешающей способности регистрации сейсмического сигнала.

Отложения, объединенные сейсмическим подкомплексом 16, заполняют рельеф поверхности сейсмокомплекса 2. Большая часть матернала для его заполнения поступала из рек, стекающих с северного побережья Южной Америки (Ориноко, Эссекибо, Корантейн). Максимальные мощности этих осадков накопились между юго-западным и южным склонами Центрального поднятия и северо-западным склоном поднятия Демерера. По характеру изменения мощностей определяется замыкание палеоконуса выноса рек Ориноко, Эссекибо, Корантейн, образующее своеобразный "язык". В его пределах мощности сейсмического подкомплекса 16 сокращаются с запада на восток от 600 до 300—200 м. В районе локального купола, в центральной части рассматриваемой области осадконакопления, мощности образований подкомплекса 16 уменьшается до 80 м. Другое увеличение мощности подкомплекса 16, образующее еще один дистальный "язык" палеоконуса выноса, по-видимому только р. Ориноко, приурочено к области между северо-западным склоном Центрального поднятия, простирающимся в глубь абиссали, и северо-северо-западным склоном регионального поднятия. Эта область интенсивной аккумуляции осадков условно может быть ограничена изопакитой 300 м. Изопакита 500 м оконтуривает участки максимального осадконакопления, открывающиеся на северо-запад и юго-запад. Они разделены локальной зоной сокра-

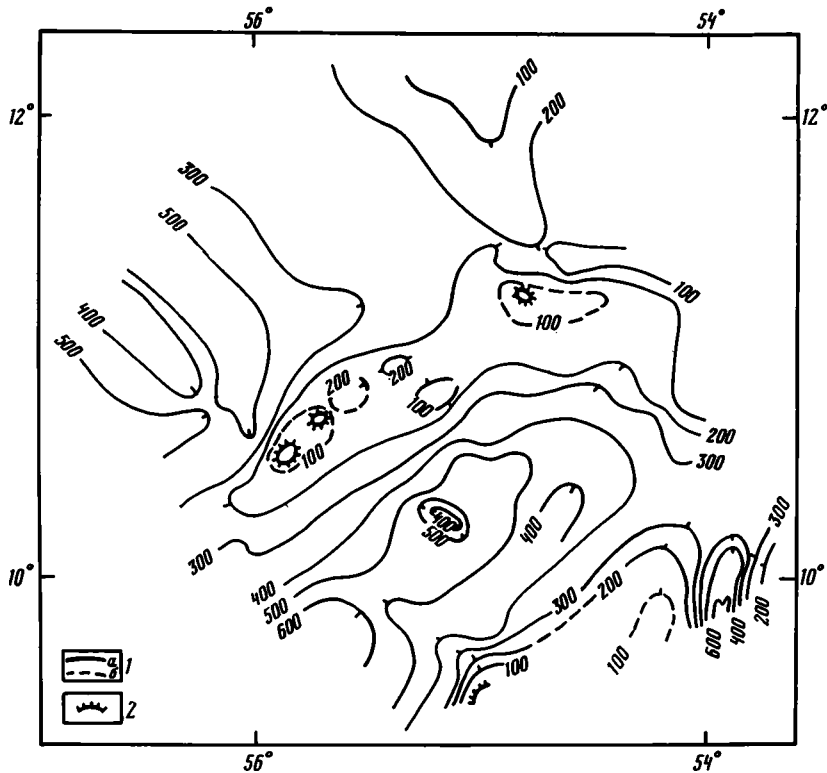


Рис. 16. Карта мощностей сейсмического подкомплекса 16

1 — изопахиты: а — выявленные, б — предполагаемые; 2 — границы области отсутствия сейсмического подкомплекса

щения мощностей, оконтуренной изопахитой 400 м и связанной с локальным поднятием кровли сейсмического подкомплекса 2. Третья область максимальных мощностей сейсмического подкомплекса 16 приурочена к подножию северного склона поднятия Демерера и имеет форму структурного носа. Эта область образует язык терригенных выносов рек Эссекибо и Корантейн. Он ограничен изопахитой 400 м. В южном направлении мощности отложений сейсмического подкомплекса 16 увеличиваются до 600 м (рис. 16).

В пределах полигона выделяются также три обширные зоны минимальных мощностей осадков сейсмического подкомплекса 16. Первая, наиболее крупная, оконтурена изопахитой 200 м и приурочена к Центральному поднятию. На большей части поднятия образования сейсмического подкомплекса 16 выровняли и захоронили сложной слождислоцированный рельеф. Лишь отдельные, самые высокие его области сложотой в первые десятки метров остались не перекрытыми выступами. Они выделяются на карте мощностей участками отсутствия отложений рассматриваемого сейсмического подкомплекса. Вторая область сокращенных мощностей подкомплекса, ограниченная изопахитой 300 м, совпадает с зоной поднятия Демерера. Мощности уменьшаются к своду поднятия вплоть до полного выклинивания отложений в наиболее приподнятой части. Третий район уменьшения мощностей осадков сейсмического подкомплекса 16 выделяется в северной части полигона. Здесь мощности сокращаются в северном направлении от 300 до 200 м. Уменьшение мощностей, по-видимому, связано с недостатком поступающего количества терригенного материала, выносимого крупными реками севера Южной Америки. Здесь преобладала пелагическая седиментация.

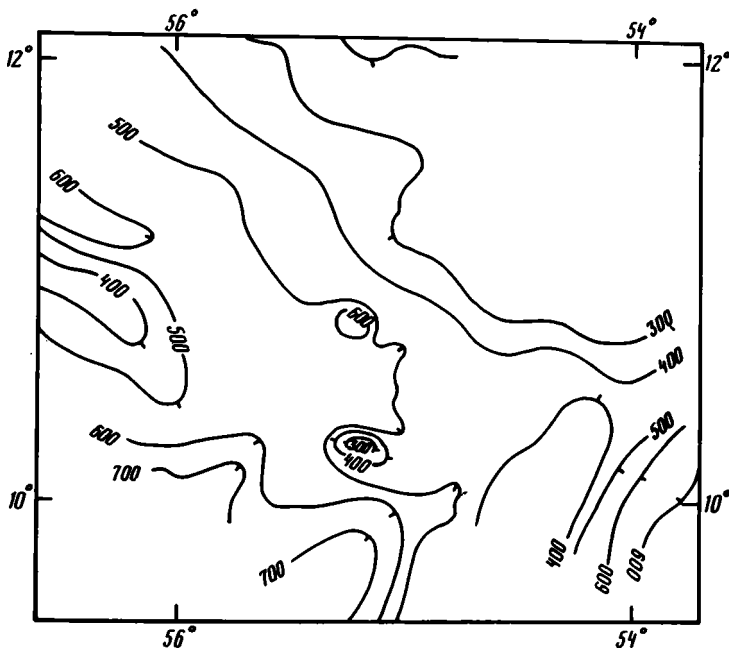


Рис. 17. Карта мощностей сейсмического подкомплекса 1а

Отложения сейсмического подкомплекса 1а более равномерно распределены на исследованной территории по сравнению с образованиями сейсмического подкомплекса 1б. Но участки аномальных мощностей, хотя и сокращаются по площади, все же совпадают с теми же районами, на которых выделяются аномалии распределения мощностей сейсмического подкомплекса 1б. Так, минимальные значения мощностей образований сейсмического подкомплекса 1а отмечаются на юго-западе региона. Здесь по их кровле, как и по более низким горизонтам, наблюдается замыкание геологических тел, сложенных материалом, выносимым реками Ориноко, Эссекибо, Корантейн. Значения мощностей уменьшаются с юго-запада на северо-восток от 700 до 400 м. Эта область пониженных мощностей на северо-востоке и юго-востоке ограничена склонами Центрального поднятия, на юго-востоке — склонами поднятия Демерера. На северо-западе мощность верхнего сейсмического подкомплекса (1а) увеличивается до 600 м. Материал, слагающий это мощное геологическое тело (клиноформу), по-видимому, выносился р. Ориноко, с юго-запада оно ограничено субмеридиональной антиклиналью, а с северо-востока — поднятием северо-северо-восточного простирания, расположенным в пределах абиссали. Третий, юго-восточный, участок повышенных мощностей рассматриваемого подкомплекса расположен у подножия склонов поднятия Демерера. Мощность этих образований увеличивается на юго-восток к осевой части конседиментационного структурного залива от 400 до 600—660 м (рис. 17).

Минимальные значения мощностей подкомплекса 1а фиксируются в северо-восточной части полигона. От изопакиты 300 м мощности уменьшаются на северо-восток и север в сторону абиссали до 200 м и менее. Локальное сокращение мощности сейсмического подкомплекса 1а связано с местными поднятиями. В пределах одного из сводов, расположенных на северо-западе полигона, мощности сокращаются от 500 до 400 м, а в районе поднятия на юго-западе полигона от 500 до 300 м. В пределах поднятия Демерера значения мощностей не превышают 400 м.

Характер распределения суммарных мощностей сейсмокомплекса 1 в большей

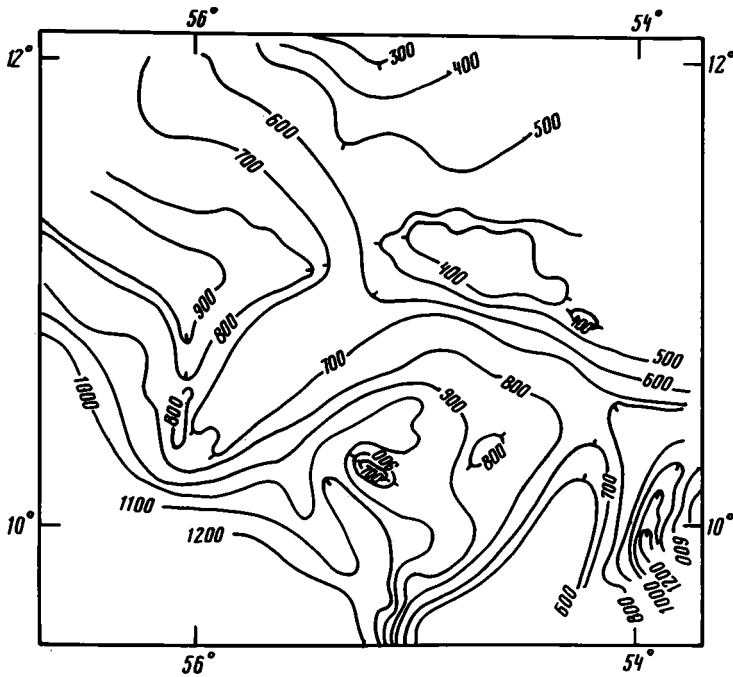


Рис. 18. Карта мощностей сейсмического подкомплекса 16

мере согласуется с закономерностями распространения мощностей нижнего сейсмического подкомплекса 16. Выделяются те же три области максимальных мощностей: западная, в пределах которой мощности сейсмокомплекса уменьшаются с запад-юго-запада на восток-северо-восток от 1000 до 600 м; юго-западная с изменением мощностей в северо-западном направлении от 700 до 200 м; юго-восточная, где мощности убывают в северном направлении от 600 до 200 м (рис. 18). Можно предполагать, что первая область максимальных значений мощностей комплекса 1 образована обломочными толщами, выносимыми р. Ориноко, вторая — отложениями, выносимыми реками Ориноко, Эссекибо и Корантейн, третья образована осадками рек Эссекибо и Корантейн.

Современные терригенные выносы рек севера Южной Америки прослеживаются в самой верхней части временных разрезов НСП в виде клиноформных отложений, которые характерны для аккумулятивных литологических тел. По выклиниванию (с юга на север) и исчезновению таких форм представилось возможным наметить край распространения современных осадков, формирующих самый молодой конус выноса, который по сравнению с контурами палеоконусов имеет несколько меньшие размеры по площади.

Литологические и газово-геохимические исследования на полигоне показали полное совпадение выводов, полученных при анализе сейсмического материала. Ими также подтверждается наличие двух современных потоков осадков, отличающихся друг от друга характером и составом осадконакопления.

Таким образом, на основании сеймостратиграфического анализа временных разрезов НСП представилось возможным сделать некоторые выводы о закономерностях строения и развития верхней части (до 1200 м) чехла полигона.

1. Поверхность, на которой отлагались осадки палеоконусов выноса рек Ориноко, Эссекибо и Корантейн, является эрозионно-тектонической. Она могла сформироваться в условиях относительно высокого стояния дна океана или в

случае отсутствия наклона дна в этом районе в глубь океана. Если бы уровень и наклон поверхности дна был близким к современному, тектонические формы дислоцированного рельефа Центрального поднятия сразу же заполнились бы осадками, которые также деформировались бы в результате роста поднятия. На временных разрезах отчетливо видно, что отложения сейсмического комплекса 1 заполняют на большей части региона рельеф кровли сейсмического комплекса 2. Такое заполнение возможно при условии относительно быстрого погружения или изменения наклона дна океана с уже сформированным рельефом и последующим, также относительно быстрым заполнением его терригенными осадками. Такая перестройка в этом регионе могла произойти на рубеже миоцена и плиоцена, когда происходили складчатые деформации и погружение поднятий Барбадос, Тринидад и др. Крупные же реки севера Южной Америки существовали уже в олигоцене. Впадая в Атлантический океан, они поставляли огромное количество терригенного материала, накапливающегося в смежных прогибах.

2. На территории полигона выделяются погребенные и унаследованные положительные и отрицательные структуры.

3. Формирование конусов выноса рек в разные отрезки времени было различным и зависело от количества поступающего материала и структуры поверхности, на которой он отлагался.

Сопоставление временных сейсмических разрезов с геологическими данными позволяет выделить в пределах изученной площади несколько типов геологических осадочных тел, образующих верхний структурный этаж. Они отличаются друг от друга внутренним строением, размерами и областью распространения. Это крупные и мелкие клиноформы, линзы и параллельно-слоистые толщи.

Крупные клиноформы распространены в центральной и юго-восточной частях полигона и представляют собой протяженные (до 100—200 км) осадочные тела шириной 20—80 км и мощностью до 500 м. Они состоят из параллельно-слоистых и линзовидно-слоистых более мелких тел. Мощность клиноформ сокращается в северо-восточном направлении, лишь в одном случае наблюдается обратное взаимоотношение.

Мелкие клиноформы распространены в южной половине исследованной области океана. Их протяженность до 40 км, ширина 5—10 км и мощность до 100 м. Они составляют самые верхние части разреза этого структурного этажа. Выклинивание этих осадочных тел происходит в северо-восточном направлении. Линзы ограничено расположены в пределах полигона. Они обнаружены в его юго-западной и центральной частях в верхах разреза чехла. Размеры этих тел 200×80×0,2 км. Максимальные мощности прослеживаются над уступами поверхности нижней толщи. По периферии линзовидное осадочное тело сокращается в мощности до полного выклинивания.

Параллельно-слоистая толща прослежена в северной половине изученной площади. На всем своем протяжении характеризуется равномерно-слоистым строением с постепенным сокращением мощности в южном направлении. Максимальные мощности наблюдаются на северо-восточной окраине полигона и достигают 500—600 м. На юге этот тип залегания тел сменяется клиноформами различных размеров.

Кроме описанных типов, вне полигона на региональных профилях Р-1 и Р-2 встречены осадочные тела небольших размеров, сложенные горизонтально-слоистой толщей. Они представляют собой осадочное выполнение современных эрозионных врезов. Ширина их редко превышает 2—3 км, а мощность 100 м. Из-за отсутствия других сечений мы не можем говорить о протяженности этих тел.

Описанные геологические формы верхнего структурного этажа указывают на различие условий осадконакопления в пределах исследованной площади и на разные литодинамические процессы, приведшие к их образованию.

Крупные клиноформы, состоящие из отдельных, более мелких, могли форми-

роваться за счет выноса обильного количества обломочного материала с Южно-Американского материка. Периодичность поступления этого материала доказывается наличием мелких клиноформ. Характер распространения клиноформ на площади указывает на существование трех терригенных потоков, которые практически одновременно выносили материал с материка. Эти потоки являются продолжениями крупных рек Южной Америки (реки Ориноко, Корантейн и Эссекибо). Каждая из них формирует свой собственный конус выноса. Характерные признаки строения осадочных толщ рассмотренного района говорят о том, что он соответствует дистальным частям крупного конуса выноса, лишь самая южная его часть — средней части конуса выноса, где происходит перенос осадков по системе крупных каньонов. Участок площади, где распространена параллельно-слоистая толща, отвечает области нормальной океанической седиментации, куда терригенный материал переносится крайне редко.

Период накопления верхнего осадочного комплекса, таким образом, отвечает стабильному этапу развития пассивной окраины, в течение которого шла аккумуляция терригенных и пелагических осадков. По поверхности кровли нижнего комплекса выделяются два структурных прогиба, разделенных поднятой зоной (Центральное поднятие). Это очень пологие структуры, развивавшиеся, по-видимому, унаследованно структурам фундамента. Редкие различные по протяженности горизонты, выделяемые на временных разрезах внутри этого комплекса, показывают, что осадочные толщи, создающие его, нивелируют рельеф поверхности фундамента и образуют комплекс заполнения. В пределах Центрального поднятия кровля комплекса деформирована, нарушена разрывами. Все это указывает на сложные дифференцированные движения в момент накопления нижнего комплекса и после его накопления (кон- и постседиментационное движения). Время постседиментационных деформаций, вероятно, совпадает с событиями, происходящими в пределах соседнего Барбадосского хребта на рубеже неогена и квартера. Отдельные отражающие площадки и горизонты внутри нижней толщи указывают, очевидно, на конседиментационное развитие прогибов по обе стороны Центрального поднятия.

Образование самого Центрального поднятия наиболее вероятно связано с явлением глиняного диапиризма. Признаки глиняного диапира обнаружены на профиле 1/1 в его начале, а также вне полигона, северо-западнее его, у подножия Барбадосского хребта, где на разрезе МОГТ фиксируется грязевой вулкан [Westbrook, Smith, 1983]. Авторы связывают его развитие с процессами активной субдукции и аккреции вдоль Малоанtilьской дуги.

Остается открытым вопрос, существовал ли структурный барьер по периферии конуса выноса, который был преградой для распространения обломочного материала в глубь абиссали, или такого барьера не было, и ограничение конуса выноса связано лишь с нехваткой обломочного материала.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ФАЦИИ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ И ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ У ПОДНОЖИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА

В настоящее время накоплен и продолжает накапливаться фактический материал о скважинах глубоководного бурения, который всесторонне изучается в Геологическом институте АН СССР. Методы литолого-фациального анализа используются в сочетании с минералого-петрографическими исследованиями. Осуществляется переход ко второй фазе — обобщения материала с целью восстановления всего хода седиментогенеза на протяжении мезозойско-кайнозойской истории развития океанов. Рассматриваются особенности седиментогенеза в различных ископаемых ландшафтных зонах (дельта, шельф, заливно-лагунное и морское мелководье,

континентальный склон, подножие континентального склона, абиссаль), существовавших на протяжении всего мезозоя—кайнозоя, что помогает восстановить весь ход эволюции океанических бассейнов и процессов седиментогенеза. Необходимо сопоставить механизм процессов осадконакопления, происходящих в настоящее время в различных ландшафтных зонах морей и океанов, с процессами осадконакопления, происходившими в мезозое и кайнозое.

В ходе второго рейса НИС "Академик Николай Страхов" проводилось изучение процессов седиментации у подножия континентального склона при переходе на абиссаль в интервалах глубин 3500—4500 м, где этот процесс недостаточно детально изучен. Однако эта зона вызывает большой интерес, так как в пределах ее весь ход осадконакопления определяется привнесом терригенного материала с континента через дельту, шельф, континентальный склон. Формирующиеся осадки имеют свои аналоги не только в древних осадках океанского дна, но и в пределах континентальных блоков земной коры. Впервые детально эти процессы рассмотрены в ходе второго рейса НИС "Академик Николай Страхов"— проводились исследования осадочного чехла в пределах пассивной окраины Центральной Атлантики у подножия континентального склона Южно-Американского континента на границе с абиссалью к востоку от Малоангильской дуги и к северо-востоку от Гвианского побережья в зоне дистальной части конусов выноса рек Южной Америки — Ориноко, Корантейн, Эссекибо. При этом строение осадочного чехла изучалось при помощи сейсмических методов, а самая верхняя часть (до 5 м) — методами отбора донных трубок и детальным изучением литолого-фациального и минералого-петрографического состава отложений. Только такой комплексный подход позволяет всесторонне рассмотреть эволюцию океанических бассейнов.

Настоящая глава посвящена изучению фациального состава и циклического строения самой верхней части слоя осадков от 0 до 5—7 м. Впервые детально при помощи геофизических методов и отбора 22 трубок на площади 300×300 км изучен участок океанской плиты у подножия континентального склона Южной Америки на продолжении дельты реки, второй слой которой был сформирован в палеоцен-эоценовое, а осадочный чехол — в олигоцен-четвертичное время. Основным источником обломочного материала в мезозое и кайнозое был Южно-Американский континент с терригенным материалом, выносимым реками Ориноко, Корантейн, Эссекибо. Долина р. Ориноко в ее среднем и нижнем течении имеет близширотную ориентировку и приурочена к южному крылу прогиба Ориноко, который располагается на границе Южно-Американской древней платформы и альпийского горно-складчатого сооружения Анд. Прогиб Ориноко разделяет более частные фрагменты Гвианского щита на юге и покровно-складчатое сооружение Карибских Анд. В строении Гвианского щита участвуют несколько комплексов метаморфизованных образований докембрия. В строении складчатого сооружения Карибских Анд принимают участие преимущественно вулканы, в различной степени метаморфизованные.

В пределах подводного конуса р. Ориноко у подножия континентального склона, где расположен полигон, терригенные осадки чрезвычайно разнообразны, что связано с неоднородностью питающих провинций, которые на протяжении верхнего мезозоя и кайнозоя являлись источниками сноса терригенного материала. Отбор материалов контролировался положением станций в рельефе. Проведена детальная батиметрическая съемка в пределах полигона. Материалы батиметрической съемки показали, что дно полигона имеет относительно простой рельеф и представляет собой спокойно погружающуюся в северо-восточном направлении поверхность. В пределах полигона по структурно-морфологическим признакам и тектонической приуроченности с юга на север можно выделить три геоморфологических типа рельефа, формирующих единый взаимосвязанный ряд: крутой, относительно расчлененный рельеф основания континентального склона; глубоководный эрозионно-аккумулятивный рельеф подножия континентального склона (периферические

части подводных конусов выноса); глубоководный аккумулятивный рельеф абиссальной равнины.

Глубоководный эрозионно-аккумулятивный рельеф подножия континентального склона периферических частей подводных конусов выноса формировался при активном привносе осадочного материала реками. Сносимый осадочный материал создавал относительное геоморфологическое равновесие рельефа между верхней бровкой континентального склона и абиссальной равниной. Вследствие этого основание континентального склона было погребено, в результате чего постепенно сформировался особый тип глубоководного рельефа. В восточной части крутой континентальный склон резко переходил в глубоководную, также аккумулятивную, почти не всхолмленную абиссальную равнину.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф подножия континентального склона связан с существованием двух хорошо выраженных смежных подводных конусов выноса, их периферических частей. Юго-восточный конус имеет большую площадь и более сложное строение, чем восточный. Он состоит из двух сросшихся более мелких конусов, разделенных широкой (до 15 миль) ложбиной глубиной 120—150 м. Поверхность конуса расчленена системой субпараллельных каньонов, русел и протоков преимущественно северо-западного простирания. Наблюдается веерообразное расхождение от наиболее приподнятой части конуса выноса к дистальной. Форма и глубина каньонов и протоков от вершинной части конуса к дистальной меняется. В вершинной части конуса это долина V-образной формы с превышением бортов 50—70 м при ширине 2—3 км. Ближе к дистальной части конуса глубина долин уменьшается до 20—30 м. Они приобретают U-образную форму, свидетельствующую об окончании эрозионной деятельности глубоководных потоков. В дистальной части конуса поверхность изрезана в очень малой степени, долины и протоки более мелкие и на северо-востоке исчезают. Резкой границы между конусом выноса с его всхолмленным эрозионно-аккумулятивным рельефом и абиссальной равниной не устанавливается.

Для рельефа западного конуса выноса характерны те же черты строения, что и для юго-восточного. В пределах западного конуса веерообразная структура системы эрозионных врезов видна не четко, хотя оба конуса выноса формировались из одной каньонно-веерной системы.

В западном конусе отсутствуют хорошо выраженные V-образные долины и преобладают U-образные, а по самой периферии — корытообразные с плоским дном и прирусловыми валами, что указывает на принадлежность западного конуса к наиболее удаленным частям конуса выноса рек Гвианского побережья.

Изученный в пределах полигона глубоководный рельеф эрозионно-аккумулятивного типа возник в области сочленения континентального склона с абиссальной равниной в условиях значительного привноса осадочного материала и заполнения им структурного перегиба в основании более крутого континентального склона, где мощность осадков была значительной.

Северная, северо-восточная и восточная части полигона представляют собой обширную выровненную и слабо наклоненную к северо-востоку и востоку область абиссальной равнины Гвианской котловины с аккумулятивным рельефом.

В целом для полигона характерны три типа рельефа, образующие единый взаимосвязанный ряд от континентального склона к абиссальной равнине.

Сейсмическими исследованиями установлено, что поверхность, на которой отлагались осадки палеоконусов рек Ориноко, Эссекибо и Корантейн, эрозионно-тектоническая, которая могла появиться в условиях относительно высокого стояния дна океана или в случае отсутствия в этом районе наклона дна в глубь океана. Формирование конусов выноса рек в разные отрезки времени зависело от количества поступающего материала и структуры поверхности, на которой он отлагался.

Принимая во внимание морфологию склона и степень сходства отложений,

можно выделить: восточный конус выноса (между 54—56° з.д.), западный конус выноса (между 56—57° з.д.), абиссальную равнину (между 12—13°30' с.ш.).

В первых двух конусах направление главных каньонов северо-западное.

Донными трубками вскрыты верхние интервалы осадочного чехла — осадки, связанные с рельефами рассмотренных выше типов. Среди них мы выделили макрофации, фации и генетические типы осадков. Фациальный же состав отложений подножия континентального склона изучен недостаточно полно.

Макрофации, фации и генетические типы осадков верхнего интервала осадочного чехла

Изучение генетических признаков осадков верхнего интервала осадочного чехла позволило выявить основные генетические типы, фации и макрофации, проследить их в пределах всех разрезов и построить увязывающие их профили.

Все отложения можно отнести к трем макрофациям, фациям и генетическим типам.

Макрофации постояннодействующих сильных и быстрых мутьевых потоков, связанных с системами каньонов. Фация песчано-алевритовых осадков центральных частей мутьевых потоков представлена средне-, мелко- и тонкозернистыми песками и крупнозернистыми алевритами. Выделяются разные генетические типы этих осадков.

Песок средне-, мелко-, реже тонкозернистый с отчетливой сортировкой по зернистости, цвет варьирует от темно-серого до почти черного во влажном состоянии и светло-серого, иногда белого — в сухом состоянии. Нижняя граница слоев песка резкая или в виде неровной поверхности размыва с мелкими промоинами; верхняя граница — более или менее отчетливая. Толщина слоев меняется в пределах 0,5—8 см. Характерна четкая косая однонаправленная слоистость, переходящая в косую линзовидную, выполаживающуюся, причем толщина косых серий уменьшается снизу вверх по слою. В этом же направлении отчетливо уменьшается размерность зерен, т.е. проявляется градационная сортировка, гранулометрическая градация — "градид беддинг". В слоях песка обычно видна сортировка по зернистости. Мощность слоев доходит до 10—15 см. Этот тип отвечает отложениям стречневой части потока с активной динамикой. Мощность и гранулометрия осадка меняется в зависимости от характера динамики потока.

Алевриты крупнозернистые, плотные, серовато-бежевые с неясной косой однонаправленной слоистостью. Вверх по разрезу материал несколько утоняется, нижняя граница обычно резкая, верхняя — постепенная, мощность прослоев доходит до 10 см. Осадки этого генетического типа отражают седиментацию в условиях центральной части мутьевых потоков, сменяют пески и характеризуют некоторое ослабление динамики потока.

Отложения фации песчано-алевритовых осадков центральных частей мутьевых потоков (пески и алевриты) формировались в потоке с активной динамикой, при их образовании происходило волочение частиц по дну течением.

Фация песчано-алевритоглинистых осадков фланговой или хвостовой части мутьевых потоков включает генетический тип песчано-алевритоглинистых осадков, коричневатого-серых с тонкой линзовидной слоистостью, подчеркиваемой мелкопесчаным материалом, который обычно приурочен к основанию данного генетического типа. Он имеет резко врезанную нижнюю границу; верхняя граница расплывчатая в интервале чередования линз песка и алеврита. Выше располагаются алевритово-глинистые осадки, к которым приурочены тонкие линзы тонкозернистого песка с резкой нижней границей. В алевритово-глинистой составляющей увеличивается содержание глинистого вещества вверх от основания разреза, где преобладает алевритовый материал. Этот генетический тип отвечает фланговой или хвостовой части мутьевых потоков.

Другой генетический тип — алевролитистая глина, отличающаяся от описанного выше значительным содержанием глинистого компонента. Алевролитистая глина характеризуется наличием единичных тончайших включений линз мелкопесчаного и алевролитового материала. Характерна серовато-белесоватая окраска слоев. Формирование осадков этого генетического типа происходило в наиболее удаленной фланговой или хвостовой части мутьевого потока.

Пески и алевроиты и их разновидности имеют все признаки турбидитов: эпизодичность появления, постепенное исчезновение, градационная сортировка материала, смена снизу вверх по разрезу терригенных и текстурных интервалов, резкая контрастность минерального и гранулометрического составов на фоне окружающих однородных осадков, связь с системами каньонов, тип фациальных изменений, глубоководная обстановка осадконакопления, приуроченность к зонам, простирающимся от верхней части основания и подножия континентального склона до абиссальной равнины, сходство вещественного состава турбидитов с составом соседних областей.

Наблюдается латеральное замещение песчаных турбидитов песчано-алевритоглинистыми, что указывает на переход от центральной части потоков к фланговым и хвостовым.

Турбидиты изучаемого региона относятся в основной своей массе к типу *a*, реже *e*, по классификации А. Боума, редко встречается тип *c*. Турбидиты типа *c* характеризуются тем, что элемент *c* делится на нижнюю часть с косою слоистостью и верхнюю с косоволнистой выполаживающейся слоистостью. Гранулометрическая градация меняется по мере ослабления потока. Песчаные турбидиты отвечают центральным частям мутьевых потоков, песчано-алевритоглинистые — фланговой или хвостовой части мутьевых потоков.

Макрофации эпизодически возникающих слабых и сильных разжиженных мутьевых потоков, не связанных с системами каньонов, а также контурных и склоновых течений. Образование осадков происходило в том случае, когда непосредственно с бровки шельфа шло оползание, смыв материала и разнос мутьевыми потоками и контурными течениями, однако при этом не наблюдалось врезания каналов. Осадки указанной макрофации располагаются в межканьонных частях. Они накапливались эпизодически время от времени вдоль континентального склона, являясь отложениями склоновых и контурных течений.

Фация алевролитовых, редко песчаных осадков приканьонных валов формировалась в зоне вдоль края каньона в условиях приканьонных валов, при этом в алевролитовые осадки периодически проникали в виде линз тонкопесчаные образования. В наиболее удаленных от каньона частях накапливались глинистые осадки с примесью алевролитового материала. Преобладает генетический тип — алевролит, преимущественно средне-, реже крупно- и мелкозернистый, плотный, серый, без видимой слоистости, с неотчетливой нижней и расплывчатой верхней границей. Отложения рассмотренного генетического типа формировали приканьонные валы в зонах с ослабленной динамикой водной среды.

Самостоятельный генетический тип образуют присутствующие тонкие, прерывистые прослои и линзы песка в алевролитах. Песок тонкозернистый, светло-серый с кремовым оттенком, участками с косою однонаправленной слоистостью и градационной сортировкой.

Генетический тип — алевролитистая глина, пластичная, без текстурных признаков, накапливалась в наиболее удаленных краевых частях приканьонных валов в условиях относительно спокойной динамики водной среды.

Фация алевритоглинистых осадков дистальных частей каньона (межканьонных частей выноса) характеризует осадконакопление в зоне, наиболее удаленной от стрежневой части каньона в условиях слабой динамики водной среды, и включает отложения трех генетических типов. Преобладают отложения генетического типа алевролита глинистого — алевритистой глины, характеризующегося хо-

рошей сортировкой материала, серовато-бежевым цветом, горизонтальной слоистостью. Алевроитовый материал при этом равномерно рассеян. Появление алевроитового материала связано с некоторым усилением динамики водной среды. В виде маломощных линз и прослоев среди отложений описанного выше генетического типа встречаются отложения генетического типа — песка тонкозернистого, однородного, с неясно выраженной косою однонаправленной, участками линзовидной слоистостью. Осадки этого типа накапливались в условиях слабой, но все же несколько усиливающейся динамики водной среды.

Формирование алевроитовых осадков приканьонных валов и алевроитоглинистых осадков дистальных частей каньонов происходило в результате сочетания горизонтального перемещения материала и вертикальной седиментации.

Таким образом, отложения эпизодических слабых и сильно разжиженных мутьевых потоков, не связанные с каньонами (каналами), располагаются в межканьонных участках краевых частей конусов выноса. Они возникали время от времени вдоль континентального склона. Эти отложения склоновых частей представлены чередующимися алевролитами и алевроитистыми глинами.

Фация алевроитоглинистых осадков краевой части конуса выноса характеризует осадконакопление в условиях плоскостного сноса терригенного материала (контурных течений). При этом наиболее характерен генетический тип ритмического чередования мелкоалевритовых и алевроитоглинистых осадков с четко выраженной горизонтальной слоистостью, при этом алевроитовые прослои имеют резкую нижнюю границу. Цвет коричневато-серый, сортировка материала отчетливая. Осадки этого генетического типа характерны для обстановки осадконакопления, когда на непрерывный поток глинистого осадочного материала накладывается более крупный материал контурных и склоновых течений.

Алевроит глинистый, серовато-бежевый, тонкогоризонтально-слоистый за счет тончайших прослоев скоплений тонкоалевритового материала.

Формирование отложений указанных генетических типов происходило в условиях воздействия контурных и склоновых течений со слабой динамикой водной среды. Отложения алевроитоглинистых и глинистых с алевроитовой примесью осадков краевой части конуса выноса связаны с периодами поступления алевроитового материала на фоне медленного вертикального осаждения глин. Характерна относительно слабая динамика водной среды. Тонкое горизонтальное чередование алевроитового и глинистого материалов указывает на то, что динамическое воздействие среды на отложения различных прослоев незначительно.

Рассмотренные отложения, периодически возникающие, формировались за счет того, что непрерывный поток осадочного материала в виде глины время от времени смешивался с более крупным материалом плоскостных разжиженных мутьевых потоков или склоновых течений, а также контурных течений.

Фация глинистых осадков с незначительной примесью алевроитового материала краевой части конуса выноса включает два генетических типа: глина серовато-бежевая с редкими тончайшими прослоями мелко- и тонкоалевритового материала, характерна отчетливо выраженная тонкая горизонтальная слоистость; глина серовато-бежевая с редкими прослоями, обогащенными мелкоалевритовым материалом.

В целом отложения данной макрофации характеризуют седиментацию в краевых частях конуса выноса, при этом непрерывный поток глинистого, довольно тонкого материала время от времени смешивался и пополнялся более крупным материалом слабых течений контурных и плоскостных разжиженных мутьевых потоков и склоновых течений, возникающих вдоль континентального склона.

Макрофации глубоководной пелагической седиментации, медленной, вертикальной, устойчивой по простиранию, без следов динамики водной среды. Осадки фации глинистых отложений глубоководной седиментации содержат генетические типы: ил глинистый, светло-бежевый, серый, однородный, тонкоотмученный, без

видимых включений органогенно-карбонатного материала. Слоистость отсутствует; ил глинистый, однородный, с незначительной примесью алевритового материала и неясно выраженной горизонтальной слоистостью. Примесь органогенно-карбонатного материала ничтожно мала. Формирование рассмотренных генетических типов происходило за счет взвешенного глинистого материала, приносимого с континента.

Осадки фации глинистых отложений с примесью органогенно-карбонатного материала глубоководной седиментации включают два генетических типа: ил глинистый, серый, однородный, тонкоотмученный, со скрытой горизонтальной слоистостью, незначительная (до 3%) примесь фораминифер; ил глинистый, светло-кофейный, со скрытой горизонтальной слоистостью, содержание фораминифер до 15%.

Отложения медленной глубоководной седиментации формировались за счет оседания взвешенного материала, поступавшего с континента, и за счет планктонного биогенного материала. Характерна медленная устойчивая вертикальная седиментация без следов динамики водной среды.

Выявленные нами макрофации, фации и генетические типы отложений прослежены по всем станциям. На основании положения в разрезах песчаных, песчано-алевритовых и алевритоглинистых осадков, т.е. турбидитов и контуритов и по их протяженности на большие расстояния можно расчленить и увязать между собой разрезы. Профили построены по станциям через восточный, западный конусы выноса и через стык конусов с абиссалью. Выявилось отчетливое циклическое строение верхней части осадочного чехла. Циклы прослежены по всей площади полигона и увязаны между собой. Они имеют мощность 30—40 см. В основании каждого из них с размывом залегает песчаный турбидит, по простиранию переходящий в алевритовый, либо в чередование песков, песчаных алевритов и глин, либо в алевриты (контуриты). Верхний интервал цикла сложен глиной, или глиной с алевритовыми примесями, или чередованием алевритов и глин. Основным критерием выделения циклов является положение в разрезах турбидитовых слоев и мощность глинистых интервалов. Турбидиты плащеобразно перекрывают значительные площади.

Фациальный состав и циклическое строение восточного и западного конусов выноса р. Корантейн и северной части полигона I

Выявленная и описанная выше сеть каньонов указывает на прошлую активную деятельность мутьевых потоков. Вскрытые трубками отложения — образования каньонов и долин в широком смысле, они характеризуются соответствующим набором фаций и генетических типов. При этом наиболее характерны отложения фации центральных частей мутьевых потоков — турбидитов (песков), составляющих 12% отложений разреза (ст. 3—6, 8, 9, 12—17, 22, 23).

Отложения, вскрытые ст. 1, 2, 7, 11, 18, 19, 24, 26, 27, охватывают юго-восточную, северную части, а также полосы центральной части, ориентированные в юго-западном и северо-восточном направлениях и характеризующие межканьонные возвышенные участки континентального склона (рис. 19, I—III).

Отложения ст. 18, 19, 24 характеризуют собой межканьонные возвышенные участки континентального склона и включают соответствующий набор фаций и генетических типов. Это тонкое ритмичное чередование алевритов, редкие прослойки однородных алевритов. Встречена фланговая разновидность турбидитов — алевритоглинистых образований, характеризующих обстановку периферии конуса выноса за пределами артерий, питающих конус (см. рис. 19, II).

Отложения ст. 1—3, 11, 26, 27 характеризуют осадконакопление в северной части полигона, при этом характерно наличие прослоя турбидита мощностью

2—5 см и вулканического пепла. Отложения эти накапливались на границе конуса выноса и абиссальной равнины. Отложения ст. 7, 15 приурочены к центральным частям полигона и характеризуются преобладанием алевролитов тонкогоризонтально-слоистых однородных и представляют собой латеральные переходы каньонных образований и обстановку прибортовых частей каньонов и межканьонных участков. Отложения каньонов и долин характеризуются уменьшением мощности и выклиниванием турбидитов (см. рис. 19, III).

Восточный конус выноса р. Корантейн. В пределах его отчетливо проявляется микроциклическое строение. Выделяются девять микроциклов.

Первый (верхний) микроцикл (мощность 50—65 см) сложен полужидким и жидким глинистым илом с фораминиферами (до 15%) от светло-бежевого до кофейно-коричневого цвета, в основании его — слой лимонитизированного алевролита.

Ниже отложения второго микроцикла (мощность 50—60 см) представлены тонким чередованием алевролитов и алевролитистых глин, глин и алевролитистых глин, алевролитов, чередованием песков, алевролитов и глин (дистальная часть турбидита), тонкими прослоями песчаных турбидитов. Турбидиты встречаются в пределах всего интервала. В основании микроцикла повсеместно развиты турбидиты.

Третий микроцикл (мощность 30—45 см): в основании — песчано-алевролитовый турбидит (центральной части), переходящий в дистальную разновидность глина—алевролит—песок. Выше развиты глины и глины с алевролитами.

Четвертый микроцикл (мощность 20—30 см): в основании — песчано-алевролитовый турбидит, по простиранию переходящий в турбидит дистальной части. Выше — глина с прослоями алевролитов.

Пятый микроцикл (мощность 20—30 см): в основании — песчано-алевролитовый турбидит, переходящий в турбидит дистальной части. Выше — глина с прослоями алевролитов.

Шестой микроцикл (мощность 40—50 см): в основании — турбидит, выше — толща глин с алевролитовыми прослоями, при этом наблюдается частое чередование прослов турбидитов, их изменчивость определяется изменением мощности мутьевых потоков и различной локализацией их разгрузки.

Седьмой микроцикл (мощность 40—50 см): также характеризуется наличием в основании песчаного турбидита, переходящего в дистальные турбидиты. Выше развиты глинистые осадки, характерно чередование глин, алевролитистых глин. Они также содержат включения турбидитов.

Восьмой микроцикл (мощность 50—70 см): в основании — песчаные турбидиты с резкой границей в подошве, по простиранию переходят в образования дистальной части. Выше — отложения алевролитов и глин с тонкими включениями турбидитов.

Девятый микроцикл (мощность 60 см) в основании имеет турбидиты. Выше развиты глинистые осадки, переходящие в глины с прослоями алевролитов. Ст. 4—23 на расстоянии более 60 км отмечено присутствие турбидитов. Следовательно, разрезы указанного профиля можно отнести к ложбинам и пологим погребенным каньонам. Ст. 18, 19, 24 вскрыты краевые фланговые периферические части конуса; здесь циклы сопоставлены по положению в разрезах песчаных и алевролитовых турбидитов и алевролитовых контуритов. Ст. 7, 8 вскрыли межканьонные и каньонные прирусловые валы, являющиеся связующими с разрезами западного конуса выноса. Разрез ст. 22 коррелируется не только с разрезами восточного конуса, но и западного.

Западный конус выноса р. Корантейн. Ст. 9, 12—17 расположены в пределах каньона или на его бортах, ст. 7, 8, 15 — вне каньонов, в пределах приканьонных валов и возвышенностей.

Первый (верхний) микроцикл (мощность 50—60 см) от поверхности до марки-

Фланговая часть

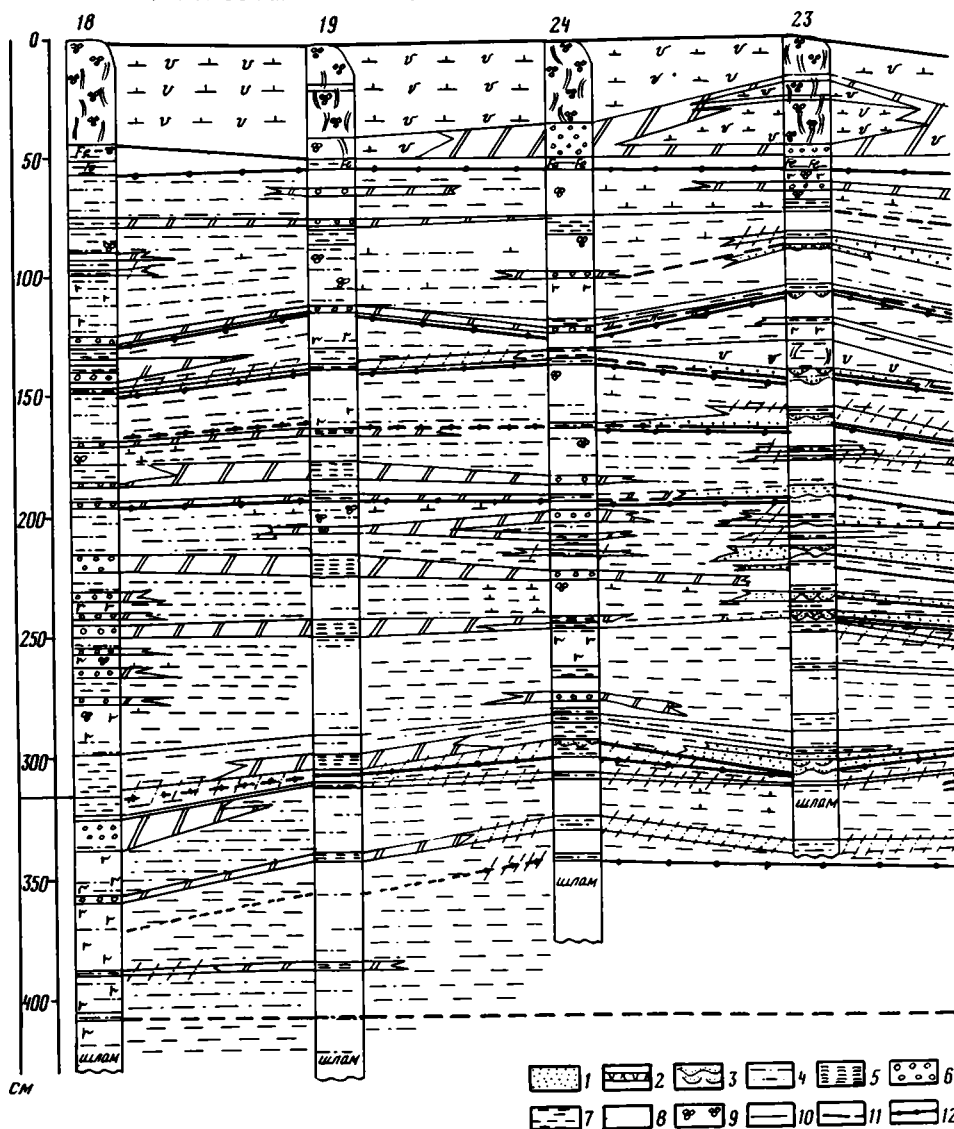
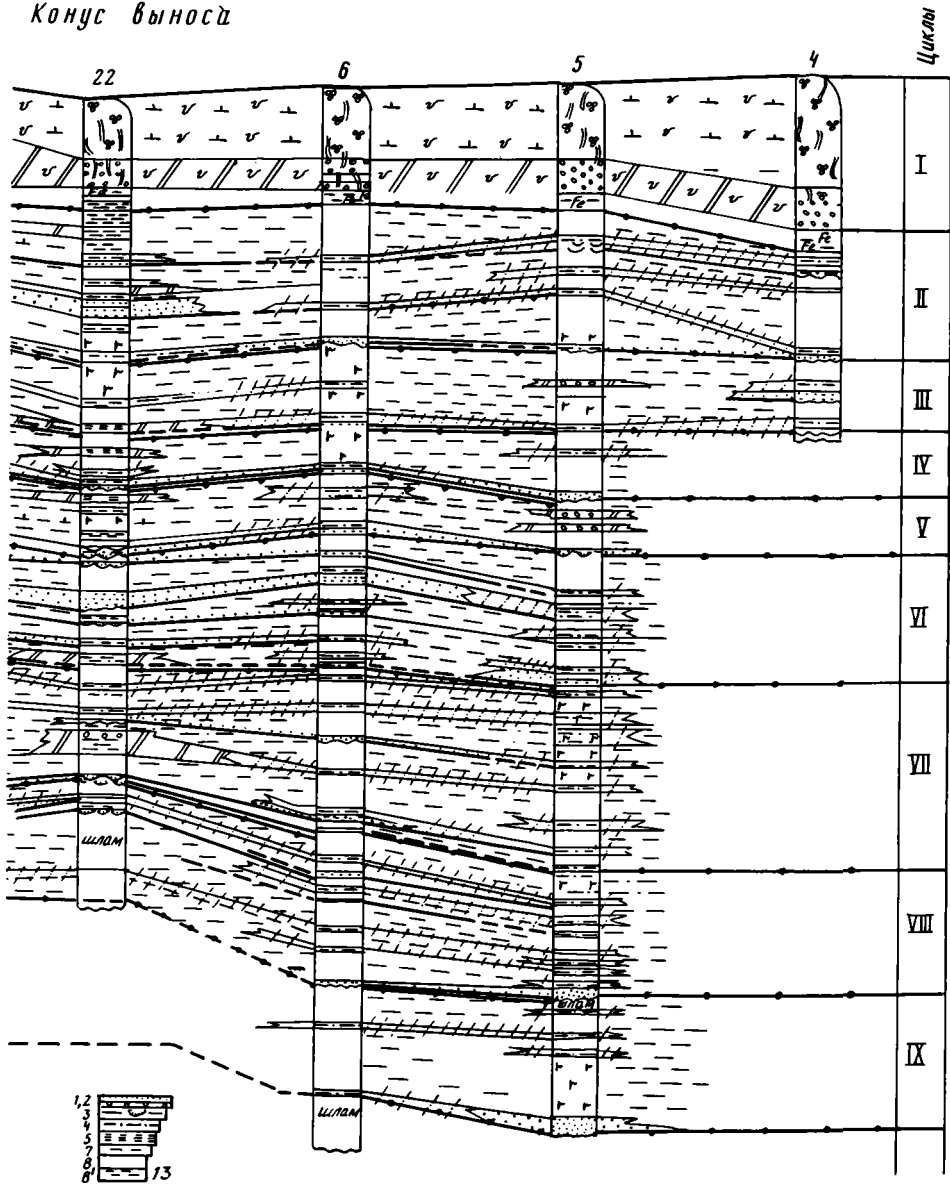


Рис. 19. Литологические профили

I. Схематический профиль вдоль подводных выносов р. Корантейн

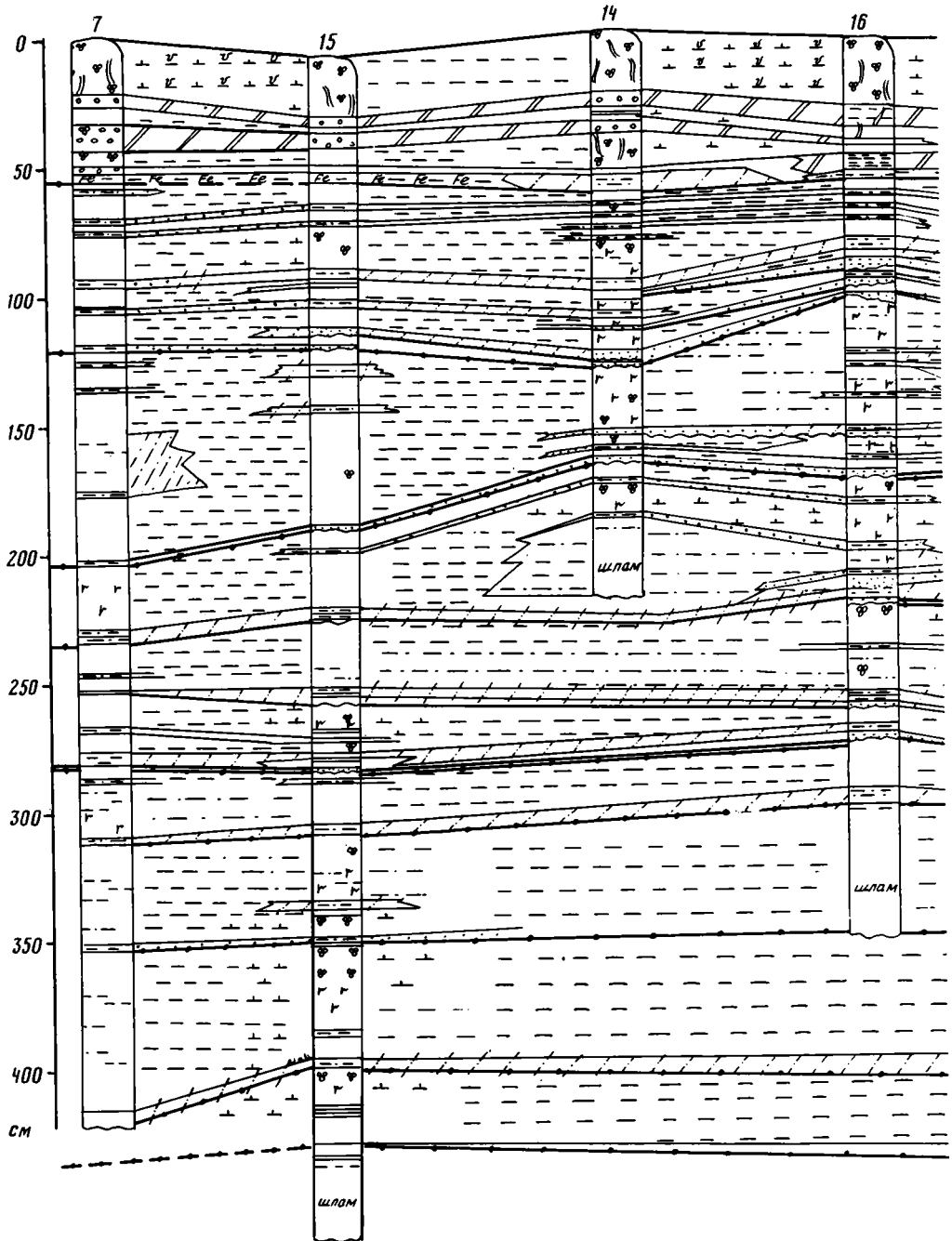
1 — пески; 2 — вулканические прослои; 3 — прослои турбидитов; 4 — алевролиты крупнозернистые; 5 — крупное чередование алевролитов крупнозернистых и мелкозернистых; 6 — тонкое чередование алевролитов и аргиллитов; 7 — алевролиты тонкозернистые; 8 — аргиллиты; 9 — фаунистические остатки; 10—12 — границы фаций, макрофаций, циклов; 13 — микроциклы

Конус выноса



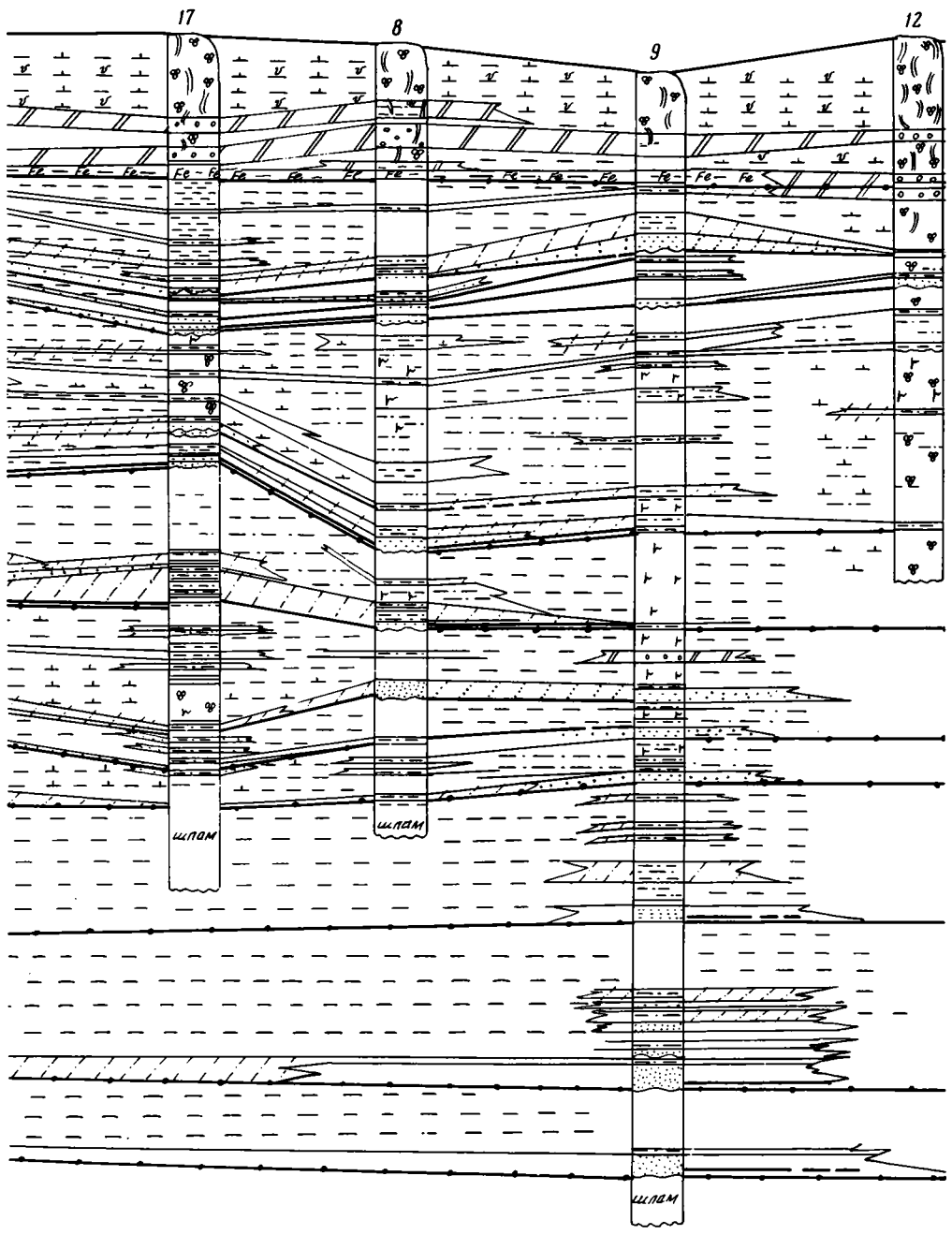
III

Приканьонный вал



III. Схематический профиль вдоль западного конуса выноса р. Ориноко

Западный конус выноса р. Ориноко



по подошве турбидитов. В нижних интервалах отмечаются несколько прослоев турбидита, а верхняя часть сложена глиной с алевролитом.

В целом для западного конуса характерна отчетливая цикличность и значительно бóльшая мощность. При этом более распространены песчаные турбидиты, которые прослеживаются вниз по континентальному склону более чем на 160 км.

Северная часть полигона I. Северная часть полигона охватывает переходную зону равнины к конусу выноса (ст. 1—3, 11, 26, 27). В этой зоне происходит выклинивание алевроит-песчаных турбидитов. На абиссальной равнине наиболее распространены светлоокрашенные глины окислительной обстановки с включениями или без биогенного карбонатного материала. Маркирующими уровнями являются пакеты тонкого чередования глин и алевроитистых глин, которые служат границами стратиграфических срезов и являются отложениями потоков, не связанных с системами каналов.

Первый микроцикл (мощность 70—90 см) в нижней части представлен тонким чередованием глин и алевроитистых глин. В верхней части интервала находятся однородные глины с фораминиферами.

Второй микроцикл (мощность 35—45 см) в нижней части интервала характеризуется чередованием глин и алевроитистых глин, вверх переходящих в глину тонкоотмученную или глину с алевроитовой примесью. В разрезе ст. 3 в средней части микроцикла — тонкослоистый лимонитизированный алевроит, ниже крупный прослой мощностью 7 см песчаного турбидита косослоистого.

Третий микроцикл (мощность 45—50 см) проводится по основанию турбидита песчаного, переходящего в алевроитовый, далее турбидит выклинивается по направлению к ст. 11 и еще далее к абиссальной равнине в отложения переслаивания и тонкоотмученной глины с илоедами. В верхней части — глины и алевроитистые глины, часто с ходами илоедов.

Четвертый микроцикл (мощность 100—110 см) характеризуется наличием в основании его прослоя песчаного турбидита в ст. 26, переходящего по простиранию в алевроитовый турбидит, и в разрезах ст. 1, 2, 11 на абиссальной равнине переходит в глины с фораминиферами и чередованием глин с алевроитистыми глинами.

Пятый микроцикл (мощность 80—110 см) выделяется в станциях 1, 2, 11. В основании ст. 1 и 2 тонкое чередование алевроитов и глин в ст. 22 в основании лимонитизированная зона, выше в разрезе ст. 2 вулканогенный прослой. Верхняя часть интервала — глина с фауной на ст. 2 содержит примесь алевроитового материала и ходы илоедов.

Шестой микроцикл (мощность 80—100 см) в нижней части на ст. 2 имеет слой песчаного турбидита, выше — глины с фораминиферами либо редкими прослоями глинистого вещества.

Таким образом, повсеместно в пределах полигона I нижняя граница первого микроцикла отбивается пакетом твердых алевролитов с лимонитом, что соответствует определенной батиметрической зоне на профиле океанского дна, где геохимическая граница параллельна дну. Нижняя граница второго микроцикла начинается песчано-алевроитовым турбидитом, либо его аналогом — алевроитом с линзочками песка, на западном конусе в осадках указанная граница не выражена, но выше располагается пачка сближенных песчаных турбидитов. Граница третьего микроцикла выделяется на западном конусе в основании пачки турбидитов и по одиночным слоям на юге и севере. На абиссальной равнине, фланговых и межканьонных участках конусов эта граница проблематична. Граница четвертого макроцикла на западном конусе прослеживается по прослою турбидитов среди глин, на южном — в основании интервала, насыщенного турбидитами, на северном — в основании единичного слоя турбидита. Граница пятого и шестого микроциклов также прослеживается по основанию слоя песчаных турбидитов. Граница седьмого и восьмого микроциклов также отчетливо выражена по песчано-алеври-

товым слоям турбидитов и установлена четко только на ст. 9, где ею служит слой песчаного турбидита, переходящего вверх в глинистые образования.

Таким образом, на основании описания циклического строения разрезов можно сделать следующие выводы.

Формирование первого цикла происходило в обстановке спокойной седиментации, спокойной динамики водной среды, при которых формировались однородные глины без признаков слоистости, и приносились они с континента в виде взвешенного материала. В осадок поступали также раковины фораминифер.

Формирование второго цикла характеризовалось периодическим врезанием песчаных мутьевых потоков (турбидитов), которые во флангах сменялись песчано-алевритоглинистыми образованиями, и в межканьонных участках выклинивались. В южном конусе выноса центральная часть песчаного и мутьевого потока располагалась только в пограничной зоне. В остальной зоне действия песчаных и песчано-алевритовых, а также алевритовых потоков фланговых частей действие потоков прерывало седиментацию в условиях спокойной динамики водной среды, при этом еще накладывалось действие сильно разжиженных, не связанных с каньонами отложений контурных и склоновых течений.

Третий цикл формировался в условиях спокойной седиментации, прерываемой действием контурных течений. В начальный этап в пределах восточного и западного конусов действовали мутьевые потоки, накапливались осадки их центральных частей. В северной части изученной площади действие потока проявилось лишь в одном месте, где по простирацию наблюдается переход во фланговые части потоков.

В период формирования четвертого цикла — на начальной стадии действие потоков проявилось на севере. На юге действовали контурные течения. В дальнейшем повсеместно происходило отложение тонкоотмученных глин с примесью алевритового материала. В период формирования пятого цикла на начальной стадии накапливались осадки мутьевых потоков, лишь в районе ст. 8 проявилось действие мутьевых потоков. В дальнейшем происходило накопление глин в условиях спокойной седиментации при слабом воздействии контурных течений.

Особенности осадконакопления в пределах подножия континентального склона на стыке с абиссальной равниной

Как было показано, осадконакопление в пределах указанной зоны осуществлялось в условиях центральной части каньонов (долин), флангов, межканьонных участков и обстановки абиссальной равнины. При этом во времени чередовались периоды придонной садки наиболее тонкого глинистого материала, приносимого мутьевыми потоками и течениями, преобладают тонкие, глинистые, терригенного происхождения, реже встречаются алевриты и еще реже пески. В виде включений в тонкоотмученной глине присутствует карбонатный материал, поступавший из верхнего слоя. Наиболее характерными являются фациальные переходы глин, формировавшиеся в условиях медленной вертикальной седиментации, в чередовании алевритов и алевритистых глин за счет контурных течений. Турбидиты — песчаные отложения центральных частей мутьевых потоков приурочены к зоне нижней части конусов выноса, песчано-алевритоглинистые — к фланговым или хвостовым частям мутьевых потоков.

Фация песчано-алевритовых осадков в центральных частях мутьевых потоков (пески и алевриты) формировались в условиях активной динамики потоков. Они накапливались на размытой поверхности осадков, залегающих ниже. При этом происходило волочение частиц по дну течением, а также перемещение целых микрогряд и микродюн песка относительно сильными потоками.

Фация песчано-алевритовых осадков во фланговой или хвостовой частях

мутевых потоков, песчано-алевритовых осадков в приканьонных валах, глинисто-алевритовых осадков дистальных частей каньонов формировались в результате горизонтального перемещения материала и вертикальной седиментации.

Фация алевритоглинистых и глинистых с алевритовой примесью осадков краевой части конуса выноса связаны с периодами подачи алевритового материала на фоне медленного вертикального осаждения глин. Характерна относительно слабая динамика водной среды. Тонкое горизонтальное чередование алевритового и глинистого материала указывает на то, что динамическое воздействие среды на отложение различных прослоев незначительное.

Отложения сильных и быстрых мутевых потоков — пески и алевриты, имеющие все признаки турбидитов, формировались в глубоководной обстановке осадконакопления от верхней части континентального склона до абиссальной равнины. Изменение градационной сортировки совпадало со сменой текстур в связи с ослаблением динамики потока. При корреляции прослоев турбидитов наблюдается латеральное замещение песчаных турбидитов песчано-алевритовыми и алевритоглинистыми осадками, что указывает на переход от центральных частей мутевых потоков к фланговым или хвостовым частям. Возможность расчленения и увязки разрезов, а также циклическое строение разрезов, небольшая мощность определяются условиями осадконакопления, характерными для основания континентального склона. При этом основной признак — наличие в разрезах турбидитов и контуритов, протягивающихся на большие расстояния.

Песчаные слои турбидитов прослеживаются на десятки километров, а затем выклиниваются, корреляция на больших расстояниях зависит от протяженности слоев (плоских линз), вытянутых цепочкой. Вкостростириания континентального склона турбидитовые слои песка распространяются на десятки и первые сотни километров, при этом происходит замещение турбидитов песчано-алевритоглинистой ассоциацией и затем выклинивание, что соответствует переходу от центральных частей мутевых потоков к краевым. Мощность турбидитов менялась в зависимости от массы и скорости мутевых потоков. Наиболее интенсивная разгрузка мутевых потоков происходила в зоне перехода склона в абиссальную равнину.

Турбидитовые слои алевриты обладают такой же протяженностью, как и турбидитовые слои песчаников. Ареал алевритов вдоль континентального склона шире ареала песков. Слои тонкого горизонтально-слоистого чередования алевритов и алевритистых глин формировались за счет действия вдольсклоновых течений. Слои глины — наиболее стабильный компонент разреза, их изменение определяется положением по отношению к конусу выноса.

Во фланговых частях конуса выноса наблюдается замещение глины тонким чередованием глины с алевролитами. В зоне каньонов слои глины выдержанные, сложены тонкоотмученным материалом, иногда происходит замещение на алевритистую глину. В каньонах отмечается уменьшение слоев глины при размыве их мутевыми потоками. Песчаные турбидиты каньонов постепенно замещаются пакетами чередования алевролитов и глин, а затем однородными глинами со следами воздействия контуритов.

Алевриты в пакетах тонкого переслаивания по простиранию переходят в глины. Основным критерием цикличности является положение в разрезах прослоев турбидитов и контуритов и незначительная мощность покрывающих их осадков, сложенных глинистым материалом. Выделяемые микроциклы имеют мощность 30—40 см. В основании каждого из таких микроциклов залегает, с размывом, песчаный турбидит, по простиранию переходящий в песчано-алевритовый, либо слои с чередованием песков, песчаных алевритов и глин, либо в алевриты (контуриты). Выше интервал сложен глиной либо глиной с алевролитовыми примесью, либо чередующимися алевритами и глинами. Эти циклы отражают процессы чередования придонной садки за счет деятельности

мутевых потоков и течений и пелагической садки, когда осаждались тонко-отмученные глины с примесью биогенного карбонатного материала. Слои песка вдоль континентального склона прослеживаются на десятки километров, а затем выклиниваются. Вкрест простирания континентального склона слои песка развиты на первые десятки и сотни километров. В этом же направлении происходит сначала замещение песчано-алевритоглинистой ассоциации, утонение гранулометрического состава, а затем выклинивание. При этом мощности слоев зависят от массы и скорости мутевых потоков, разгрузка мутевых потоков происходила на всем пути их движения, была наиболее интенсивной в зоне перехода от континентального склона к абиссальной равнине. Вдоль континентального склона ареал алевритов шире ареала песка.

Фашии тонко чередующихся глин и алевритов развиты в зоне действия вдольсклоновых течений. Они значительно шире песков и алевритов. Во фланговых частях конуса выноса глина частично замещается тонким чередованием глин и алевритов, в самой нижней части конуса выноса она наиболее чистая и тонкоотмученная. В зоне каньонов слои выдержаны и сложены тонкоотмученным материалом, иногда замещающимся на алевритистую глину. Часто наблюдается уменьшение слоев глины при размыве их мутевыми потоками. Все осадки терригенного происхождения, в виде незначительного количества — примесь органогенно-карбонатного материала.

Образование микроциклов было связано с чередованием периодов придонной садки мутевыми потоками и течениями и периодов пелагической садки наиболее тонкого глинистого материала. В пространстве чередовались обстановки каньонов, межканьонных участков континентального склона, фланговые обстановки конусов выноса и обстановки абиссальной равнины. Увязка разрезов указывает на отсутствие стратиграфических перерывов. Размывы отмечаются в основании турбидитов. Эрозионная сеть, выявленная на конусах выноса, относится к последнему ледниковому периоду, когда уровень океана был ниже. Сейчас эрозионная сеть покрывается современными осадками.

Синхронность основных этапов осадконакопления и циклическое строение осадков связаны с периодическим региональным сбросом материала вниз по континентальному склону. В целом процесс осадконакопления в полосе у подножия континентального склона шириной около 100 км и амплитудой глубин 3600—4500 м не зависит от глубины.

Полигон, изученный нами, расположен в области нижнего веера каналов, исчезающих на абиссальной равнине. Происходило накопление пелагических осадков в условиях как слабой, так и активной динамики водной среды (деятельность контурных и склоновых течений, быстрых мутевых потоков). Происходила главным образом пассивная аккумуляция осадков и погребение ранее возникшего эрозионного рельефа.

Основные крупные геоморфологические элементы континентального склона Южно-Американского континента возникли в результате длительного накопления обломочного материала, поступавшего с Южно-Американского континента. Сброс материала вниз по континентальному склону был периодическим, что нашло отражение в циклическом строении разреза.

Последний этап осадконакопления и современная эпоха характеризуются наиболее пассивным режимом сброса, когда не происходило внедрение постоянно действующих сильных мутевых потоков, на обширных площадях турбидиты на образовывались. Рассмотренный процесс можно отождествить с накоплением толщ тонкого ритмичного чередования осадков на континенте.

Таким образом, для указанной седиментации характерна возможность фашиального расчленения и увязки разрезов, циклическое строение разрезов, небольшая мощность циклов определяет особенности осадконакопления, характерного для основания континентального склона.

**Вещественный состав осадков
в нижней части континентального склона Южной Америки
в зоне перехода от континента к океану
с пассивным режимом**

Основной задачей исследования на полигоне I было выяснение влияния выносов с континента на осадконакопление в зоне перехода от континента к океану непосредственно в зоне континентального склона. Как показано выше, полигон охватывает нижнюю часть конуса выноса крупнейшей реки Южной Америки — Ориноко. Территория подвержена также влиянию других рек (Гайаны и Суринама и Малой Антильской дуги).

Трубы изучена нижняя часть континентального склона в интервале глубин 3600—4600 м (25 станций) и прилегающая часть абиссальной равнины на глубине ~5200 м. Поднятые трубами осадки представлены песками, алевритами, алевритистыми глинами и глинами. Биогенный карбонатный материал присутствует в виде примеси в количестве от первых процентов в единичных случаях до 15—25%.

Пески нецементированные, пластичные во влажном состоянии и сыпучие в сухом. Мелко-тонкозернистые, редко в основании слоев — примесь среднезернистых. Цвет песков от темно-серого, почти черного во влажном состоянии до светло-серого в сухом. В песках значительные скопления троилита. Мощность прослоев песка 0,5—8 см, в целом они составляют до 13% разреза. Характерна косая однонаправленная слоистость, толщина косых серий уменьшается снизу вверх по разрезу. В этом же направлении уменьшается размерность зерен — проявляется отчетливая гранулометрическая градация.

Пески образуют монолитные прослои и прерывистые линзы толщиной 1—4 мм, ассоциирующие с алевритами и песчано-алевритовыми глинами, кроме того, мелкие линзы 2×5 мм или изометричные включения, приуроченные к верхней части слоев глин или рассеянные среди алевритов. Пески по составу различны, сложены кварцем, полевыми шпатами, обломками пород, минералами тяжелой фракции.

Алевриты резко выделяются среди глинистых прослоев и характеризуются серо-зеленым цветом, хрупкостью и обладают большой плотностью и вязкостью по сравнению с глинами. В отличие от песков алевриты комковаты с шероховатым изломом и неразличимой зернистостью, при высыхании образуют плотную массу. Нижняя граница алевритов резкая, верхняя — постепенная, расплывчатая. Вверх по разрезу слоев количество алевритового материала уменьшается, а глинистого — увеличивается. Характерна отчетливо выраженная горизонтальная либо косоволнистая слоистость.

Алевриты чаще всего залегают в виде отдельных обособленных тел и более широко распространены, чем пески, составляют 15—25% разреза. Толщина слоев 1—2 мм — 8 см. Часть алевритов образует прослои, переслаивающиеся с песками, или примеси в песках. Обычно алевриты закономерно сменяют пески вверх по разрезу. Различить самостоятельные и парагенетически связанные с песками алевриты не всегда возможно.

В разрезах, где процесс редукции железа находится на стадии образования троилита, алевриты имеют пятнистый темно-серый или черный цвет. Специфическая разновидность осадков — алевриты лимонитизированные. Оливково-зеленый и ржаво-желтый слой этих алевритов и ассоциирующих глин мощностью 3—7 см присутствуют почти в каждом разрезе с четким пространственным разделением осадков на окисленные и восстановленные. Окисленная верхняя часть разреза окрашена в светлые тона — бежевые, коричневые и желтые, восстановленная нижняя — в серые или темно-зеленые. Лимонитизированные алевриты служат границей геохимических обстановок. Это хрупкие

крепкие породы, почти алевролиты, содержат тонкие послойные лимонитовые конкреции. Границы слоя лимонитизированных алевритов резкие.

Вулканомиктовые пески и алевриты встречены в двух разрезах на абиссальной равнине. Они представляют собой хрупкий уплотненный осадок в виде тонких слоев мощностью 0,5—2 см с зернами песчано-алевролитовой размерности. В отличие от песков и алевритов вулканомиктовая разновидность характеризуется светло-серым, почти белым цветом, значительной твердостью и хрупкостью. Отчетливо различимы при небольшом увеличении обломки кварца и полевых шпатов. И вулканомиктовые пески, и алевриты сходны с кристалло-витрокластической разновидностью туфов (пеплов).

Глины преобладают в толще осадков изученных разрезов. При этом выделяются однородные глины, алевритистые глины и глины, обогащенные биогенной составляющей. Однородные глины тонкоотмученные, скрытогоризонтально-слоистые, высокопластичные, без примесей алевритового материала. Во влажном состоянии глины имеют вид сливочного масла, при высыхании легко режутся ножом на тончайшие пластинки и затвердевают до камнеподобного состояния. В зависимости от геохимической обстановки цвет тонкоотмученной глины варьирует от цвета кофе с молоком в окислительной, до серого — в восстановительной среде; встречаются осадки промежуточных цветовых оттенков, часто пятнистые. В отдельных прослоях присутствуют фораминиферы, троилит в виде точечных выделений и конкреций диаметром 1—3 мм.

Глина алевритистая характеризуется большей плотностью и вязкостью (до пластилиноподобных). Цвет зеленовато-серый, что объясняется примесью алевритового материала.

Глина фораминиферовая приурочена обычно к верхней, окисленной части толщи осадков, вскрытых трубками, имеет бежевый, светло-коричневый цвет, слабую пластичность, помимо фораминифер, включает редкие раковины кокколитов, радиолярии и спикулы губок. Отмечаются ходы илоседов.

Для восстановления общего характера процесса осадконакопления, выявления преобладающего типа седиментации, изучения эволюции его в разрезе и на площади, а также для выявления питающих провинций — областей сноса терригенного материала необходимо детальное изучение минерального состава осадков. Основным методом массового исследования вещественного состава неконсолидированных осадков, применяемым в экспедиционных условиях, является изучение его в препаратах с канадским бальзамом и лишь в случаях консолидированных осадков — в шлифах. В дальнейшем в стационарных условиях производится повторное изготовление шлифов из всех разновидностей. Изучение осадков в подобных препаратах является первой ступенью исследования вещественного состава осадков, в дальнейшем оно должно детализироваться изучением шлифов, проведением гранулометрического анализа с выделением и изучением тяжелой, легкой и глинистой фракций, изучением карбонатности и характера распределения органического вещества.

Кратко остановимся на методике приготовления препаратов на канадском бальзаме, которая сводится к следующему: на предметное стекло наносится осадок из определенного слоя, растирается другим стеклом, обрабатывается спиртом, сушится на электроплите. На образовавшийся тонкий слой эмульсии наносится жидкий канадский бальзам и покровное стекло. В связи с относительно простой методикой возможно приготовление препаратов из всего разнообразия осадков нижних, средних и верхних частей алевритовых и песчаных прослоев. Полученные препараты позволили уточнить литологические типы осадков и их состав. Было изготовлено и изучено свыше 500 препаратов и 300 шлифов, что позволило уточнить полученные нами ранее определения осадков.

Уточнение названий всех литологических типов осадков, слагающих разрезы, на основании изучения препаратов и шлифов позволило окончательно построить

литологические разрезы донных станций и сопоставить их между собой. Это явилось в сочетании с первичным макроскопическим описанием единственным критерием сопоставления и расчленения разрезов. Окончательная корреляция разрезов всех изученных трубок проводится на основе микроскопического изучения осадков.

Микроскопическое изучение осадков показало, что в составе осадков присутствуют терригенные, глинистые и карбонатные компоненты. В составе осадков изученного полигона терригенная и глинистая составляющие резко преобладают над карбонатной. На терригенный характер песчано-алевритовой размерности указывает состав обломков, их форма, размерность, соотношения с цементирующей массой. Из микроскопического изучения осадков следует, что по характеру гранулометрии различаются пески мелко- и тонкозернистые, алевритистые глины, глины тонкоотмученные, без примесей терригенных и органогенных компонентов, глины с примесью органогенно-карбонатного материала. Микроскопическое изучение осадков позволило на основании взаимоотношения терригенной и глинистой составляющей выделить следующие разности осадков, слагающие разрезы и выдержанные по простиранию.

Пески мелко- и тонкозернистые, содержание терригенных компонентов 70—90%, глинистых — 10—25%. В песках присутствует до 5% примеси обломочного органогенно-карбонатного материала в виде переотложенных раковин. Алевриты крупно- и мелкозернистые (в шлифах) отличаются от песков размерностью зерен, глинистые компоненты составляют 10—25%, примесь обломочного органогенно-карбонатного материала — не более 1%. В песчано-алевритоглинистых образованиях (в шлифах) преобладает глинистая составляющая, играющая роль цемента базального типа, в нем в виде включений неравномерно распределены обломки песчаной и алевритовой размерности. В алевритистых глинах в шлифах преобладает глинистая масса, среди которой неравномерно распределены угловатые обломки терригенных зерен. Глины в шлифах имеют тонкоагрегатное сложение, при этом среди тонкоагрегатной массы наиболее четко различимы чешуйки гидрослюды и в ряде случаев агрегаты каолинита.

Глинисто-органогенно-карбонатные осадки в шлифах характеризуются наличием среди тонкоагрегатной глинистой массы крупных и мелких раковин фораминифер, кокколитов и их обломков. Содержание образований 5—30%. Прослои вулканического пепла мелкопесчаной и крупноалевритовой размерности представляют собой смесь различных угловатых обломков. Характерна остроугольная и неправильная форма зерен, присутствует смесь минералов тяжелых и легких фракций. Преобладают обломки вулканических стекол и полевых шпатов.

Изучение минерального состава всех основных литологических типов осадков показало, что пески и алевриты сложены обломками кварца (40—80%), обломками полевых шпатов (5—10%), обломками пород (до 5%), темноцветных минералов, вулканических стекол и различных акцессорных минералов (1—3%). Постоянно в большем или меньшем количестве присутствует глинистое вещество, значительно преобладающее в алевритах глинистых.

Микроскопическое изучение обломков песчаной и алевритовой размерности позволило выявить генетические особенности терригенных компонентов, среди которых преобладает либо играет значительную роль кварц. Выделяются три генетических разновидности кварца, указывающие на принадлежность к трем группам пород: 1) кварц вулканогенных пород представлен главным образом зернами дипирамидального габитуса или их остроугольными обломками угловато-удлиненной или угловато-изометричной формы. Отдельные зерна отчетливо дипирамидального сечения содержат включения апатита; 2) кварц изверженных пород (гранитов) — изометричные зерна с неровным мозаичным погасанием часто агрегатного сложения с включениями кристаллов полевых шпатов, слюды, рутила, турмалина, циркона, а также кварца более ранней ге-

нерации; 3) кварц метаморфогенных пород представлен мозаичными зернами обычно удлиненного габитуса с включениями хлорита и слюды.

Обломки полевых шпатов представлены кристаллами различного типа. Это кристаллы микроклина четкой таблитчатой формы с ровными очертаниями и микроклиновой решеткой, слабо измененные; кристаллы ортоклаза также таблитчатые, в значительной степени пелитизированные. Кристаллы плагиоклазов в большинстве случаев имеют отчетливое двойниковое строение и отвечают составу альбит-олигоклаз, олигоклаз-андезит, реже более основного состава.

Значительную часть среди обломков полевых шпатов составляют обломки калиевых разностей, сильно пелитизированные, и плагиоклазов, нацело замещенных эпидотом и серицитом с неразличимым двойниковым строением. Часть кристаллов микроклина содержит включения зерен плагиоклаза. В целом полевые шпаты слабо окатаны и значительная часть их зерен имеет угловатые очертания.

Темноцветные минералы составляют в породах 5—15%. В шлифах отчетливо различимы и представлены кристаллами пироксена и амфибола.

Пироксены — кристаллы таблитчатого габитуса с четко выраженной характерной слоистостью. Значительная часть кристаллов пироксена в различной степени эпидотизирована, по некоторым зернам развиваются вторичные амфиболы.

Амфиболы — удлиненные зерна с четким плеохроизмом, многие кристаллы замещены хлоритом. Кристаллы амфибола обычно характеризуются таблитчатым габитусом и слабо окатаны.

Слюды — зерна удлиненно-чешуйчатой формы, преимущественно мусковит, реже биотит.

Хлорит присутствует в виде самостоятельных удлиненных сноповидных агрегатов.

Рудные минералы представлены окатанными зернами, непрозрачными, среди которых различим лейкоксен и магнетит, последний часто замещен гидроксидами.

Обломки пород отчетливо различимы среди обломочной составляющей мелко- и тонкопесчаной размерности. Отчетливо различаются: 1) обломки гранитов, представленные агрегатами зерен кварца различных генераций с включениями полевых шпатов и слюд, а также агрегатами кристаллов микроклина, включающими кристаллы плагиоклазов, слюд и кварца; 2) обломки кварцево-слюдистых сланцев и гнейсов отчетливо выраженной окатанной формы; 3) обломки кварцитов, характеризующиеся мозаичным строением; 4) обломки вулканогенных пород включают: а) обломки вулканитов основного состава в различной степени раскристаллизованными и замещенными вторичными минералами. Различима структура пород пилотакситовая, трахитовая, интерсертальная. Лейсты плагиоклаза обычно эпидотизированы, основная масса стекловатая, замещена хлоритом; б) обломки вулканитов кислого состава характеризуются наличием отчетливо выраженных вкрапленников кварца на фоне слабораскристаллизованной основной массы; в) обломки вулканитов неразличимого состава в виде изометричных обломков стекловатой породы без вкрапленников, замещенной хлоритами и тонкими агрегатами рудных минералов.

Глинистая составляющая в песках преимущественно аллотигенная и тесно связана с обломочным терригенным материалом, приносимым с континента. Органогенно-карбонатная составляющая в песках и алевролитах представлена раковинами и обломками фораминифер, кокколитов, радиолярий и спикул губок.

Вулканогенные прослои состоят главным образом из обломков вулканических стекол, большая часть которых характеризуется отчетливым волосовидным строением типа "волос Вероники", либо из обломков пузырчатых,

мутных, слабо просвечивающих, слабоокрашенных, содержащих микрозернистые включения. Содержание обломков стекол обычно превышает 50% от всей массы зерен. Помимо того, в составе минеральной части прослоев присутствуют зерна таблитчатого габитуса с полисинтетическим двойниковым строением, преимущественно альбит-олигоклазы, отмечаются также зерна калиевых полевых шпатов, довольно слабо измененных ортоклазов, микроклинов и санидинов. Кристаллы пироксена типа авгит, диопсид-авгит представлены таблитчатыми кристаллами, составляющими 15—20%.

В виде единичных кристаллов таблитчато-удлиненного габитуса присутствуют зерна амфибола, зеленые либо зеленовато-бурые. Биотиты в виде единичных зерен удлиненно-таблитчатых с четким плеохроизмом. Рудные минералы — непрозрачные, октаэдрические и кубические зерна магнетита и титаномагнетита. В виде отдельных агрегатов присутствуют образования идинггита, баулингита, хлорофенита. В целом минеральные компоненты в пепловых прослоях свежие, неизмененные.

Главнейшие терригенно-минеральные ассоциации и их распределение в разрезе и на площади. Анализ распределения терригенных компонентов в пределах разрезов станций позволил выделить следующие терригенно-минеральные ассоциации.

1. Пески и алевриты с преобладанием среди обломков терригенного материала гранитного ряда. Для ассоциации характерно преобладание среди обломков зерен кварца, содержание которых доходит до 60%. По генетическим особенностям кварц данной ассоциации является производным пород гранитного ряда — представлен преимущественно изометричными зернами агрегатного сложения, мозаичного погасания с включениями полевых шпатов, рутила, слюд и кварца более ранней генерации.

Обломки полевых шпатов составляют 20%, причем преобладают зерна микроклина в разной степени пелитизированные, с четкой микроклиновой решеткой. В подчиненном количестве присутствуют кристаллы плагиоклазов с четким двойниковым строением. Обломки собственно гранитов составляют до 10%. Это агрегатные образования зерен кварца, плагиоклаза и микроклина. Обломки кристаллов амфибола и биотита характерны для данной ассоциации, слабо окатаны и характеризуются четкими кристаллографическими очертаниями.

Акцессорные минералы и циркон присутствуют в значительном количестве (до 1% от всей массы обломков) в виде кристаллов, имеющих четкие кристаллографические очертания, зональное строение, преимущественно удлиненный габитус и почти не окатанных.

Турмалин слабо окатан и характеризуется таблитчатым габитусом. Сфен также слабо окатан, местами замещается лейкоксеном. Рудные минералы встречаются в виде различно окатанных зерен магнетита, титаномагнетита и лейкоксена. Обломки вулканогенного и метаморфогенного материала.

2. Пески и алевриты с преобладанием среди обломочного материала обломков вулканогенных пород. Обломки кварца (до 50%) представлены главным образом кристаллами дипирамидального габитуса, а также угловато-оскольчатыми обломками его. Кристаллы практически не окатаны. Обломки вулканических пород основного состава с отчетливой интерсертальной структурой основной массы, замещенной эпидотом и хлоритом, составляют 10—30%. Значительно количество обломков стекловатой вулканогенной породы с нацело замещенной хлоритом и эпидотом основной массой. Обломки вулканических стекол амфиболитизированных, хлоритизированных, палагонитизированных — до 15%. Кристаллы пироксена, эпидота, апатита составляют до 5%. Обломки гранитов и метаморфических пород и их минералов содержатся в незначительном количестве.

3. Пески и алевриты смешанного гранитно-вулканогенного состава. Среди обломков преобладают зерна кварца, представленные как кварцем гранитов, так и вулканогенных пород, при этом характерны близкие соотношения содержания обломков кварца указанных типов. Обломки гранитов мозаичного сложения и обломки вулканогенных пород также находятся в близких соотношениях. Содержатся также обломки полевых шпатов — калиевых и плагиоклазов, темноцветных минералов, акцессорного циркона, турмалина, эпидота, сфена, рутила, апатита, анатаза, брукита.

Рассмотрим связь терригенно-минеральных ассоциаций с питающими провинциями и характер поступления терригенного материала в пределы изучаемого полигона. Анализ полученных нами данных в сочетании с анализом геологии прилегающих областей позволил выявить несколько областей сноса обломочного материала, являющихся питающими провинциями для выделения терригенно-минеральных ассоциаций.

Источником обломочного материала первой ассоциации песков и алевритов с терригенным материалом преимущественно гранитного ряда явились граниты, гранитогнейсы, гнейсы, сланцы, кварциты, железистые и железисто-марганцевые кварциты архейско-раннепротерозойского гранитогнейсового комплекса Гвианского щита, выходы которого располагаются в непосредственной близости от изучаемого полигона. Из литературных источников [Хаин, 1971] следует, что Гвианский щит с конца нижнего протерозоя до настоящего времени, т.е. на протяжении всей истории эволюции Атлантики, являлся источником терригенного материала, поступающего в расположенную восточнее область развивающегося бассейна седиментации.

Источник обломочного материала второй ассоциации песков и алевритов с преобладанием обломков вулканогенных пород — альпийское покровно-складчатое сооружение Карибских цепей, окончательно сформировавшееся как горное сооружение на рубеже эоцена—олигоцена. С этого времени оно стало областью размыва и интенсивного сноса преобладающих в строении альпийского покровно-складчатого сооружения вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород верхнеюрско-нижнемеловой карибской серии, сложенной спилитовыми базальтами и пирокластическими образованиями андезитобазальтового состава.

Третья ассоциация формировалась при смещении материала двух ассоциаций — первой и второй.

Связь двух ассоциаций с двумя различными питающими провинциями указывает на то, что терригенный материал поступал в пределы изучаемого полигона по двум совершенно различным каналам (системам каньонов) и почти не смешивался. Четкое разграничение и почти полное отсутствие смещения двух ассоциаций и, следовательно, двух потоков указывает на то, что верхние части каньонов находились далеко на шельфе. Следовательно, потоки захватывали материал далеко от областей седиментации в зоне шельфа. С шельфа поступали также бентосные фораминиферы, которые обычно в большем или меньшем количестве содержатся в составе ассоциаций. Привнос осуществлялся в условиях активной динамики потока. Наличие в составе обломков первой ассоциации значительного количества слабо окатанных кристаллов циркона указывает на то, что размывались россыпи циркона, накопившиеся ранее в зоне шельфа. Глинистые минералы поступали одновременно с обломочным материалом из областей сноса и формировали ассоциации, которые будут описаны ниже.

Таким образом, обломочный материал песчано-алевритовой размерности поступал главным образом по двум каналам с континента. При этом наибольшее количество песчано-алевритовых терригенных компонентов приурочено непосредственно к зонам конусов, где распространены главным образом пески, алевриты и в меньшей мере песчано-алевритоглинистые осадки, алевритистые

глины и характерно тонкое чередование алевритоглинистых осадков. Наибольшее количество обломков пород и минералов приурочено к пескам и алевритам. Количество обломков пород несколько убывает по простирацию потоков. Постепенно по простирацию потока уменьшается также содержание полевых шпатов и аксессуарных компонентов. Это в целом характерно для обоих потоков.

Анализ распределения терригенно-минеральных ассоциаций в разрезе и на площади показал, что ассоциация песков и алевритов с преобладанием обломков гранитов характерна для восточной части полигона I (ст. 3—6, 23). Ассоциация песков и алевритов с преобладанием обломков вулканогенных пород характерна для западной части полигона I (ст. 9, 12—14, 16, 17). Смешанная вулканогенно-гранитная ассоциация характерна для станций, расположенных в центре полигона.

Осадки зоны флангов каньонов, формировавшиеся за счет плоскостного сноса и контурных течений и сложенные преимущественно глинами, реже алевритами, алевритоглинистыми образованиями, тонко чередующимися алевритами и глинами, а также глинами, обнаружены на ст. 18, 19, 24. Они характеризуются преобладанием гранитного состава обломков алевритовой составляющей и отвечают ассоциации с гранитами. Следовательно, поступление обломочного материала происходило со стороны Гвианского щита.

Осадки зоны дистальной части конуса выноса приурочены к северо-западной части, к западному каналу — ст. 10—27. Они сложены преимущественно глинистыми с небольшой алевритовой примесью осадками, в меньшей степени чередованием глинистых и алевритовых образований и редкими песчано-алевритовыми прослоями. Состав обломочной составляющей идентичен составу вулканогенной ассоциации и связан с поступлением обломочного материала со стороны Карибских цепей. Осадки зоны глубоководья сложены органогенно-карбонатно-глинистыми, глинисто-органогенно-карбонатными и глинистыми с органогенно-карбонатной примесью илами. При этом отчетливо различима однородная глинистая масса с отчетливой примесью частиц гидрослюд. Результаты рентгенометрических исследований будут приведены ниже.

Органогенно-карбонатная составляющая осаждалась непосредственно из взвеси и распределена в верхней части осадка. Это раковины фораминифер хорошей сохранности, а также их обломки, многокамерные планктонные фораминиферы, пузырьчатые раковины. Раковины кокколитов состоят из различных ядер и оболочек подковообразной формы. Обломки радиолярий имеют ячеестое строение, часть ячеек обычно замещена опалом. Встречаются также единичные спикулы губок.

В глинистой массе содержится терригенная примесь мелкоалевритовых частиц обломков кварца, плагиоклаза, циркона, рутила, эпидота, апатита в количестве 1—3%.

Глинистые минералы полигона I. Терригенно-минеральная ассоциация песков и алевритов с обломками гранитов содержит комплекс глинистых минералов, отличающихся бедностью и однообразием распределения. Исследовалась глинистая фракция размером 0,01, поскольку она лучше отражает состав пелитовых частиц, содержащихся в породе.

В результате изучения глинистой фракции в разрезах ст. 3—6, 17—19, 23 обнаружены диоктаэдрические гидрослюды, триоктаэдрические хлориты, каолинит и смектит. При этом в ст. 3 по разрезу распределение глинистых минералов наблюдается следующим образом (табл. 1).

Как следует из рассмотрения данных анализа, в пределах ст. 3 преобладает гидрослюда (40—55%). В меньшем количестве содержится каолинит (20—30%), в еще меньшем — смектит (15—20%), хлорит составляет 3—5%.

В пределах разреза соотношения рассмотренных компонентов между собой

Таблица 1
Распределение глинистых минералов в разрезах ст. 3, 5, 7, 17, 19, %

Глубина, см	Гидрослюда	Смектит	Хлорит	Каолинит
Станция 3				
15	50—55	15—20	3—5	20—25
40	45—50	15—20	3—5	25—30
71	45—50	20—25	3—5	25—30
87	45—50	15—20	3—5	25—30
95	50—55	15—20	3—5	20—25
100	50—55	15—20	3—5	20—25
116	40—45	30—35	3—5	15—20
136	50—55	15—20	3—5	20—25
166	50—55	15—20	3—5	20—25
197	50—55	15—20	3—5	20—25
Станция 5				
10	45—50	20—25	3—5	20—25
32	45—50	20—25	3—5	20—25
46	50—55	15—20	3—5	20—25
50	45—50	15—20	Следы	30—35
79	45—50	15—20	3—5	25—30
126	45—50	20—25	Следы	25—30
156	45—50	20—25	"	25—30
190	45—50	20—25	"	25—30
235	40—45	25—30	"	25—30
250	45—50	20—25	"	25—30
295	55—60	20—25	"	15—20
322	50—55	20—25	"	20—25
350	50—55	20—25	"	20—25
440	50—55	20—25	"	20—25
Станция 7				
52	30—35	45—50	Мало	Мало
53	25—30	40—45	Следы	Следы
97	50—55	30—35	"	"
Станция 17				
52	55—60	15—20	Следы	20—25
65	50—55	15—20	"	20—25
92	50—55	15—20	"	25—30
155	45—50	15—20	"	25—30
167	55—60	10—15	"	25—30
195	45—50	15—20	"	30—35
260	50—55	15—20	"	25—30
Станция 19				
37	40—45	25—30	Следы	25—30
111	50—60	20—25	"	15—20
180	50—55	20—25	"	20—25
200	40—45	20—25	"	25—30
350	40—45	20—25	"	25—30

близкие. На ст. 5, как показывает анализ интервала 4,4 см, где отобрано 14 образцов, наблюдается преобладание гидрослюда (45—50%), в меньшем количестве, но в равных соотношениях присутствуют смектит и каолинит, хлорит присутствует либо в виде следов, либо составляет 3—5%.

Как следует из рассмотрения таблицы, в целом состав и соотношения в ст. 3 и 5 довольно сходны. По направлению к континенту наблюдается в общем тот же состав и соотношение минералов глинистой фракции. На абиссальной равнине смектита больше, чем гидрослюда. Содержание каолинита несколько уменьшается, т.е. по направлению к абиссали роль каолинита понижается. В целом довольно устойчивый состав глинистых компонентов объясняется характером поступления материала, связанного с ассоциацией, за счет размыва гранитов и метаморфических пород.

В целом для ассоциации характерно повышенное содержание диоктаэдрической гидрослюда. В меньшем количестве содержится смектит, по-видимому аллотигенный, отличный от монтмориллонита аутигенного, связанного генетически с замещением основного вулканического стекла базальтового состава в подводных условиях. Примесь каолинита поступала непосредственно из источников сноса и была постоянной на протяжении всей территории восточного конуса выноса и несколько уменьшилась в зоне абиссальной равнины.

Ассоциация песков и алевроитов с преобладанием обломков вулканогенных пород несколько отличается составом и соотношением глинистых компонентов. Она изучена в разрезах ст. 7—9, 12, 14, характеризуется полиминеральным составом глинистой составляющей, при этом в верхних частях разрезов в близких соотношениях содержатся гидрослюда и смектит. Гидрослюда содержит ~5% разбухающих слоев. В большинстве станций западной зоны роль смектита возрастает в низах разрезов, а в ряде случаев и в верхней части, особенно заметно увеличение его роли по направлению к абиссальной равнине (ст. 14) (табл. 2). В незначительном количестве присутствуют триоктаэдрический хлорит и каолинит. По мере приближения к континенту отмечается появление примеси аморфного вещества витрокластического типа и филлипсита. Смектит частично аутигенный, частично аллотигенный, развивающийся по основным вулканическим стеклам. Количество смектита увеличивается по направлению к абиссали. Вариации глинистых минералов весьма незначительны, в отдельных станциях осадки обогащены вулканическим стекловатым материалом, и в пределах абиссальной равнины содержание каолинита уменьшается. Роль хлорита в данной ассоциации ничтожна по сравнению с ассоциацией, связанной с гранитогейсами (западная зона), что объясняется отсутствием привноса метаморфогенного материала. Формирование ассоциаций минералов тесно связано с эволюцией питающих провинций и с общим процессом осадконакопления.

В пределах конуса выноса р. Ориноко основное значение имеет аллотигенное минералообразование — появление в различной степени деградированных глинистых минералов ближнего и дальнего разноса, связанного с колебаниями береговой линии, — это гидрослюда, хлорит, каолинит и часть смектита. Для аутигенного преобразования вулканического материала характерен переход в глинистую фракцию, смектит, преобразование слюд биотитового ряда хлорит-смектит—хлорит-вермикулит—иллит-смектит. Смектит связан генетически с породами, формировавшимися за счет переотложения и переработки витро- и пирокластического материала основного базальтового состава, при этом вулканическое стекло базальтового состава быстрее и легче разлагается при переходе в смектит, чем кислые разности. По витрокластическому материалу более кислого андезитового состава образуется глауконитоподобный минерал смешанослойной структуры. Зерна глауконитоподобного минерала имеют зеленую окраску. Микроскопически представляют собой овальные агрегаты с тре-

Таблица 2
Распределение глинистых минералов
в разрезах ст. 8, 9, 12, 15, %

Глубина, см	Гидрослюда	Смектит	Глубина, см	Гидрослюда	Смектит
	Станция 8			Станция 12	
10	25—30	50—55	15	45—50	30—35
50	25—30	50—55	40	50—55	35—40
55	30—35	45—50	62	50—55	35—40
60	25—30	40—45	80	45—50	30—35
89	25—30	40—45	90	45—50	30—35
135	50—55	35—40	96	45—50	30—35
160	50—55	35—40	105	45—50	30—35
180	50—55	30—35	130	45—50	30—35
195	50—55	30—35		Станция 14	
210	50—55	30—35	85	30—35	45—50
221	50—55	30—35	104	30—35	45—50
255	50—55	30—35	124	25—30	40—45
	Станция 9			150	50—55
79	30—35	45—50		Станция 15	
85	30—45	45—50	253	45—50	30—35
190	30—35	45—50	310	45—50	30—35
329	25—30	40—45			
390	50—55	35—40			
420	50—55	30—35			

Примечание. Содержание каолинита составляет 10—15%, хлорит — в виде следов.

щинами синерезиса, возникшими в результате дегидратации и процессов старения первоначального вещества. Зеленый глауконитоподобный минерал дает каемки обрастания вокруг кварца и полевых шпатов, образуя оолито-подобные формы. Он полностью замещает раковины диатомей и проникает в каналы спикул губок или выполняет полости раковин фораминифер. Глауконитоподобный минерал отличается от типичного глауконита тем, что имеет смешанослойную структуру, в которой преобладают смектитовые набухающие слои, неупорядоченно переслаивающиеся с редкими пакетами железистой (собственно глауконитовой) гидрослюды.

Слюды биотитового ряда изменяются в осадках, при этом происходит расщепление свежих крупных пластинок биотита на более мелкие чешуйки, обесцвечивание пластинок с выносом железа и переход их на железистую аутигенную гидрослюду и смешанослойные минералы или хлорит за счет действия гумусового органического вещества. Относительная свежесть биотита характерна в основном для мелководных отложений. В зону седиментации с суши поступали тонкие глинистые продукты субазрального разложения биотита, в виде биотита и смешанослойных минералов типа биотит-вермикулит. Среди смешанослойных минералов встречены иллит-смектитовые образования с малым содержанием набухающих пакетов, некоторые продукты смешанослойных минералов с неупорядоченным чередованием слоев. Однако часть смешанослойных минералов с малым количеством гидрослюдистых пакетов тоже частично формируется по биотиту наряду с витрокластикой базальтового состава.

Типичными минералами, принесенными с континента, являются дегидрированные хлориты, гидрослюды, каолинит. Кроме глинистых минералов, в составе глинистой фракции < 0,01 мм встречены клиноптиломит и изредка филлипсит. В числе смешанослойных образований наиболее широко распространены ми-

нералы с неупорядоченным чередованием смектитовых (иллитовых) слоев с резким преобладанием набухающих пакетов.

Таким образом, комплекс глинистых минералов отличается бедностью их ассоциаций и довольно однообразным характером распределения в разрезе и на площади.

Ассоциация Восточной полосы разрезов, формировавшаяся за счет гранитогнейсового комплекса, характеризуется тем, что комплекс минералов состоит из гидрослюда, смектита, каолинита и хлорита. Гидрослюда повсеместно преобладает, отвечает по составу мусковиту-серициту и формировалась за счет размыва гранитогнейсового комплекса и является типичным аллотигенным минералом. Монтмориллонит аутигенный образовался по основным вулканическим стеклам базальтового состава. Хлорит также является аутигенным минералом и генетически связан с размывом гранитогнейсового комплекса. Монтмориллонит развивался по основным вулканическим стеклам главным образом в источниках сноса, частично на месте осаждения. В ряде работ показано, что вулканические стекла базальтового состава быстрее и легче разлагаются и переходят в монтмориллонит, чем кислые разности. Помимо того, основные вулканические стекла могут изменяться еще во время переноса и при отложении, т.е. в седиментогенезе и раннем диагенезе. Известно также, что монтмориллонитизация витрокластического материала в современную геологическую эпоху широко развита в пелагических осадках Атлантики.

Прямой генетической связи между монтмориллонитом и современным вулканизмом не наблюдается. В данном случае механизм образования монтмориллонита связан со смектитизацией вулканогенных пород в источниках сноса.

Биотит в виде гидробиотита и смешанослойных минералов типа биотит-вермикулит поступал в зону седиментации прямо из источников сноса. Каолинит также аллотигенное образование, поступавшее из источников сноса в зону седиментации.

В восточной полосе станций в целом как по разрезу, так и на площади распределение ассоциаций глинистых минералов указывает на стабильность их соотношений, однако по направлению к абиссали уменьшается роль каолинита и возрастает роль монтмориллонита. В пределах западной группы станций роль монтмориллонита возрастает вверх по разрезу. В зоне абиссали происходит смесь ассоциаций и некоторое их усреднение. В близких соотношениях содержатся гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, хлорит практически отсутствует.

ЧАСТЬ II

**СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
ПОДНОЖИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АФРИКИ
(ПОЛИГОН III)**

ГЛАВА ПЕРВАЯ

**ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ
РАЙОНА ПОЛИГОНА III**

Площадь полигона III охватывает плоское, полого наклоненное на запад дно у подножия континентального склона Северо-Западной Африки. Для большей его части характерна выровненная поверхность дна с глубинами от 4400 м на западе до 3900 м на востоке района. В северной части полигона отдельно расположена подводная гора округлой формы. Геологическое строение полигона мало освещено в литературе, есть лишь общие региональные обобщения, опубликованные в зарубежной и отечественной печати. Детальных работ здесь не проводилось, в то время как южнее и севернее дно Атлантического океана подробно исследовано геофизическими методами и глубоководными скважинами, пробуренными в разное время с б/с "Гломар Челленджер".

Область полигона III находится на стыке двух крупных мезозойско-кайнозойских прогибов Западной Африки: Мавританско-Сенегальского и Тарфайя-Ааюнского. Эти прогибы с востока ограничены палеозойскими складчатыми поясами. Материалами бурения и сейсмических работ установлено, что указанные прогибы заполняются морскими и прибрежно-морскими отложениями мезозоя и кайнозоя [Jansa, Wiedmann, 1982]. С запада на площадь полигона заходит разломная зона Кейн (рис. 20).

Тарфайя-Ааюнский прогиб на севере обрамляется поднятием, Антиатлас на востоке и юге — складчатым поясом Мавританских герцинид. Прогиб вытянут в северо-восточном направлении на расстояние свыше 1000 км, а его ширина достигает 500 км. В пределах свода Регибад, на юго-запад, между мысом Барбас и мысом Бланк прогиб переходит в Сенегальский прогиб. Прогиб Тарфайя-Ааюн выполнен более чем 15-километровой толщей триас-голюценовых осадочных пород. Осевая зона прогиба занимает область шельфа и верхней части континентального склона. Край юрской карбонатной платформы, существовавшей на месте прогиба, проходит чуть мористее бровки шельфа.

Мощность земной коры в прибрежной зоне вблизи Марокко превышает 30 км, а к бровке шельфа она быстро сокращается, утоняясь до 20 км.

Разрез отложений, заполняющих прогиб Тарфайя-Ааюн, хорошо охарактеризован скважинами [Jansa, Wiedmann, 1982]. В основании разреза на докембрийских образованиях залегает мощная толща мезозоя (мощность около 4200 м), представленная различными по составу и генезису осадочными породами, объединенными в разные формации. Среди них выделяются: триас-нижнелейасовая формация Шебейка — красноцветные алевролиты, песчаники и глины с пропластками диабазов; ниже-среднеюрская формация Ирокез, в ее состав входят доломиты, известняки и ангидриты; юрская формация Пуэрто-Кансадо — песчаники с прослоями известняков, известняки, доломиты, песчаники мергелистые и обломочные известняки, мергели, формировавшиеся в области шельфа; нижнемеловая формация Тантан — песчаники, пески и глины.

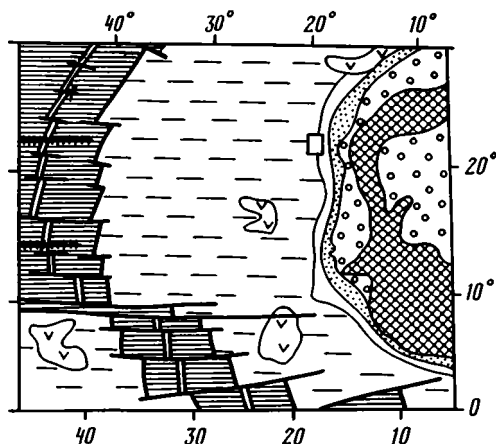


Рис. 20. Тектоническая схема восточной части Центральной Атлантики и окружающей суши (по: "Тектоническая карта мира", масштаб 1:45 000 000, 1982 г.).

Условные обозначения см. на рис. 2.

Все эти формации выделяются на разных участках прогиба и по латерали одновозрастные толщи могут фациально переходить друг в друга. Так, наблюдается смена по простиранию карбонатной части разреза терригенной.

Выше залегает верхнемеловая формация Агадир, представленная морскими толщами зеленоватых алевритистых мергелей, черных сланцев с прослоями ракушечников. Мощность этой формации 650 м. На них залегают фосфатные

пески, глины, известняки и кремнистые породы палеоцен-эоценовой формации Ааюн. В области марокканского шельфа эоцен представлен мергелями и известняками, выше которых находятся плиоцен-плейстоценовые толщи континентального происхождения.

На континентальном склоне, примыкающем к Западной Сахаре, скв. 369 глубоководного бурения вскрыла преимущественно органогенно-глинистый разрез от верхнего мела до плейстоцена [Проблемы..., 1982; Lancelot, Sribold et al., 1977].

В основании разреза залегают альб-верхнеаптские мергели с прослоями глин мощностью до 50 м. Выше ложатся верхнеэоцен-среднеальбские органогенные известняки с прослоями глин, нанопланктонный мел. Мощность этой пачки пород достигает 100 м. В интервале глубин 100—350 м залегает толща нижнего миоцена—среднего эоцена, сложенная алевритистыми мергелями, наномергелями.

Нижнеплиоцен-среднемиоценовые отложения представлены нанопланктонными мергелями с примесью вулканогенного пеплового материала, их мощность около 60 м. Завершают разрез плейстоцен-нижнеплиоценовые нанопланктонные и фораминиферовые илы мощностью до 50 м.

Изучение разреза скв. 369 показало, что процесс осадконакопления в пределах континентального склона происходил при активной переработке отложений донными роющими организмами. Большую роль играл вынос терригенного вещества с континента. В целом разрез полностью осадочный, органогенно-глинистый, различной степени литификации. Вниз по разрезу степень литификации постепенно возрастает. Нам представляется следующий ход осадконакопления на континентальном склоне [Проблемы..., 1982]. В меловое время, в относительно мелководных условиях формировались органогенно-глинистые осадки, переработанные позже илоедами. На позднемеловом—среднеэоценовом этапе вынос с континента терригенного материала сократился. За это время накопились преимущественно органогенные толщи. Осадконакопление позднеэоценового—среднеолигоценового времени происходило одновременно с прогибанием континентального склона, что привело к образованию органогенно-глинистых толщ, интенсивно переработанных илоедами. Средне-позднемиоценовое осадконакопление сопровождалось интенсивным привнесом вулканогенного материала, образующего на фоне спокойной седиментации пепловые прослойки. На последнем этапе накапливались органогенные илы, характерные для глубоководной океанической зоны.

К юго-востоку от полигона расположен Мавританско-Сенегальский прогиб, который занимает место между докембрийскими структурами Африканской плат-

формы и вулканическими образованиями островов Зеленого Мыса. На северо-востоке он переходит в Тарфайя-Ааюнский прогиб. Разрез осадочных толщ Мавританско-Сенегальского прогиба начинают верхнеюрские мелководные доломиты и известняки, залегающие на герцинском складчатом фундаменте [Jansa, Wiedmann, 1982]. Их мощность достигает 700 м. Выше залегают валанжин-аптские калькарениты, доломитизированные известняки, глины и кварциты мощностью 500—1300 м.

Далее разрез продолжают альб-сеноманские кварциты, песчаники, доломиты, глины и алевролитистые глины мощностью 1500 м и сеноман-туронские глинистые толщи мощностью 450—700 м. Завершают меловую часть разреза терригенные толщи коньяка—маастрихта мощностью 100—2000 м, представленные морскими и прибрежно-морскими фациями. Палеогеновые отложения мощностью 50—1000 м несогласно перекрывают подстилающие образования и формируются мергелями (мергели "Маллен"), содержащими глоборталии, известняками, глинами, кремнистыми породами, нуммулитовыми известняками и алевролитистыми глинами.

Миоценовые толщи на востоке представлены континентальными и морскими песками, пестроцветными глинами, на западе — морскими известняками и глинами. После перерыва в осадконакоплении в плиоценовое время [Jansa, Wiedmann, 1982] в плейстоцене установились сходные с миоценом условия: в районе нынешнего Даккара формировались вулканогенные толщи, в низовьях р. Сенегал накапливались морские алевролитистые глины и известняки, а на востоке — континентальные дюны.

На юго-западе к Сенегальскому прогибу примыкает область распространения вулканогенно-осадочных пород, слагающих острова Зеленого Мыса. В основании разреза — чередование сланцев, граувакк, кремнистых известняков и вулканогенных пород. Возраст этого комплекса датируется юрой. Выше залегают подушечные лавы и туфы нижнего мела, которые перекрываются тонкоплитчатыми сланцами, светлыми мергелями, глинисто-кремнистыми известняками с пропластками базальтовых лав верхнемелового-эоценового возраста. Миоценовые толщи представлены вулканитами основного состава, переходящими в пески и глины. На плиоценовое время приходится перерыв в осадконакоплении в условиях латеритного выветривания.

Скважина 368 глубоководного бурения расположена на западном борту Сенегальского прогиба, но разрез, ею вскрытый, характерен для океанических условий осадконакопления [Проблемы..., 1982].

В основании разреза скважины залегают верхнемеловые алевроитоглинистые и углистые осадки мощностью до 500 м. Выше прослеживаются среднеэоцен-верхнемиоценовые глинистые и органогенно-глинистые осадки мощностью до 400 м. Верхняя часть разреза голоцена—верхнего миоцена представлена нанопланктонными илами мощностью до 100 м.

Анализ литологического состава пород и осадков скв. 368 показал, что специфика процессов осадконакопления в пределах этого района океана определяется преимущественным поступлением терригенного материала со стороны Сенегала [Проблемы..., 1982]. На начальной стадии развития (конец позднего мела) в условиях спокойной седиментации формировались алевроитоглинистые осадки, обогащенные углистым веществом. В конце позднего мела до конца среднего эоцена происходило углубление области накопления, за это время отложились алевроитоглинистые осадки. В заключительную стадию эоцена накапливались глинистые осадки с палыгорскитом и смектитом, алевроитоглинистые осадки.

С миоцена накапливаются органогенные и органогенно-глинистые осадки. В завершающий, самый молодой этап осадконакопления (плиоцен—голоцен) происходило образование илов, мергелей, алевроитов и глин, чередующихся.

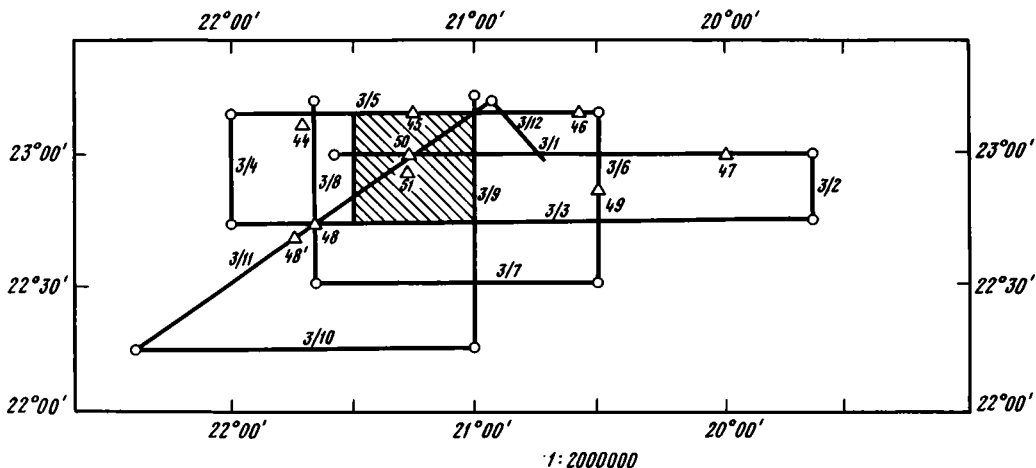


Рис. 21. Карта фактического материала района подножия континентального склона Западной Сахары
Условные обозначения см. на рис. 3

Таким образом, площадь полигона III расположена у подножия типичной пассивной окраины континента, где шло спокойное пелагическое осадконакопление, осложненное периодическим выносом терригенного вещества с континента. Нахождение на севере полигона одинокостоящей подводной горы, вероятно, связано с влияниями разломной зоны Кейн, заходящей на полигон с запада.

В задачи рейса на этом полигоне входило изучить внутреннее строение осадочной толщи океанического слоя и выяснить вещественный состав осадков и пород, слагающих дно этого района океана и подводной горы высотой 2100 м (рис. 21).

ГЛАВА ВТОРАЯ СЕЙМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В рассматриваемом регионе континентальной окраины у подножия континентального склона Западной Сахары обработано 11 сейсмических профилей методом НСП общей протяженностью около 1300 км (см. рис. 21).

Профиль 3/1 проходит в широтном направлении по параллели 23° с.ш. Его протяженность около 180 км. Поверхность дна океана ровная, плоская, только на крайнем западе расположена подводная гора, поднимающаяся на 2000 м над смежными участками дна. Западнее горы глубина океана около 4500 м, восточнее дно океана в пределах изученной площади постепенно поднимается от глубин 4300 м у подножия горы до 3700 м на восточной окраине полигона (рис. 2, а, б, см. вкл.).

На временном сейсмическом разрезе выделяется поверхность акустического фундамента и слоистая среда осадочного чехла. Акустический фундамент обнаружен и прослежен лишь в западной части профиля, где он образует в рельефе дна подводную гору, на склонах которой обнажаются породы фундамента. Поверхность фундамента под углом 15° погружается на запад и восток и фиксируется до отметок -6000 м. С запада и востока к поверхности фундамента прислоняется слоистая среда. В ее строении по различию волновой картины на разрезе выделяются четыре комплекса. Верхний — сейсмический комплекс I

характеризуется непротяженными (до 10 км), полого наклоненными отражающими площадками. В нижней части этого комплекса отражения на восточной половине профиля изогнуты, хаотичны. В этой же части профиля выделяются линзовидные тела, выраженные в рельефе дна. Их протяженность до 20 км, а максимальная мощность около 200 м. Мощность верхнего сеймокомплекса увеличивается в восточном направлении от 250 до 600 м, что происходит за счет раздува верхних частей комплекса.

Ниже сеймокомплекса 1 прослеживается сеймокомплекс 2, который характеризуется параллельно-слоистым строением. Его отражающие площадки протягиваются вдоль всего профиля, практически не прерываясь. В основании сеймокомплекса сокращается протяженность площадок и их количество. Мощность комплекса 2 относительно выдержана вдоль всего профиля и составляет около 600 м, сокращаясь у основания горы до 500 м.

Ниже выделяется сеймокомплекс 3. Он характеризуется акустически полупрозрачной волновой картиной. В его строении прослеживаются редкие непротяженные отражающие горизонты и площадки. Наиболее четко выделяется кровля комплекса в виде хорошо коррелируемого горизонта, ниже которого прослеживаются еще два параллельных отражения. Мощность сеймокомплекса постепенно сокращается в западном направлении от 500 до 250 м.

Сеймокомплекс 4 характеризуется прозрачной волновой картиной, отражающие площадки отсутствуют. Кровля сеймокомплекса проводится по подошве самого нижнего горизонта сеймокомплекса 3.

Общая мощность осадочного разреза превышает 1000 м, увеличиваясь в восточном направлении. Западнее подводной горы мощность осадочной толщи сокращена до 500 м.

Профиль 3/3 также имеет широтную ориентировку и располагается в 30 км южнее профиля 3/1, его протяженность 230 км. Вдоль этого профиля дно океана ровное, слабоволнистое, глубина океана увеличивается в западном направлении от 3900 до 4700 м (рис. 23, а, б, см. вкл.).

Акустический фундамент на разрезе не фиксируется. Выделяется осадочная среда, состоящая из четырех комплексов, аналогичных описанным на профиле 3/1. На 100-километровом отрезке восточной окраины профиля в строении верхнего сеймокомплекса наблюдаются клиноформные тела, прислоняющиеся к подошве комплекса. Его мощность слабо увеличивается в восточном направлении от 250 до 400 м.

Профиль 3/5 проходит параллельно профилю 3/1, протяженность его 150 км. Поверхность дна океана ровная, глубины убывают в восточном направлении от 4500 до 4200 м. На отрезках профиля 5—20 и 60—90 км в основании разреза обнаруживается поверхность акустического фундамента в виде интенсивного опорного отражения выпуклой формы. Выше акустического фундамента выделяется слоистая среда, состоящая из четырех сейсмических комплексов, аналогичных описанным на профилях 3/1, 3/3.

Верхний — сеймокомплекс 1, акустически прозрачный с редкими отражающими площадками, в основании комплекса формируются клиноформы. Мощность верхнего комплекса увеличивается в восточном направлении от 200 до 250 м (рис. 24, а, б, см. вкл.).

Сеймокомплекс 2 характеризуется параллельно-слоистым строением. Слоистость образована частыми горизонтальными протяженными горизонтами. Мощность этого сеймокомплекса увеличивается в восточном направлении от 300 до 700 м.

Для сеймокомплекса 3 характерны редкие непротяженные отражающие площадки. Его мощность слабо изменяется вдоль всего профиля и не превышает 300—380 м. Над выступами фундамента слои комплекса 3 слабо изгибаются.

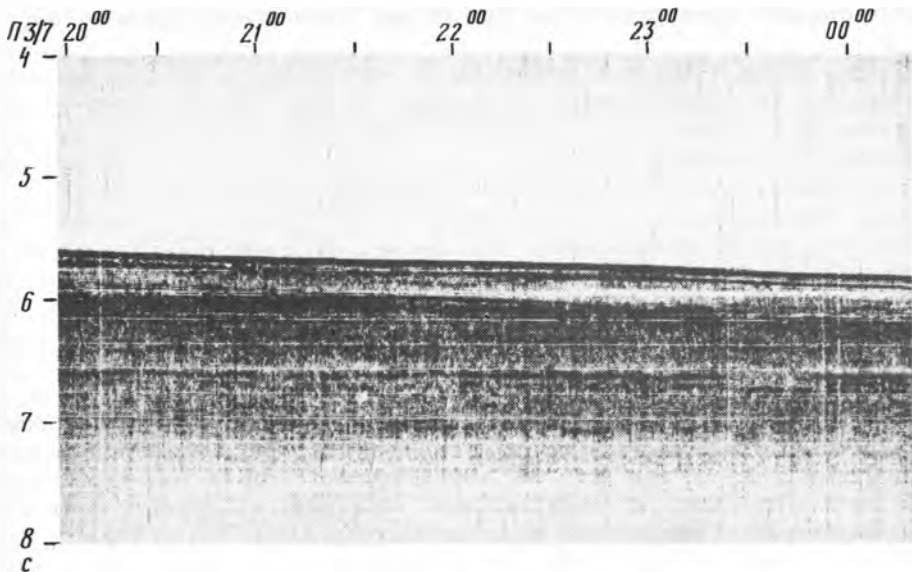


Рис. 25. Временной сейсмический разрез по линии профиля 3/7

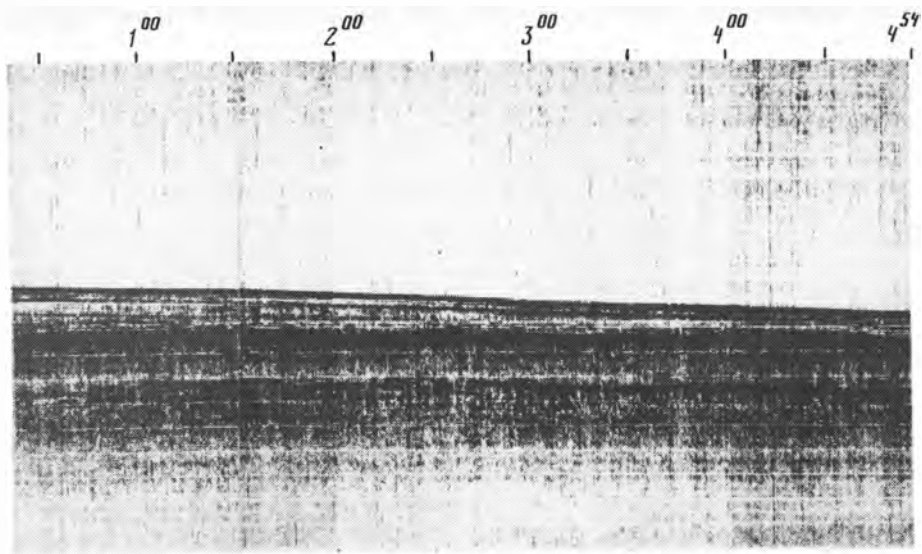
Сейсмокомплекс 4 — акустически прозрачный, отражающие горизонты и площадки в его строении не выделяются. Мощность над выступами фундамента сокращена до 100—150 м. Общая мощность слоистой среды над выступами фундамента 1000 и 1250 м, к востоку и к западу от них она увеличивается.

Профиль 3/7 проходит по 22° 30' с.ш. с востока на запад. Его протяженность 110 км. Поверхность дна ровная, полого погружающаяся на запад от глубины 4250 до 4500 м. На временном сейсмическом разрезе выделяются три четко выраженных сейсмических отражающих горизонта, ограничивающие четыре сейсмических комплекса. Внутреннее строение сейсмических комплексов вдоль этого сечения схоже с описанными выше. В большинстве случаев они характеризуются параллельно-слоистым строением. Практически вдоль всего профиля прослеживаются протяженные отражающие площадки и горизонты. Лишь в нижнем комплексе (4) отражающие площадки прерывистые, короткие. Для верхнего комплекса (1) характерно наличие в восточной половине профиля клиноформных тел с подошвенным прислонением в восточном направлении (рис. 25).

Мощность самого верхнего комплекса (1) сокращается в западном направлении от 350 до 200 м, комплекса 2 — от 600 до 380 м, а комплекса 3 — от 500 до 400 м.

Профиль 3/10 ориентирован в широтном направлении и проходит по южной границе полигона параллельно профилю 3/7. Его длина 140 км. Дно океана вдоль профиля ровное, оно полого погружается в западном направлении от глубин 4400 до 4750 м.

На временном сейсмическом разрезе в западной части профиля (отметки 40—140 км) четко выделяются поверхность акустического фундамента и слоистая среда. На отрезке профиля 0—40 км поверхность акустического фундамента уходит за пределы записи и на временном разрезе не прослеживается. Рельеф поверхности фундамента на западе профиля сложно расчленен, амплитуда его изгибов 120—360 м. Наблюдается общий подъем этой поверхности от -6250 до -5700 м (рис. 26, а, б).



Слоистая среда представлена параллельно-слоистыми отражающими площадками и горизонтами, различными по протяженности. В ее строении выделяются так же, как и на описанных выше параллельных сечениях, четыре сейсмических комплекса. Для верхнего из них характерно наличие выклинивающихся к подошве тел. Для нижнего — сокращение числа и протяженности прослеживания отражающих площадок и горизонтов. Средние два сейсмических комплекса (2 и 3) обладают параллельно-слоистым строением на всем протяжении профиля. В западной части профиля на месте подъема акустического фундамента наблюдаются слабые волнистые изгибы отражения в пределах комплексов 2 и 3. Мощности сейсмических комплексов постепенно уменьшаются в западном направлении: комплекса 1 — от 300 до 150 м, комплекса 2 — от 400 до 280 м, комплекса 3 — от 600 до 450 м. Мощность комплекса 4 (нижнего) на месте прослеживания поверхности фундамента изменяется в пределах 750—150 м.

Общая мощность слоистой среды к западу сокращается до 1100 м.

Профиль 3/11 пересекает изученный полигон в северо-восточном направлении и увязывает все пройденные профили. Его протяженность 170 км. В рельефе дна на фоне пологого подъема на северо-восток от глубин 4750 до 4300 м в северо-восточной части профиля прослежена подводная гора с глубинами над ее вершиной 2300 м. Склоны горы ровные, симметричные, относительно крутые, вершина округлая (рис. 27, а, б, см. вкл.).

На временном сейсмическом разрезе четко выделяются слоистая среда и акустический фундамент. Поверхность фундамента прослеживается практически на всем протяжении профиля. Она волнисто изогнута и замыкается на отметках $-5900 \div -6200$ м. Участками отражения от поверхности фундамента находятся за рамками ленты записи (80—100 км). На отрезке профиля 100—130 км поверхность акустического фундамента резко воздымается и выходит из-под слоистой среды, совпадая с дном океана. Угол наклона поверхности на склонах подводной горы достигает 30° .

Слоистая среда, как и на ранее описанных разрезах, разделяется на четыре сейсмических комплекса. Верхний — сейсмокомплекс 1, слоистый, с выклини-

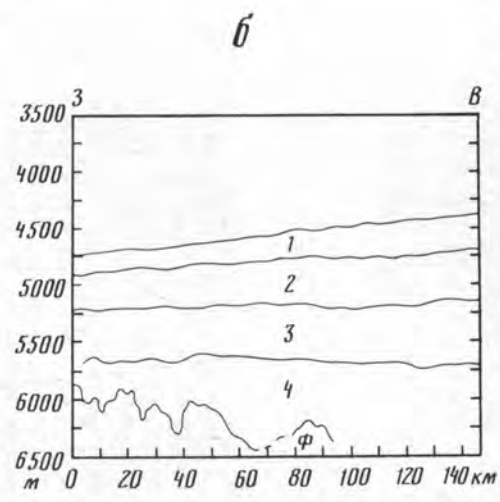
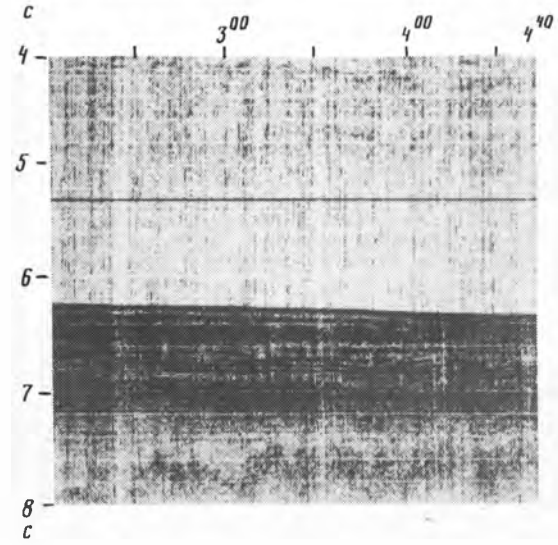
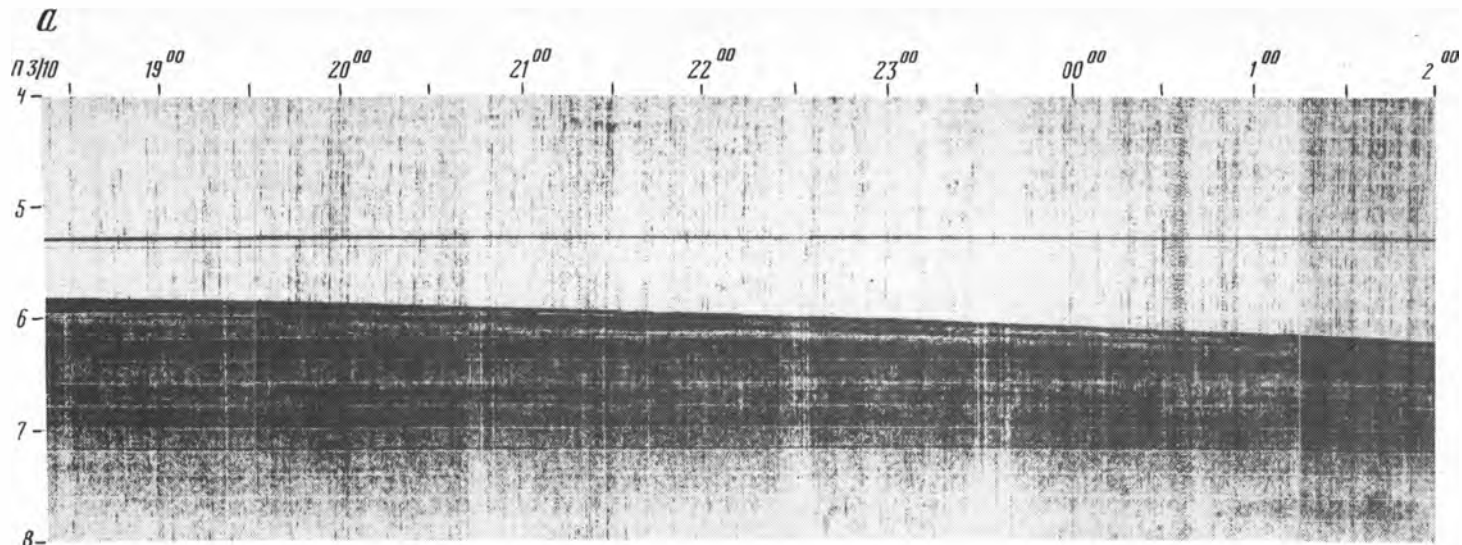


Рис. 26. Временной сейсмический (а) и структурный (б) разрезы по линии профиля 3/10

вающимися на юго-запад телами, его мощность в этом направлении убывает от 300 до 150 м. Сейсмокомплекс 2 также характеризуется параллельно-слоистой структурой, как и подстилающий его сейсмокомплекс 3. Сейсмокомплекс 2 отличается наличием горизонта до 50 м в области 60—120 км, в пределах которой оси синфазности плохо коррелируются друг с другом (прерывистая, волнистая форма записи). Мощность комплекса 2 убывает в юго-западном направлении от 400 до 250 м, а комплекса 3 — в обратном направлении от 400 до 300 м. Комплекс 4 (нижний) с редкими отражающими площадками, его мощность увеличивается в северо-восточном направлении от 300 до 750 м в зависимости от положения акустического фундамента. Характерной особенностью разреза является четкая выраженность кровли комплексов и наличие в нижних горизонтах комплексов 2 и 3 слабой волнистости (см. рис. 27, а).

Профиль 3/2 расположен в крайней восточной части полигона и соединяет восточные концы профилей 3/1 и 3/3. Его протяженность 20 км. Дно океана ровное, полого погружающееся в южном направлении от глубин 3800 до 3900 м.

На временном сейсмическом разрезе выделяются несколько четких горизонтов, которые ограничивают три сейсмических комплекса, отличающиеся внутренней волновой картиной. Верхний сейсмический комплекс (1) отличается сложной волновой картиной: параллельно-слоистая сверху (около 100 м), ниже выделяются частые горизонтальные короткие отражающие площадки (около 100—150 м), подстилающиеся протяженным отражающим горизонтом, ниже которого волновая картина описываемого комплекса изогнуто-слоистая — отражения короткие изогнутые. Нижняя часть комплекса 1 горизонтально-слоистая. Мощность комплекса 1 сокращается в южном направлении от 550 до 400 м. Сейсмический комплекс 2 характеризуется двухъярусным строением: верхняя его часть с частыми горизонтальными и слабо изогнутыми короткими отражающими площадками, а нижняя — с протяженными горизонтальными параллельно-слоистыми отражениями. Мощность комплекса на всем протяжении профиля не превышает 750 м. Комплекс 3 (нижний) выражен редкими, не очень протяженными отражающими площадками, его мощность выдержана и достигает 500 м. Верхняя часть подстилающего комплекса параллельно-слоистая.

Профиль 3/6 ориентирован в меридиональном направлении и проходит по меридиану 21°30' з.д. Его протяженность 60 км. Поверхность рельефа дна океана ровная, залегает на глубине 4200 м.

Временной сейсмический разрез вдоль этого профиля по волновой картине подразделяется сверху вниз на четыре комплекса. Границами комплексов являются опорные сейсмические горизонты, хорошо определяемые на разрезе.

Выделенные комплексы отличаются друг от друга своеобразием волновой картины и схожи с аналогичными комплексами, описанными по другим профилям. Самый верхний — сейсмический комплекс 1, представляет собой горизонтально-слоистую среду, состоящую из многочисленных протяженных отражающих площадок и горизонтов. В южной половине профиля внутри комплекса 1 наблюдается линзовидная акустически прозрачная область, выше и ниже которой слоистость хорошо выражена. Максимальная мощность этой области около 130 м. В средней части профиля происходит выклинивание средних горизонтов комплекса. Общая мощность комплекса увеличивается в южном направлении от 250 до 400 м. Комплекс 2 характеризуется редкой прерывисто-слоистой структурой. Его мощность слабо сокращается на юг от 630 до 580 м. Комплекс 3 обладает двучленным строением: верхняя его часть параллельно-слоистая, нижняя — акустически прозрачная. Мощность комплекса постепенно увеличивается на юг от 300 до 500 м. В кровле комплекса 4 выделяются размытые по протяженности отражающие площадки, расположенные параллельно друг другу и подошве комплекса 3.

Профиль 3/9 проходит ~110 км в меридиональном направлении, почти посередине полигона, по меридиану 21° з.д. Дно океана ровное, залегает на глубине около 4300 м. В разрезе выделяются так же, как и на описанном выше профиле, три комплекса, ограниченные динамически хорошо выраженными отражающими горизонтами. Верхний параллельно-слоистый комплекс осложнен присутствием линз и зон выклинивания. Мощность комплекса хорошо выдержана и не превышает 300—400 м. Комплекс 2 в осевой верхней части (150 м) параллельно-слоистый, большая часть комплекса акустически прозрачна, с редкими отдельными отражающими площадками. Мощность комплекса редко превышает 500 м. Нижний сейсмический комплекс 3 состоит из относительно протяженных отражений в верхней части (~200 м) и редких коротких отражений в нижней. Общая мощность увеличивается от 250 до 500 м в южном направлении.

Профиль 3/8 пересекает полигон с юга на север в западной части. Его протяженность достигает 70 км. Дно океана ровное, глубины 4500—4600 м. На временном сейсмическом разрезе выделяются четыре комплекса. Самая глубокая граница, прослеживаемая на разрезе, — поверхность акустического фундамента. Она выражается недостаточно четко, участками исчезает. Ее рельеф полого-волнистый, образует небольшой выступ высотой 250 м и залегающий на отметке —6000 м (рис. 28, а, б).

Верхний — сейсмический комплекс 1, обладает параллельно-слоистой структурой, редко нарушенной выклиниванием слоев. Отражающие площадки этого комплекса протяженные и выдержанные. Мощность комплекса 150—250 м.

Сейсмический комплекс 2 в верхней и нижней своих частях (~100 м) параллельно-слоистый. Средняя часть комплекса акустически прозрачна. Мощность комплекса около 400 м. Сейсмический комплекс 3 характеризуется слоистой структурой. Отражающие площадки различной протяженности преимущественно ровные, в средней части разреза волнисто изогнуты. Мощность комплекса около 400 м.

Самый нижний — сейсмический комплекс 4, характеризуется присутствием редких коротких отражающих площадок в средних частях его разреза. Мощность комплекса с юга на север слабо сокращается от 600 до 500 м, над выступом фундамента — до 350 м.

Общая мощность осадочного чехла 1000 м.

Профиль 3/4 проходит в крайней западной части полигона, его протяженность около 40 км. Он соединяет профили 3/3 и 3/5. Дно океана ровное, с глубинами 4600 м. На временном разрезе выделяются четыре комплекса, отличающиеся своей волновой картиной. Самый верхний — сейсмический комплекс 1 — характеризуется протяженными отражающими площадками в верхах разреза, ниже отражения отсутствуют. Мощность комплекса 1 около 200 м. Подстилающий комплекс 2 характеризуется многочисленными короткими отражающими площадками, которые вниз по разрезу исчезают. Мощность этого комплекса достигает 300 м.

Сейсмический комплекс 3 в верхней части (~200 м) параллельно-слоистый, с протяженными отражающими площадками, вниз количество площадок сокращается, уменьшается и их протяженность. Мощность комплекса около 400 м. На север она убывает до 300 м.

Комплекс 4 (самый нижний) акустически прозрачный, отражения в его пределах отсутствуют.

Имеющийся в наличии материал детально охарактеризовал строение осадочного чехла участка пассивной окраины Африканского материка. Его анализ дает возможность выяснить ряд закономерностей, раскрывающих историю развития этого региона (рис. 29, а-а; 30, а-г). В западной части полигона на временных разрезах 3/5, 3/8, 3/10, 3/11 получены отражения от акустического фундамента. На временных разрезах в чехле сверху вниз выделяются четыре сейсми-

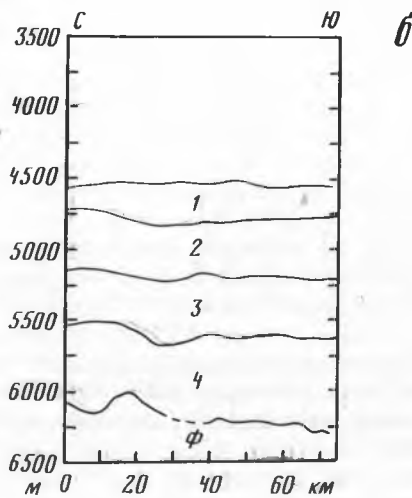
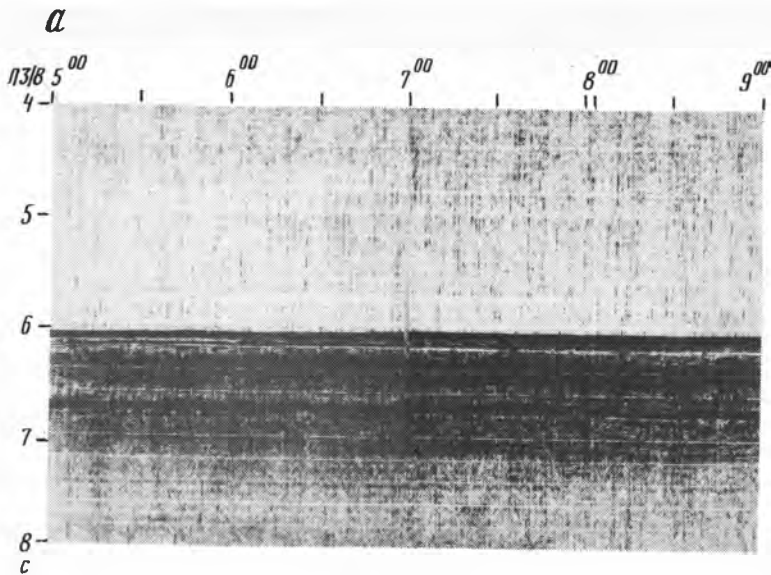


Рис. 28. Временной сейсмический (а) и структурный (б) разрезы по линии профиля 3/8

ческих комплекса, различающиеся по характеру сейсмической записи: 1, 2, 3, 4. Сейсмический комплекс 1 характеризуется чередованием протяженной слоистой, полупрозрачной и прозрачной сейсмической записи, наличием клиноформных тел. Комплекс 2 отличается наличием в верхней части протяженных отражающих площадок, образующих слоистую среду, в нижней части переходящую в полупрозрачную сейсмическую запись. Сейсмический комплекс 3, как и комплекс 2, выделяется по появлению протяженной слоистой сейсмической записи, сменяющейся акустически полупрозрачной. Внутри сейсмокомплекса прослеживаются деформированные участки, особенно в местах неглубокого залегания фундамента, что не характерно для залегающих выше структурных комплексов. Картина волнового поля нижнего сейсмического комплекса акустически прозрачная или полупрозрачная. Его поверхность в ряде мест осложнена пологими деформациями. Акустический фундамент резко выделяется по дифрагированной,

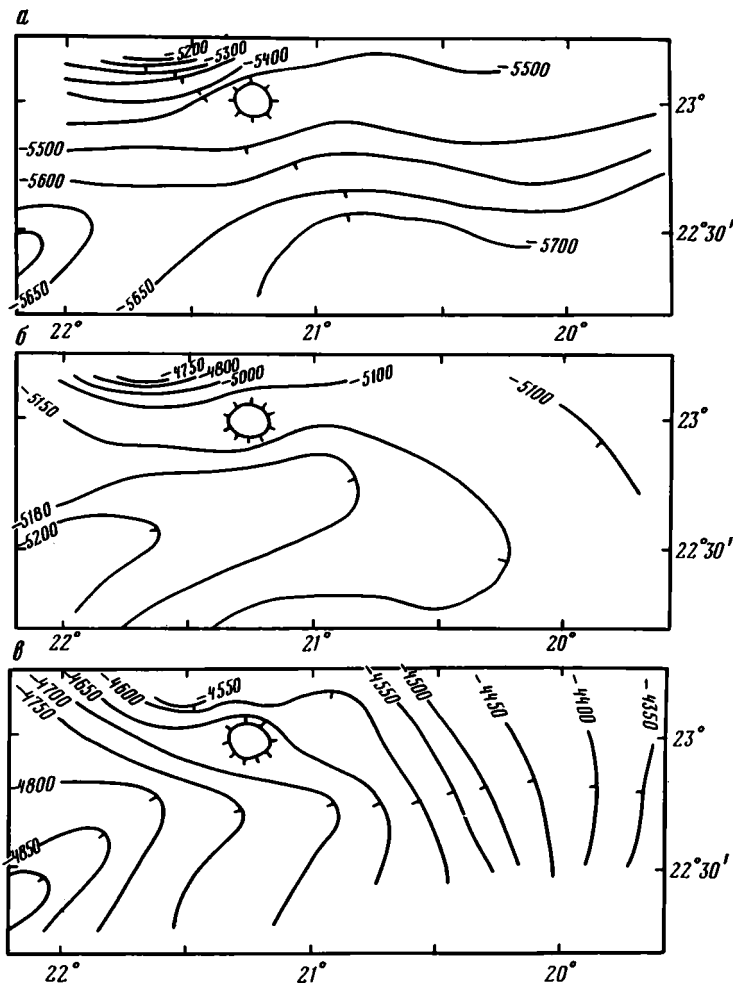


Рис. 29. Структурные карты поверхности сейсмических комплексов:
 а — 4-го, б — 3-го, в — 2-го

хаотической сейсмической записи. Его кровля имеет расчлененный (деформированный) рельеф (см. рис. 22, 26).

Поверхность акустического фундамента воздымается с запада на восток от глубины 5800 до 6400 м и погружается с севера на юг от 6100 до 6300 м в пределах границ получения отражений. Она дислоцирована и представляет собой чередование ряда поднятий и впадин с амплитудой до 500 м. Кровля сейсмического комплекса 4 наиболее приподнята (до 5200 м) на северо-западе региона, откуда она постепенно погружается на юг и юго-восток до 5700 м, образуя пологую моноклираль со средним градиентом наклона 0,36 м/км. На юго-западе полигона прослеживается структурный залив юго-западного простирания, в пределах которого породы сейсмокомплекса опускаются на юго-запад от 5650 до 5700 м (см. рис. 29, а).

По поверхности сейсмического комплекса 3 выделяется обширный структурный залив, в осевой части которого кровля рассматриваемого сейсмокомплекса погружается с восток-северо-востока на запад-юго-запад с глубины

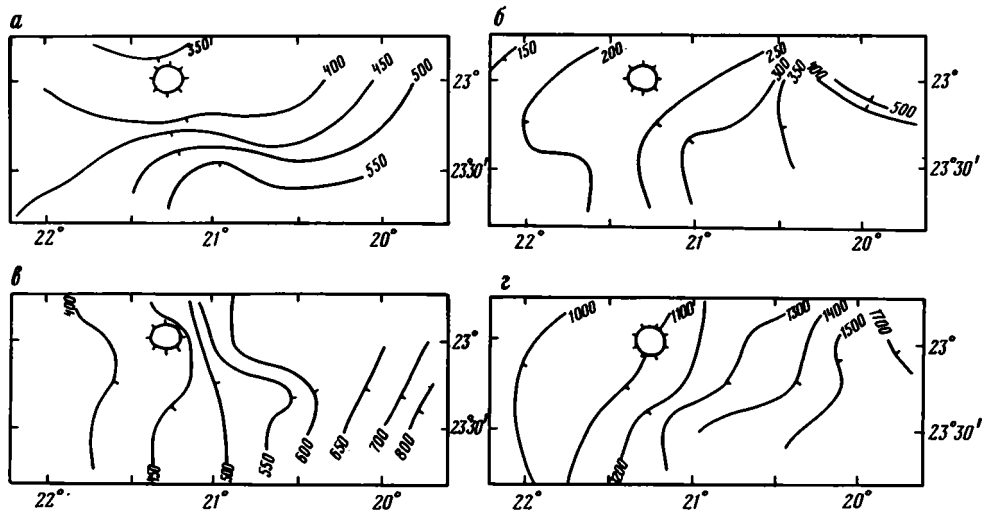


Рис. 30. Карты мощностей сейсмических комплексов: а — 3-го, б — 2-го, в — 1-го, з — в сумме

5100 до 5200 м. Уклон поверхности составляет 0,18 м/км. На северо-западе региона поверхность сейсмокомплекса воздымается на север, вероятно, к своду локального поднятия, с глубины 5100 до 4750 м. Кровля сейсмического комплекса 2 погружается с востока на запад от -4350 до -4900 м. Градиент наклона около 1 м/км. Примерно между изогипсами -4350÷-4600 м данная поверхность имеет форму моноклинали, западнее выделяется структурный залив, ограниченный изогипсой -4700 м, на северо-западе полигона породы сейсмокомплекса поднимаются с юга на север от глубины 4650 до 4550 м. Современная поверхность дна океана в пределах изученного района равномерно погружается с востока на запад от глубины 3700 до 4600 м (наклон 1,1 м/км) и образует пологую моноклинали (рис. 29, б).

Таким образом, структурные планы рассмотренных сейсмокомплексов имеют существенные различия. По-видимому, поверхности сейсмокомплексов 3 и 4 имеют унаследованное строение поверхности фундамента, а кровли сейсмокомплексов 1 и 2 формировались в результате активного прогибания Канарской впадины и в целом наклонены к оси южной части этой крупной отрицательной структуры Атлантики. Углы падения поверхностей сейсмических комплексов 1 и 2 значительно выше чем комплексов 3 и 4.

Мощности пород сейсмического комплекса 4 можно оценить в западной части полигона. Как видно из временных и геологических разрезов породы сейсмокомплекса заполняют рельеф поверхности акустического фундамента, выравнивая его. Их мощность 350—550 м. Мощности образований сейсмокомплекса 3 нарастают с северо-запада региона на юго-юго-восток от 350 до 550 м. Отложения, слагающие структурный комплекс, накапливались, вероятно, как и залегающие ниже осадочные породы, компенсируя прогиб в поверхности фундамента этого региона. Распределение мощностей сейсмокомплекса согласуется с залеганием его кровли (см. рис. 30, а).

Площадное распространение сейсмического комплекса 2 резко отличается от подстилающих образований. Их мощности нарастают с востока на запад от 800 до 350 м. Отложения этого комплекса накапливались в условиях полной компенсации палеорельефа поверхности фундамента. Распределение осадков подчинялось количеству терригенного материала, поступающего из области

сноса — Африканского материка, т.е. мощности пород сейсмокомплекса закономерно убывают от континента в глубь океана (см. рис. 30, б).

Мощности отложений сейсмического комплекса 1 так же, как и комплекса 2, закономерно убывают с восток-юго-востока на запад от 550 до 350 м (см. рис. 30, б, в). В толще сейсмокомплекса отчетливо выделяется серия клиноформных тел наращивания со стороны континента. Суммарные мощности чехла на полигоне, исключая значения мощностей пород сейсмокомплекса 4, постепенно уменьшаются с востока на запад с 1700 до 100 м (см. рис. 30, г).

Таким образом, формирование осадочного чехла в пределах полигона III происходило в два этапа. На первом этапе осадки, поступавшие с материка, компенсировали относительно погруженный тектонический рельеф фундамента (комплексы 3, 4). На втором этапе сносимые осадки закономерно распределялись и накапливались в зависимости от их количества, постепенно утоняясь в глубь океана и образуя аккумулятивные толщи, формирующиеся в условиях перекомпенсации.

Отдельно нужно рассматривать структуру на северо-востоке полигона. Это относительно древний вулкан, склоны которого разрушались с образованием у подножия терригенных накоплений, на что указывает нарастание мощностей сейсмокомплекса 1 вокруг вулкана. После образования чехла произошли молодые восходящие тектонические движения, о чем свидетельствует резкое нарушение ("задирание") вверх по разрезу отложений всех сейсмических комплексов. С вершины вулкана на станции драгирования 41 подняты измененные, сильно выветренные базальты.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДВОДНОЙ ГОРЫ В ПРЕДЕЛАХ ПОЛИГОНА III

Подводная возвышенность покрыта детальной батиметрической съемкой и имеет в плане изометричную округлую форму. Ее размеры по долготе 18—19 км и по широте 16—17 км, превышение вершины с отметкой 2100 м над поверхностью абиссальной равнины (с отметкой 4300 м) составляет около 2200 м. Характерны крутые склоны 16—18° и относительно пологая платообразная вершина. Склоны осложнены каньонообразными врезами. Для изучения слагающих возвышенность пород на нескольких станциях (38—42) было проведено драгирование ее склонов (рис. 31).

На юго-восточном склоне в интервале глубин 3900—3570 м на ст. 38 были подняты глыбы вулканитов разной степени измененности общим объемом 70—80 кг. Среди обломков различаются три разновидности вулканитов. Первая представлена крупной глыбой размером 15×12 см и несколькими десятками более мелких обломков. Форма обломков овальная. Они покрыты железисто-марганцевой коркой толщиной от долей мм до 1—2 мм, однако все они имеют свежий скол по одной из поверхностей, являющейся поверхностью отрыва.

Овальная форма и шаровая отдельность обломков свидетельствует об их принадлежности к лавовому потоку. На свежем сколе отчетливо различимо, что порода представлена порфиrowыми андезитодацитами с афировой интенсивно пористой основной массой. В виде порфиrowых вкрапленников присутствуют полевые шпаты и темноцветные минералы, в разной степени измененные вторичными процессами. Основная масса микрокристаллическая, с хорошо различимыми лейстами плагиоклазов, замещенными вторичными минералами. На фоне основной массы около 50% составляют овальные поры, в большинстве незаполненные. Часть пор заполнена вторичными минералами. Процессы вторичных изменений чрезвычайно интенсивны. Вкрапленники плагиоклазов почти целиком замещены смесью каолинита, эпидота и лимонита, вкрапленники ам-

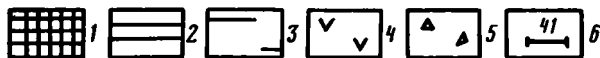
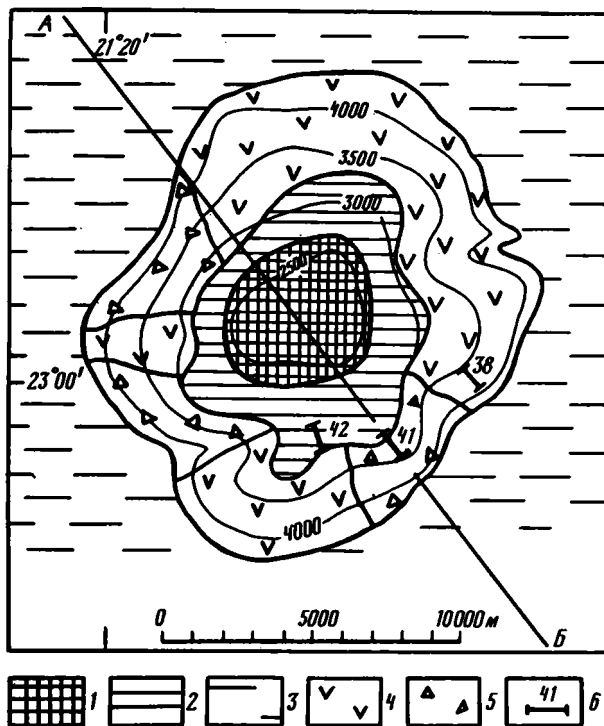


Рис. 31. Схематическая карта распространения пород, слагающих подводную гору у подножия континентального склона Западной Сахары

1 — коралловые известняки; 2 — фораминиферо-кокколитовые известняки с обилием ходов илоседов; 3 — современные карбонатно-глинистые глубоководные илы; 4 — базальты; 5 — осадочная брекчия измененных обломков базальтов; 6 — участок драгирования, номер станции

фибола — хлоритом и минералами серпентинитовой группы и представляют собой псевдоморфозы вторичных минералов с реликтами первичных образований амфиболов. Меньшая часть пор заполнена халцедоном в смеси с хлоритом и серпентиновыми минералами. Основная стекловатая масса почти полностью замещена вторичными минералами хлорит-серпентинового ряда. За счет интенсивного вторичного изменения породы характеризуются небольшой твердостью и легко режутся ножом.

Наружная часть глыб, толщиной до 1 см представлена зоной более светлоокрашенной — светло-зеленовато-розового цвета, сложенной вулканическим стеклом с пемзовидной пористой текстурой. Поры частично заполнены халцедоном в смеси с вторичными хлорит-эпидотовыми минералами. Большая часть пор не заполнена и участками порода напоминает перлит, разбита на микроблоки, сцементированные стекловатой массой, халцедоном и другими вторичными минералами группы цеолитов и хлоритом. При большом увеличении эти участки породы напоминают вулканическую брекчию, формировавшуюся над напором газов. Наружная стекловатая зона в свою очередь покрыта железисто-марганцевыми образованиями.

На поверхности глыб часто наблюдается светлая корочка наиболее измененных пород. Последняя и цементирующая масса брекчий представляет собой смесь тонкодисперсных вторичных минералов. Реликты первичных минералов в корке практически отсутствуют, все нацело замещено новообразованными минералами.

Другая разновидность — обломки значительно измененных разностей, покрытых коркой железисто-марганцевых минералов размером от 1—8 см. Порода обычно рыхлая, розовато-желтого цвета. Преобладают глинистые минералы, развитые по стекловатой основной массе, почти полностью замещающие ее. Отчетливо выделяются поры, заполненные халцедоном. Среди глинистой массы различимы неразрушенные агрегаты стекловатой породы и участки с псевдопорфировой структурой.

Третья разновидность вулканитов — измененные андезитдациты. В настоящее время это глинизированные агрегаты с реликтами псевдопорфировой структуры. Глинистая масса пронизана обилием ходов илюдов.

Менее измененные разности базальтов состоят из мелких удлинённых и крупных таблитчатых плагиоклазов, между которыми расположена пелитизированная стекловатая масса. Присутствуют также отдельные крупные таблитчатые кристаллы плагиоклаза и редкие зерна оливина. Среди последних встречены единичные не измененные свежие зерна. Большая часть плагиоклазов соответствует Al_{45-60} . Крупные кристаллы Al_{35} формировались в более позднюю стадию. Плагиоклазы в значительной степени замещены мусковитом, смектитами, кальцитом, реже пиритом. Оливин образует главным образом мелкие изометричные зерна, замещенные вторичными минералами: серпентином, тальком. Единичные крупные кристаллы обычно слабо изменены. В целом структура интерсертальная, в интерстициях между лейстами плагиоклаза располагается пелитизированная стекловатая масса и измененные зерна оливина, возможно пироксена, магнетит, титаномагнетит, последние окислены. Стекло замещено смектитами и содержит включения гидрокислов железа. Отдельные участки стекла целиком замещены смектитами. В различных количествах присутствуют миндалины и жеоды, выполненные анальцимом, кальцитом, смектитами и цеолитами типа клиноптилломиа, особенно широко развит анальцим.

Результаты химических анализов показывают, что породы попадают в поле пикритов-пикритобазальтов, обогащенных щелочами. Когда содержание щелочей доходит до 4,5—5%, эти разности можно отнести к щелочным пикритам.

Высокое содержание H_2O^+ (7,1—10,5) и H_2O^- (3,68—7,35) говорит о сильных вторичных преобразованиях базальтов. Это особенно подчеркивают процессы формирования позднего гидротермального анальцима и цеолитов, а также боулингита, которые заполнили все пустоты и поры в породе. Все аномалии состава объясняются наложением вторичных процессов — резкое увеличение H_2O , щелочей, P_2O_5 (1,7—3,2, в отдельном случае до 15%). Повышение P_2O_5 до 15 и MgO до 20,1% также связано с вторичными изменениями. На диаграмме все точки попадают в поле островадных пород Азии.

Таким образом, рассмотренные нами вулканиты сильно изменены вторичными процессами. Первичная лава характеризовалась щелочным составом и была интенсивно насыщена газами, на что указывает состав магматических и вторичных минералов и наличие большого количества овальных пор. Степень измененности пород дает возможность предположить меловой возраст вулканитов. Марганцевые корки значительной мощности на глыбах и обломках подтверждают это, а также указывают на то, что продукты разложения вулканитов в пелагаль, по всей вероятности, не поступали.

Со ст. 41 проводилось драгирование наиболее крутого участка южного склона исследуемой возвышенности в интервале глубин 3500—3100 м. Угол склона здесь достигал 23—26°.

Драгой было поднято около 80 кг обломков глыб вулканитов размером до 40×30 см. При этом десять наиболее крупных глыб имеют размеры около 40×30 см, остальные (наибольшая масса) размерами 10×10 см и менее. Отдельные глыбы оторваны непосредственно от скалы, на что указывает свежая поверхность скола. Часть обломков свободно лежала на склоне и была покрыта со всех

сторон железисто-марганцевой коркой. Толщина корки от 1—2 мм до 2—3 см, она покрывает все разновидности и обычно расслоена. Марганцевые образования проникают внутрь по трещинам в брекчированные участки и по ходам илоедов. Когда железисто-марганцевые агрегаты замещают пемзовидные образования, в марганцевой корке сохраняются реликты пемзовидной текстуры. На поверхности железисто-марганцевых агрегатов наблюдаются следы жизнедеятельности червей, частично замещенных железисто-марганцевыми минералами. Среди общей массы обломков встречен отдельный обломок белого вторичного образования, рыхлого, с редкими ходами илоедов. Изучение вулканитов показало, что они включают несколько разновидностей пород.

Базальты серые и светло-зеленовато-серые, плотные, микрозернистые, с макроскопически различной афировой, участками трахитовой структурой, слабо измененные вторичными процессами. Эта разновидность представлена одной глыбой диаметром 10 см и несколькими мелкими обломками; они покрыты плотной коркой железисто-марганцевых минералов.

Базальты пемзовидные мелко- и микропорфировидные буровато-серые, интенсивно изменены вторичными процессами. Различимы крупные и мелкие порфировые выделения роговой обманки, реже плагиоклаза. Размеры отдельных порфировых вкрапленников роговой обманки доходят до 1 см. Вторичным изменениям подверглись не только вкрапленники, но и основная масса, где отчетливо различимы образования цеолитов и хлоритов. Цеолит заполняет трещины и развивается по вкрапленникам плагиоклаза, а хлорит — по роговым обманкам. За счет того, что основная масса интенсивно изменена вторичными процессами, резко уменьшается ее твердость, и порода легко режется ножом. Поднятые обломки покрыты коркой железисто-марганцевых образований толщиной до 10 см.

Базальты сильно измененные, мелкие, легко режутся ножом, тип средне-мелкообломочной брекчии, пористые, светлоокрашенные, содержат реликты роговой обманки. Цементирующая масса замещена вторичными минералами. Величина отдельных обломков 3—4 см. Основная масса породы за счет вторичных изменений приобретает зеленоватый оттенок. Поры и прожилки заполнены вторичным минералом прозрачного медового цвета, напоминающего горный воск. Этот минерал играет роль материала, скрепляющего обломки базальтов. На отдельных поверхностях наблюдается светло-зеленая корочка вторичных минералов. Редко цементирующим и заполняющим поры веществом служит каолинитоподобный минерал. В ряде случаев в виде небольшого слоя он располагается в виде корок на поверхностях брекчий. Алюмосиликатная каолинитовая масса, цементирующая брекчии, покрыта толстой коркой железисто-марганцевых минералов. Рассмотренный тип обломков преобладает среди обломков, поднятых драгой. Размер глыб доходит до 20 см.

Полностью измененные и переотложенные обломки вулканитов образуют породу, сложенную алюмосиликатным каолинитоподобным минералом, мелкозернистую, светло-розовую, пронизанную ходами илоедов. В ряде обломков среди каолинитоподобной массы наблюдаются реликты неразложенных обломков вулканитов.

Микроскопическое изучение показало, что основная масса наименее измененных базальтов имеет типичную трахитовую структуру, на фоне которой отчетливо различаются вкрапленники плагиоклаза и темноцветных минералов. Миндалины и жеоды выполнены вторичными минералами. Игольчатые плагиоклазы основной массы в значительной степени изменены агрегатами эпидота, серицита и кальцита. Наблюдаются также реликты темноцветных минералов. Магнетит присутствует в виде скелетных образований, почти целиком замещенных. Встречены единичные кристаллы апатитов. Стекловатая основная масса замещается смектитами, хлоритом и рудным веществом. Среди вкрап-

Таблица 3
Химический состав базальтов полигона III, %

Оксид, элемент	Станция					
	2-29	30	32-1	32-2	2-36д	37а
SiO ₂	2,24	3,53	0,85	1,80	27,35	48,71
TiO ₂	1,43	0,16	0,15	0,15	2,46	1,32
Al ₂ O ₃	2,37	1,37	0,60	0,73	9,82	18,66
Fe ₂ O ₃	25,77	2,68	2,92	2,31	22,16	2,82
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	5,54
CaO	8,70	49,42	49,90	50,12	5,65	15,30
MgO	2,31	0,04	0,62	0,65	2,26	4,19
MnO	15,86	0,70	0,81	0,48	4,09	0,14
Na ₂ O	1,58	1,16	1,06	0,97	2,25	2,70
K ₂ O	0,34	0,29	0,13	0,19	2,22	0,32
H ₂ O ⁺	8,52	1,18	1,49	1,08	7,09	0,41
H ₂ O ⁻	16,90	1,70	1,38	1,23	12,26	0,10
CO ₂	4,30	37,80	40,45	40,50	2,05	Нет
C	Нет	0,10	Нет	Нет	Нет	"
P ₂ O ₅	2,85	1,10	0,18	0,28	0,42	0,13
Σ	93,17	100,23	100,54	100,29	100,08	100,34
Cr	13	<10	<10	<10	170	195
Ni	>770(≈2600)	45	48	34	500	130
V	182	10	39	17	167	197
Cu	163	<15	<15	<15	297	100
Co	>500(>0,2)	95	182	124	410	40
Pb	>500(≈880)	9	26	18	165	<5
Ga	<10	<10	<10	<10	<10	14
Ge	3,8	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	130
Mo	>50(250)	4,4	7,1	5,2	38,0	1,88

Оксид, элемент	Станция					
	38в	38г	38д	41а	41б	41в
SiO ₂	41,01	40,93	27,78	44,58	52,18	44,37
TiO ₂	3,35	3,65	1,27	2,45	0,62	2,78
Al ₂ O ₃	12,19	10,70	7,44	11,96	16,94	11,98
Fe ₂ O ₃	14,61	16,28	7,98	10,11	8,32	14,23
FeO	0,27	0,40	Нет	Нет	0,36	0,29
CaO	0,64	0,63	0,99	2,89	1,25	1,36
MgO	3,48	3,46	20,01	5,69	2,20	3,92
MnO	3,54	3,35	2,93	0,36	0,14	0,10
Na ₂ O	1,46	1,46	1,69	1,46	4,07	1,25
K ₂ O	2,68	2,68	1,83	1,93	3,15	2,68
H ₂ O ⁺	10,20	10,39	7,42	5,75	3,59	2,74
H ₂ O ⁻	4,68	4,37	3,68	11,48	6,90	11,10
CO ₂	Нет	Нет	1,65	1,20	0,40	0,50
C	"	"	Нет	Нет	Нет	Нет
P ₂ O ₅	1,47	1,45	15,00	0,29	0,02	0,07
Σ	99,75	99,75	99,67	100,15	100,14	99,39
Cr	157	150	60	19	11	12
Ni	350	345	145	580	210	140
V	140	144	59	90	27	97
Cu	247	270	210	210	136	90
Co	93	99	90	74	31	53
Pb	11	10	22	10	9	>5
Ga	11	12	<10	14	19	11
Ge	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
Mo	7,6	7,8	8,4	8,3	6,3	2,7

Станция							
37	37-1	37 П-1	37 П-2	38-1	38а	38б	
48,59	48,50	50,05	49,69	41,75	39,37	48,32	
1,31	1,35	1,28	1,35	4,29	4,00	0,88	
19,53	17,27	14,55	15,04	14,68	13,83	9,79	
2,33	4,38	2,18	1,97	13,05	12,55	4,71	
4,88	5,71	6,85	6,99	1,02	1,70	0,24	
15,17	15,19	14,78	12,41	0,56	0,10	0,05	
4,40	4,02	6,30	8,50	4,25	5,73	4,50	
0,14	0,16	0,16	0,18	2,91	2,78	6,29	
2,48	2,48	2,94	2,70	2,25	1,80	1,69	
0,27	0,32	0,37	0,29	2,97	2,68	1,63	
0,51	0,59	0,67	0,33	7,10	7,67	10,50	
0,13	0,30	0,16	0,25	3,69	3,89	7,35	
0,50	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	3,65	
Нет	"	"	"	"	"	Нет	
0,12	0,11	0,10	0,11	1,70	3,22	0,25	
100,36	100,38	100,39	99,81	100,22	99,32	99,85	
188	172	230	266	208	130	67	
157	105	140	146	307	112	43	
172	185	188	227	170	143	70	
90	105	132	120	270	143	72	
54	50	52	61	84	24	18	
<5	<5	<5	<5	~5	<5	9	
14	11	12	12	14	10	12	
2,0	2,2	2,5	2,2	<2,0	<2,0	<2,0	
1,7	1,8	2,0	1,9	7,5	2,0	~1,5	

Станция							
4Iг	4Iд	4Iе	4Iж	4Iз	4Iи	4Iк	
26,04	40,51	38,92	43,83	43,75	43,11	38,96	
1,50	2,28	3,37	2,39	2,46	2,92	2,37	
8,30	12,13	11,50	13,91	12,18	12,26	12,16	
22,78	13,99	10,69	10,37	11,09	14,65	12,88	
Нет	Нет	0,51	0,31	0,32	Нет	Нет	
1,73	2,28	9,70	3,18	2,72	2,09	3,37	
8,79	4,24	3,05	4,92	4,72	3,92	6,75	
7,45	2,54	0,10	0,28	0,09	0,41	1,96	
1,16	1,46	1,69	1,69	1,69	1,46	1,46	
1,32	2,68	3,15	2,68	2,68	2,92	2,68	
6,14	4,92	2,93	3,74	4,28	3,74	4,92	
13,33	10,57	6,55	11,68	11,78	10,84	10,57	
1,10	1,30	1,10	Нет	Нет	Нет	1,05	
Нет	Нет	Нет	"	"	"	Нет	
0,66	0,78	6,23	0,44	0,50	0,06	1,27	
100,30	99,68	99,49	99,44	99,72	99,57	100,40	
15	19	13	13	14	21	17	
>770 ~900	740	134	275	295	340	>770 ~550	
225	132	91	90	97	122	138	
490	283	102	158	200	215	650	
>500 ~1250	210	41	55	40	116	305	
430	62	7	6	6	18	79	
<10	<10	~10	12	12	11	<10	
<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	
>200			4,9	5,5	9,9	33,5	

Таблица 3 (окончание)

Оксид, элемент	Станция					
	41л	41м	41н	41о	41п	41р
SiO ₂	42,83	42,78	54,12	48,33	43,21	43,73
TiO ₂	2,32	2,41	0,27	0,94	2,54	2,33
Al ₂ O ₃	13,23	11,95	18,35	18,66	12,97	12,69
Fe ₂ O ₃	12,30	13,20	6,37	7,91	11,90	13,07
FeO	0,21	0,45	0,30	0,73	0,44	0,28
CaO	3,19	2,88	1,24	2,89	2,10	2,19
MgO	4,17	4,34	2,18	2,66	4,10	3,42
MnO	0,27	0,23	0,16	0,01	0,32	0,21
Na ₂ O	1,69	1,84	4,75	3,57	1,64	1,84
K ₂ O	2,92	2,44	3,78	2,14	2,97	2,97
H ₂ O ⁺	4,26	3,92	1,85	2,93	2,87	6,17
H ₂ O ⁻	10,76	10,72	6,05	7,90	10,61	10,53
CO ₂	0,60	0,25	0,25	0,70	1,40	Нет
C	0,08	Нет	Нет	Нет	0,33	
P ₂ O ₅	0,70	0,17	0,03	0,25	0,21	0,19
Σ	99,53	99,64	99,70	99,25	99,57	99,62
Cr	22	20	<10	<10	17	13
Ni	215	230	120	26	310	217
V	85	96	12	11	96	83
Cu	122	126	116	97	130	100
Co	60	63	22	11	71	50
Pb	6	6	8	<5	8	6
Ga	11	12	27	26	24	14
Ge	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
Mo	5,5	5,3	4,0	1,9	5,0	3,8

Примечание. Данные рентгенометрического анализа: обр. 2-36Д — полевые шпаты, следы амфибола, смектит; обр. 37-1 — смектит гетерогенный по катионному составу; слюда, слегка набухающая, <5% разбуха межслоев, каолинит, хлорит (мало), кварц + слюды гетита; обр. 38в — К — Na — смектит смешанослойный, палыгорскит (небольшая примесь), возможна слюда, хлорит (мало); обр. 41а — К — Na-смектиты ≈20% слюдистых пакетов, гидрослюда (мало), каолинит

ленников редко обнаруживаются кристаллы амфибола, представленные голубовато-зелеными уралит-актинолитом.

Как следует из данных химических анализов (табл. 3), при повышении содержания H₂O до 15% соответственно снижается содержание SiO₂ и увеличивается доля других элементов. За счет интенсивного преобразования и появления миндалинов также снижается роль SiO₂ и возрастает P₂O₅. Базальты по соотношению щелочей в большинстве случаев попадают в поле островодужных пород Азии, а несколько анализов — в поле островодужных пород Атлантики.

Базальты, сильно измененные, представляют собой типичные миндалекаменные образования. Миндалины заполнены цеолитами, кальцитом, хлоритом, смектитами, кальцитом и в единичных случаях халцедоном. В краевых частях миндалинов развиты агрегаты хлорита, боулингита, палагонита, смектита. По плагиоклазам развиваются калиевые смектиты. Наряду с миндалинами присутствуют прожилки, пустоты и трещины, заполненные вторичными образованиями (кальцитом, смектитами, цеолитами, хлоритом, иддингситом, боулингитом). Микроскопическое изучение сильно измененных базальтов показало, что на фоне основной массы распространено обилие тончайших лейст плагиоклаза, замещенного вторичными минералами — эпидотом, серицитом, смек-

	Станция					
	42а	42б	42в	36а	36б	36г
10,09	31,28	31,32	—	—	—	—
0,31	0,94	0,98	—	—	—	—
2,18	8,39	8,47	—	—	—	—
3,47	15,47	16,30	—	—	—	—
Нет	Нет	Нет	—	—	—	—
41,81	5,88	5,66	—	—	—	—
1,42	4,83	4,32	—	—	—	—
0,76	5,67	6,56	—	—	—	—
1,27	1,64	1,44	—	—	—	—
0,47	1,27	1,22	—	—	—	—
2,59	8,43	8,18	—	—	—	—
2,73	10,54	10,57	—	—	—	—
33,25	2,20	1,70	—	—	—	—
Нет	Нет	Нет	—	—	—	—
0,16	2,99	2,86	—	—	—	—
100,51	99,53	99,58	—	—	—	—
<0	28	30	207	240	215	211
177	>770 ~2500	>770 ~2400	155	165	133	150
9	202	220	170	165	180	237
58	392	388	82	82	75	172
190	>540 ~(940)	>550 ~980	54	58	48	42
14	230	212	<5	<5	<5	<5
<10	<10	<10	12	12	12	10
<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
4,6	63,0	62,2	2,1	2,4	2,4	2,2

(мало), следы палыгорскита; обр. 41б — К — Na-смектиты, ~20% слюдястых пакетов, каолинит, слюда (небольшое количество); обр. 41г — К — Na-смектит, ~20% слюдястых пакетов, слюда (очень мало), каолинит (мало); обр. 41р — смектит, слюды, каолинит, хлорит, кварц; обр. 42б — смектит, палыгорскит, примесь слюды, каолинит (мало), следы хлорита.

титанами, кальцитом, пиритом. Вулканическое стекло основной массы замещено смектитами и гидроокислами железа.

Химические анализы показывают резко заниженное содержание SiO_2 и повышенное CaO , H_2O^- , H_2O^+ , CO_2 . По содержанию щелочей базальты попадают в группу островодужных пород (рис. 32).

Со ст. 42 производилось драгирование южного склона привершинного плато возвышенности. Интервал глубин драгирования составил 2850—2650 м, угол склона 9—10°. Драгой оторваны крупные глыбы: 15×20; 10×15; 10×5; 7×7 см и более мелкие. Общий вес около 10 кг. Характерно, что одна из поверхностей всех глыб покрыта железисто-марганцевой натечной почковидной коркой мощностью до 3 мм. Один обломок покрыт коркой марганцевых минералов толщиной около 6 мм. Основная масса поднятых образцов состоит из марганцевых корок толщиной 2—3 см с неровной нижней границей. В нижней части корки местами наблюдаются реликты ходов илоедов, в верхней — плотные слоистые образования. Наружная поверхность корки имеет вид шагреновой кожи мелкопочечной.

Среди обломков различаются брекчиевидные образования андезитов, андезитодацитов микропористых, сильно измененных. Поры заполнены вторичными

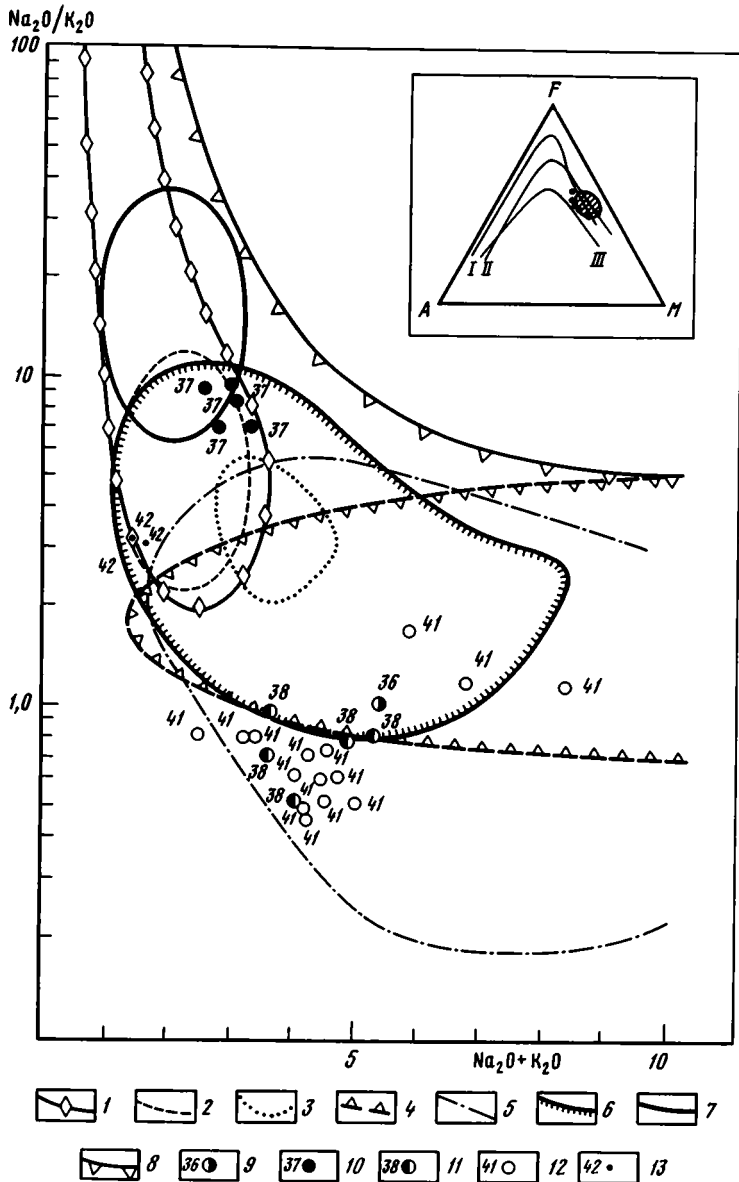


Рис. 32. Петрохимическая характеристика базальтов на вариационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

1 — исландские толенты; 2 — гавайские толенты; 3 — исландские щелочные породы; 4 — щелочные породы атлантических островов; 5 — островодужные породы Азин; 6 — островодужные породы; 7 — абиссальные толенты; 8 — верхняя граница неизменных пород; 9—13 — номера образцов. На врезке: петрохимическая характеристика базальтов Срединно-Атлантического хребта (по 22° с.ш.) на диаграмме *AFM*. Заштрихованное поле — базальты срединных океанических хребтов; I — тренд дифференциации скаргаардского интрузива; II — тренд дифференциации гавайских толентов; III — линия раздела толентовой и известково-щелочной серий

минералами типа каолинита. Однородные обломки микрозернистых светлорозовых каолинитоподобных алюмосиликатных образований пронизаны многочисленными ходами илоедов. Стенки ходов илоедов выстланы тонкими пленками железисто-марганцевых минералов, сами обломки покрыты корками мощностью до 3 см. Порода интенсивно преобразована вторичными гидротермальными преобразованиями. В шлифах наблюдаются реликты стекловатой основной массы и темноцветных минералов. Плаггиоклазы замещаются кальцитом, пиритом, смектитом, эпидотом и серицитом. Вулканическое стекло преобразовано смектитом. В значительном количестве присутствует палыгорскит, являющийся вторичным образованием по базальтам. В небольшом количестве содержится каолинит и хлорит. Химические анализы показывают резко пониженное содержание SiO_2 (10,09—31,28%). Содержание H_2O 5,5—19%, P_2O_5 — 2,8—3, CO_2 — 1,7—33,25%. По содержанию щелочей измененные магматогенные породы со ст. 42 попадают в поле островодужных пород Исландии.

Подняты также обломки тонкозернистых карбонатных пород кокколитофораминиферового состава, белого цвета, слабо уплотненных. Они покрыты тонкой коркой железисто-марганцевых минералов, значительно более мощной, чем корка, покрывающая вулканы и продукты их изменения. Обломки биоморфных известняков включают отчетливые, разрозненные колонии мшанок, покрытые в свою очередь тонкой пленкой марганцевых минералов.

Результаты драгирования крупного вулканического тела, образующего коническую гору, сводятся к следующему: 1) установлено, что это крупное вулканическое тело сложено афировыми и пемзовидными базальтами; 2) после излияния лавы происходили интенсивные поствулканические преобразования — заполнение пор, образование вторичных минералов по вкрапленникам и породообразующим компонентам; вторичные минералы представлены цеолитом, хлоритом, смектитом, палыгорскитом, карбонатом; 3) установлено, что в зонах интенсивного гидротермального преобразования шла переработка стекловатой основной массы, формирование мягких пород, легко режущихся ножом, с реликтами стекловатой основной массы; 4) формировались зоны псевдобрекчирования базальтов с участками цементации реликтов базальтов вторичными минералами; 5) перетолжение вторичных минералов во впадинах вулканических построек совпадало по времени с накоплением известковых илов; 6) на различно преобразованных вулканиках образовались марганцевые корки. По составу, текстуре, структуре, взаимоотношению и характеру вторичных преобразований пород, поднятых драгой из трех станций, можно заключить, что вулкан представлял собой мелководную постройку, возможно, частично воздымавшуюся над водной поверхностью, при этом во впадинах развивались рифообразующие сообщества организмов — водоросли, мшанки.

Вулкан извергался в мелководных условиях в конце юры—начале мела. В дальнейшем произошло опускание всей системы вулканических построек вместе с коралловыми постройками на глубины свыше 2 тыс. м, что было связано с общей фазой погружения в пределах Атлантики. Погружение дна в зоне скв. 368 и погружение вулканических построек на полигоне II говорят о крупных событиях в океане по обе стороны Срединно-Атлантического хребта. В целом вулканическая постройка полигона III так же, как и полигона II, представляет собой типичный гайот. Подобные подводные горы к северу от 30° с.ш. и восточнее оси Срединно-Атлантического хребта были изучены в 1-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов".

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ
ЛИТОЛОГИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Разрез верхней части осадочного чехла в пределах полигона III охарактеризован шестью колонками трубок длиной до 375—390 см. Осадки представлены органично-карбонатными и глинисто-карбонатными илами с прослоями турбидитов.

Макрофазии, фазии и генетические типы осадков в пределах полигона III относятся к макрофазиям осадков глубоководной океанической седиментации и подводных потоков с активной динамикой. Эти макрофазии включают: 1) фазию органично-карбонатных осадков, состоящую из генетических типов илов кокколит-фораминиферового, фораминиферо-кокколитового, фораминиферового с примесью кокколитов и кокколитового с примесью фораминифер; 2) фазию глинисто-органично-карбонатных осадков, объединяющую генетический тип глинисто-карбонатно-фораминиферового ила с примесью кокколитов и тип глинисто-карбонатно-кокколитового ила с примесью фораминифер.

Макрофазацию турбидитовых подводных потоков с активной динамикой составляют две фазии: 1) фазия карбонатно-песчано-алевритовых турбидитовых потоков, которая содержит генетический тип тонкозернистого песка и крупнозернистого карбонатно-терригенного алеврита с градационной сортировкой. Переход от песка тонкозернистого в основании слоя к крупнозернистому алевриту характеризуется отчетливо выраженной мелкой косой и косоволнистой слоистостью с резкой нижней границей врезания. К этой фазии принадлежит генетический тип крупнозернистого карбонатно-терригенного алеврита с горизонтальной и линзовидной слоистостью; 2) фазия карбонатно-песчаных турбидитовых осадков, представленная генетическими типами песков средне-мелкозернистых карбонатно-терригенных с косой выполаживающейся слоистостью, сменяющейся вверх по разрезу неясной горизонтально-линзовидной и горизонтальной слоистостью. Пески мелкозернистые карбонатно-терригенные слагают цепочки линз.

Осадки, вскрытые на описанных станциях, относятся главным образом к отложениям макрофазии осадков глубоководной океанической седиментации, фазии органично-карбонатных осадков. В виде прослоев присутствуют макрофазии турбидитовых подводных потоков с активной динамикой. Наиболее мощные прослои турбидитов — терригенно-карбонатные пески, тонкозернистые, вверх по разрезу уменьшающиеся до алевритовой размерности с мелкой косоволнистой слоистостью, резкой нижней границей. Терригенно-карбонатные турбидиты песчаной размерности образуют прерывистые линзы, залегающие среди органично-карбонатных образований. Турбидиты приурочены к различным частям разреза (верхней, средней и нижней) и образуют выдержанные на значительной площади потоки. В большинстве случаев они имеют резкую нижнюю границу, отчетливую градационную сортировку и чередование линз, обогащенных терригенным и обломочным карбонатным материалом с косой и косоволнистой слоистостью. Верхние интервалы осадков — это отложения генетических типов фораминиферовых илов с примесью кокколитов.

Ниже по разрезу они сменяются отложениями генетических типов фораминиферо-кокколитовых и кокколитовых илов с примесью фораминифер. Средняя часть разреза — преимущественно фазия глинисто-органично-карбонатных отложений с генетическими типами глинисто-карбонатно-фораминиферового ила с примесью кокколитов и глинисто-карбонатно-кокколитоных илов с примесью фораминифер. Нижняя часть разреза — преимущественно отложения генетических типов кокколитовых илов с примесью фораминифер и кокколито-фораминиферового ила. В основании разреза повсеместно — фораминиферо-кокколитовые илы фазии органично-карбонатных осадков с косой и косоволнистой слоистостью. В нижней части песок обычно однородный, на контакте с нижележащими осадками зернистость несколько увеличивается и вверх по разрезу приобретает горизонталь-

но-линзовидную и горизонтальную слоистость. Отдельные прослои мелкозернистого кварцево-фораминиферового песка залегают в виде цепочки линз.

Макроскопическое изучение осадков ст. 44, 49 показало, что в составе осадков много органогенно-карбонатного материала, состоящего из раковин фораминифер и их обломков, а также хорошо различимых под микроскопом кокколитов и тонкоагрегатных карбонатов. В подчиненном количестве содержится тонкоагрегатный, хорошо различимый в шлифах глинистый материал и обломки спикул губок. Глинисто-кокколитово-фораминиферовые прослои состоят главным образом из раковин фораминифер и их обломков, имеют примесь кокколитов и глинистого вещества в виде тонкоагрегатной массы, которая характеризуется полиминеральным составом, выдержанным в пределах всех разрезов станций полигона. В составе глинистой фракции преобладает тонкодисперсный смектит, в значительно меньшем количестве содержатся гидрослюда и каолинит. Смектит, по всей вероятности, аутигенный, образовавшийся по основным стеклам базальтового состава. Гидрослюда и каолинит поступали, по-видимому, с Африканского континента и являются типичными аутигенными образованиями.

Средняя и нижняя части разрезов состоят в основном из осадков глинисто-карбонатной тонкоагрегатной массы, сложенной глинистым веществом с кокколитами и примесью мельчайшего детрита. Этот материал является продуктом разрушения более крупных раковин. Глинистая составляющая увеличивается в прослоях, расположенных выше турбидитов. Вниз по разрезу увеличивается роль кокколитовой составляющей, а детритовой и фораминиферовой уменьшается. Прослои турбидитов в верхах представлены в значительной степени раковинами фораминифер и их обломками, неоднородным детритом и содержат значительную терригенную примесь в виде окатанных и угловато-окатанных зерен кварца с глинистой каймой, редких зерен полевых шпатов, сильно разложившихся, но с реликтами двойникового строения. Обломки акцессорных минералов представлены слабоокатанными зернами циркона, турмалина. В незначительном количестве присутствует примесь вулканогенного материала в виде единичных окатанных и в значительной мере разложившихся обломков вулканического стекла.

В состав песков турбидитовых прослоев средней части разреза входят обломки раковин фораминифер и кокколитов в большем количестве, чем в турбидитовых прослоях верхов разреза, и преобладают над обломками зерен кварца, полевых шпатов и акцессорных компонентов, обломки кристаллов циркона, турмалина, сфена, эпидота и вулканогенной примеси, представленной единичными зернами разложившихся стекол. В нижних интервалах разрезов в прослоях турбидитов роль органогенно-обломочной составляющей увеличивается, а в терригенных компонентах уменьшается.

Судя по облику, вещественному составу, текстурам и характеру залегания можно заключить, что в пределах полигона III накопление осадков поверхностной части осадочного чехла в интервале 3—4 м происходило в условиях нормальной пелагической седиментации при преимущественном осаждении фораминифер и кокколитов. Фораминиферы всегда были основным осадкообразующим компонентом и присутствовали в осадке в виде целых раковин или их обломков. Кокколиты — вторые по значению компоненты осадка, в отдельных прослоях играют наряду с раковинами фораминифер главную роль. Они осаждались непосредственно из взвеси, как и глинистая составляющая, присутствующая в осадке в незначительном количестве. Часть материала поступала за счет перемыва турбидитами ранее накопившихся осадков. В этом случае размывались главным образом органогенно-карбонатные осадки, фораминиферовые, с терригенной и вулканической примесью. Терригенная примесь поступала воздушным путем, на что указывает наличие слюдисто-лимонитовых каемок в краевых частях обломков, а частично — эрозийным (выносилась с Африканского континента реками).

Таким образом, у подножия континентального склона Западной Сахары накапливались органогенно-карбонатные осадки в условиях глубоководной океанической седиментации. На начальной стадии преобладали кокколитовые илы с небольшим количеством фораминифер. Позже роль кокколитовой составляющей продолжала увеличиваться. В последующие периоды в осадок из взвеси наряду с фораминиферами и кокколитами приносился глинистый материал. В заключительной стадии осадок состоял главным образом из фораминифер с подчиненным количеством кокколитов и глинистых компонентов. Периодически при образовании осадков в условиях глубоководья размывались органогенно-карбонатные с терригенной примесью глубоководные толщи, залегающие на относительно возвышенных частях. Турбидиты переносили этот перемытый органогенно-карбонатный материал (главным образом фораминиферы) и он переслаивался с глубоководными осадками.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА АТЛАНТИКИ
В РАЙОНЕ РАЗЛОМА ЗЕЛЕННОГО МЫСА

Геолого-геофизическим исследованиям Срединно-Атлантического хребта на протяжении последних 20 лет уделяется большое внимание. Многочисленные советские и зарубежные экспедиции проводят в его пределах свои работы [Удинцев и др., 1977; Литвин, 1980]. Основной объект изучения — второй и третий океанические слои. Здесь поднимались образцы пород с помощью драг, бурения и спускаемых аппаратов. С б/с "Гломар Челленджер" пробурено в различных точках Срединно-Атлантического хребта более 30 скважин. Ими охарактеризован состав и возраст вулканических образований, слагающих верхние части земной коры.

Основное внимание при изучении срединных океанических хребтов уделялось коренным породам и морфоструктурам дна, меньше занимались изучением структур осадочного чехла.

В ходе 2-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" подробно изучалось строение осадочного чехла по двум региональным профилям, пересекающим Срединно-Атлантический хребет на широте 22° и $13^{\circ}30'$ с.ш., а также на западной периферии Срединно-Атлантического хребта, в районе двух изометричных, отдельно стоящих подводных гор. Драгированием и трубками опробован состав верхних слоев чехла и акустического фундамента.

Одной из первых детальных работ, раскрывших строение и состав пород осевой части срединного хребта и коснувшихся его тектонического развития, была статья Т.Х. Ван Энделя и К.О. Боуина [Andel van, Bowin, 1968]. Авторы проанализировали собранный геофизический и геологический материал и сделали вывод о тектоническом развитии хребта. Весь комплекс имеющихся в настоящее время материалов однозначно указывает на то, что вкрест простирания хребет можно разделить на три фашиально-географические области [Andel van, Bowin, 1968]: гребневую, или осевую с рифтовой долиной вдоль всего хребта, и две фланговые — западную и восточную. Эти области отличаются друг от друга характером рельефа, строением, мощностью осадочного чехла и земной коры в целом.

Геологические материалы о строении и составе акустического фундамента (второго и третьего океанических слоев) показывают, что преобладающим типом пород, распространенным на хребте, являются оливиновые толеитовые базальты [Удинцев и др., 1977; Литвин, 1980; Andel van, Bowin, 1968; Andel van, Komar, 1969; Marks, 1981; Bonatti et al., 1983]. Базальты подстилаются серпентинитами, долеритами, относительно сильно метаморфизованными изверженными породами основного и ультраосновного составов.

Базальты перекрываются осадочными породами и слабометаморфизованными осадками. Материалы бурения показывают, что базальтовые слои осадочного чехла на периферии хребта имеют палеоген-неогеновый возраст, в осевой зоне их возраст верхнемиоцен-плиоценовый [Melson et al., 1978]. В последнее время появились новые данные. Драгированием в зоне разлома Вима у оси хребта были обнаружены известняки, возраст которых 55—58 млн лет (палеоцен) [Bonatti, Crane, 1982], хотя, по данным магнитометрии, возраст консолидированной коры оценивается не древнее 30 млн лет. Такую аномалию в строении хребта Е. Бонатти и К. Крэйн объясняют перескоком ("джампингом") оси спрединга в эоценовое

время. В ряде глубоководных скважин (11, 26, 353, 411, 412) выше базальтов (акустического фундамента) залегают только плейстоценовые отложения. Скважины, пробуренные в смежных районах на абиссальной равнине, вскрыли почти непрерывный осадочный разрез кайнозоя (в скв. 27 — с эоцена, в скв. 543 — с верхнего мела до голоцена).

Материалы сейсмических исследований в пределах хребта указывают на то, что почти все понижения рельефа заполнены горизонтально-слоистыми осадками, мощность которых 100—500 м. На склонах подводных гор и хребтов мощность осадочного чехла резко сокращается до первых десятков метров и менее. Изменение его мощности не зависит от возраста, а связано с интенсивностью переноса и размерами площади сноса. Обнаруженные наклонные и ступенчатые днища впадин говорят о малоамплитудных молодых тектонических движениях [Andel van, Bowin, 1968]. Анализ имеющихся данных позволил Т.Х. Ван Энделю и К.О. Боуну сделать вывод о позднемиоценовом возрасте Срединно-Атлантического хребта и выделить в его развитии две стадии тектонической активности, разделенные длительным периодом спокойствия.

А.В. Пейве [1975] пришел к выводу, что Срединно-Атлантический хребет является кайнозойским складчато-глыбовым сооружением океанической коры. Последняя, как и континентальная кора, формировалась, по его мнению, в процессе чередования эпох и зон сжатия и растяжения, и разнотипные деформации (в том числе и складчатые) должны происходить и внутри океанических плит, если последние существуют длительное время [Пейве, 1975]. По мнению Ю.М. Пушаровского [1980], Срединно-Атлантический хребет входит в систему поднятых океанических поясов и представляет собой своеобразное и сложное складчатое сооружение, возникшее в океанической коре, на которое наложился процесс позднекайнозойской блоковой тектоники. Странники тектоники литосферных плит рассматривают образование срединного океанического хребта в результате спрединга океанической коры и опускания флангов новой океанической за счет последующего охлаждения [Vine, 1966]. Различие рельефа периферийных и осевых участков объясняется изменением во времени скорости спрединга [Andel van, Bowin, 1968]. На основе морфоструктурного анализа В.М. Литвин [1980], рассматривая блоково-грядовую структуру срединного хребта, связывает ее образование с дифференцированными вертикальными тектоническими движениями в условиях раздвижения дна океана. Геодинамические исследования привели И.Л. Гуфельда [1986] к заключению о том, что Срединно-Атлантический хребет как современная морфоструктура образовался на последней стадии развития океана. Ограничение движения плит на их границах или истощение тепловых источников привело, по его мнению, к проявлению вертикальных тектонических движений, создавших хребет.

Сведения о деформациях в пределах срединных океанических хребтов в настоящее время поступают как непосредственно при изучении образцов пород, поднятых драгами при бурении глубоководных скважин, так и при анализе записи отраженных сейсмических волн на временных разрезах.

Зона деформаций, ширина которой превышает 200 км, хорошо выделяется в западной периферийной части Срединно-Атлантического хребта на временном разрезе, отработанном в 20-м рейсе НИС "Академик Курчатов", на временных разрезах по нескольким сечениям во время 2-го и 3-го рейсов НИС "Академик Николай Страхов" (рис. 33). Указанная зона деформации изучена методом непрерывного сейсмического профилирования.

В ходе 2-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" методом НСП был отработан сейсмический профиль по 13° 30' с.ш. Он был начат на 41° 30' и закончен на 55° з.д. Его длина составила около 1500 км (рис. 34). Профиль пересекает Срединно-Атлантический хребет и абиссальную равнину. Первый из них характеризуется сильно расчлененным рельефом и возвышается над участками абиссальной

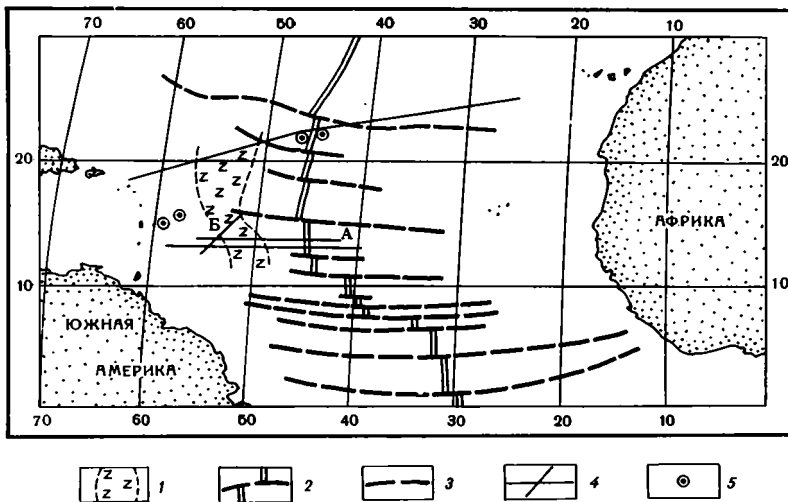


Рис. 33. Обзорная карта Центральной Атлантики

1 — зона деформации; 2 — рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта; 3 — трансформные разломы; 4 — линии сейсмических профилей, пересекающих зону деформаций; 5 — станции (А и Б, т.е. Р-1 и Р-2 соответственно, — профили 2-го рейса НИС "Академик Николай Страхов")

равнины. Глубины дна моря меняются от 2 км на вершине хребта (375-й километр профиля) до 5 км в районе его сопряжения с абиссальной равниной (1100-й километр). Дно последней представляет собой ровную поверхность, залегающую на значительных участках практически горизонтально. Глубины дна превышают 5 км. В пределах западной периферии хребта между 790-м и 860-м километрами профиля выделяется плоский горизонтальный участок дна. С запада и востока он ограничен расчлененными участками хребта.

На региональном профиле НСП хорошо видны акустический фундамент и слоистая среда осадочного чехла. Для первого из них характерна дифрагированная волновая картина. Осадочный чехол характеризуется более или менее отчетливыми сейсмическими отражениями. По различной волновой картине в разрезе осадочного чехла могут быть выделены три структурных комплекса. Нижний из них (комплекс 3) представлен прозрачной, местами полупрозрачной сейсмической записью со слабо выраженными короткими отражающими площадками, средний (комплекс 2), полупрозрачный, слоистость в нем более отчетливая, чем в комплексе 3. Верхний комплекс характеризуется высокоамплитудными протяженными отражениями.

На протяжении первых 360 км профиля поверхность акустического фундамента испытывает региональное поднятие от отметки -5 до -2 км, минимальные глубины отмечаются в пределах осевой зоны Срединно-Атлантического хребта. Рифтовая долина в пределах последнего устанавливается неоднозначно по данным батиметрического промера. В ходе рейса С.В. Соболев и А.В. Чернов определили ее путем расчетов. Положение долины фиксирует наилучшая симметрия хребта. К западу от осевой зоны отмечается общее региональное погружение поверхности акустического фундамента.

В пределах Срединно-Атлантического хребта поверхность акустического фундамента отличается сильной расчлененностью и представляет собой чередование выступов и разделяющих их впадин, обычно имеющих ширину 5—7 км, амплитуду до 1 км и более, а углы наклонов на склонах выступов — 7—8, иногда 15—17°. Эти структуры первого порядка группируются в более крупные (25—30 км),

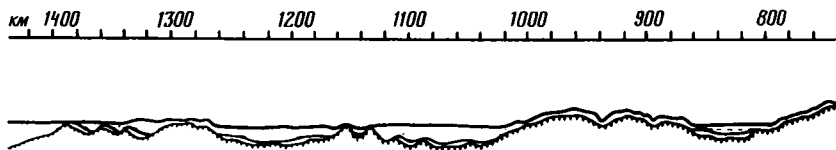


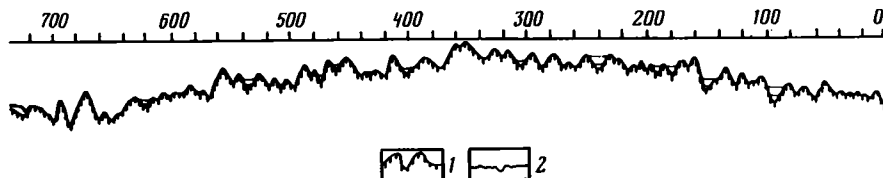
Рис. 34. Структурный разрез по профилю А (Р-1) через Срединно-Атлантический хребет
1 — акустический фундамент; 2 — осадочный чехол

которые в свою очередь объединяются в еще большие, достигающие в поперечнике 200—250 км. Структурные осложнения развиты в восточной части профиля на протяжении первых 720 км. Осадочный чехол, представленный комплексом 1, распространен спорадически и меняет свою мощность исключительно за счет прислонения к поверхности акустического фундамента. В подавляющем большинстве случаев его слои залегают строго горизонтально. Местами отмечается пологое наклонное залегание слоев (менее 1°). Осадки распространены в погруженных участках фундамента и формируют локальные, изолированные мульды. Мощность осадков очень изменчива. В наиболее погруженных участках локальных мульд она может достигать 500—600 м (в среднем ~ 300 м). Обращает на себя внимание, что она не зависит от того, на какой глубине расположена мульда. Часто в более погруженных структурах мощность осадков существенно меньше, чем в приподнятых. Степень заполнения отрицательного рельефа поверхности акустического фундамента различна. Отмечаются отрицательные формы, полностью выполненные осадками, частично захороненные или же вообще лишенные их (рис. 35, см. вкл.).

На удаленных от осевой зоны хребта участках под субгоризонтальными слоями комплекса 1 местами выделяются наклонно залегающие образования — комплекс 2. Они меняют свою мощность за счет прислонения к поверхности акустического фундамента. К их кровле, погружающейся под углом до 5° , испытывают прислонение слои комплекса 1 (рис. 36).

На 720-м километре сейсмического профиля резко изменяется структура поверхности акустического фундамента и осадочного чехла. Первая из них становится более сглаженной. Структуры первого порядка при ширине 5—7 км имеют существенно меньшую амплитуду, чем на востоке. Она обычно не превышает 200—250 м. Структуры более высокого порядка сохраняются. Одной из них является крупный прогиб поверхности акустического фундамента, размеры которого по сечению профиля достигают примерно 140 км (между 740-м и 880-м километрами профиля). Он расположен в пределах морфологически выраженного срединного хребта. В осевой зоне прогиба выделяются три зоны — восточная, центральная и западная с шириной 17, 20 и 13 км соответственно. В восточной зоне фундамент залегают на глубине 5400 м, в центральной — 5700—5800 м, в западной — до 5500 м. В каждой из этих зон поверхность фундамента залегают полого, местами осложняясь небольшими выступами протяженностью 1—2 км, с амплитудой 100—150 м. В разделяющих участках наблюдаются и сравнительно пологие (до $3\text{--}4^\circ$) наклоны. Мощность осадков в осевой зоне прогиба составляет около 200 м на востоке, 500—600 — в центре, 300 — на западе.

Осадочный чехол складается тремя структурными комплексами. Комплекс 3 распространен наиболее широко, как в осевой зоне прогиба, так и на его бортах, имеет довольно хорошо выдержанную мощность — 100—150 м, кровля и внутренние слои залегают в основном согласно поверхности акустического фундамента. Отложения нижнего комплекса отсутствуют на склонах и сводах некоторых наиболее крупных выступов фундамента. В разрезе комплекса 3 удастся установить, что мощность



осадочного чехла меняется за счет прислонения к подстилающим образованиям акустического фундамента (рис. 37).

Полупрозрачные отложения комплекса 2 выявлены в осевой зоне прогиба. Они представлены субгоризонтальной параллельно-слоистой средой, которая меняет свою мощность за счет прислонения к наклонно залегающей кровле комплекса 3. На бортах прогиба осадки среднего комплекса отсутствуют.

Отложения верхнего комплекса мощностью до 150 м широко распространены в пределах осевой зоны прогиба. Они согласно залегают на нижележащих отложениях комплекса 2 и изменяют мощность за счет прислонения к кровле нижнего комплекса. В периферийных участках прогиба, где отложения комплекса 3 выходят на подводную поверхность, горизонтально залегающие слои комплекса 1 выполняют локальные погруженные участки поверхности комплекса 3. Мощность верхнего комплекса в них достигает 50 м.

Между 880-м и 1100-м километрами профиля выделяется крупное поднятие поверхности акустического фундамента, представляющее собой крайнее западное окончание морфологически выраженного срединного хребта. Глубина дна на своде выступа составляет 4500 м. Как и в рассмотренном прогибе, высокоамплитудные структуры первого порядка на его площади не выделяются. Структуры второго порядка представлены выступами в 20—25 км, которые разделены прогибами с относительной глубиной 300—500 м и длиной до 10 км. Всего в пределах поднятия установлены три выступа. Восточный из них перекрыт породами комплекса 3, мощность которых хорошо выдержана и составляет около 100 м. Изменение мощностей нижнего комплекса происходит за счет прислонения к поверхности акустического фундамента.

Второй выступ приурочен к сводовой части поднятия. Поверхность фундамента имеет вид двух пологих наклонных ступеней протяженностью около 8 км каждая. В пределах восточной из ступеней она погружается на запад под углом 4—5° с глубины 4500 до 4900 м. Затем резко под углом 13—15° воздымается на 250 м и вновь погружается параллельно плоскости первой ступени. Слои нижнего и верхнего комплексов залегают на плоскостях ступеней и имеют суммарную мощность около 250 м. Слои залегают почти параллельно поверхности фундамента и дну моря. На переходе между ступенями осадки срезаются дном моря и местами на дно выходят породы акустического фундамента. Для западной части поднятия характерно широкое развитие отдельных сравнительно плоских субгоризонтальных участков протяженностью 5—7 км, расположенных на разном уровне. Перепад высот составляет 50—70 м на расстоянии первых сотен метров. Поверхность акустического фундамента представляет собой чередование выступов шириной до 5 км и с амплитудой 200—300 м. Она перекрыта отложениями комплексов 2 и 3. Слои верхнего комплекса залегают согласно дну моря, прислоняясь к наклонной поверхности подстилающих отложений. Часто все, включая самые молодые слои комплекса 1 испытывают наклоны и залегают под углом до 3—4° (рис. 38, см. вкл.).

К западу от 1100-го километра профиля в пределах абиссальной равнины по

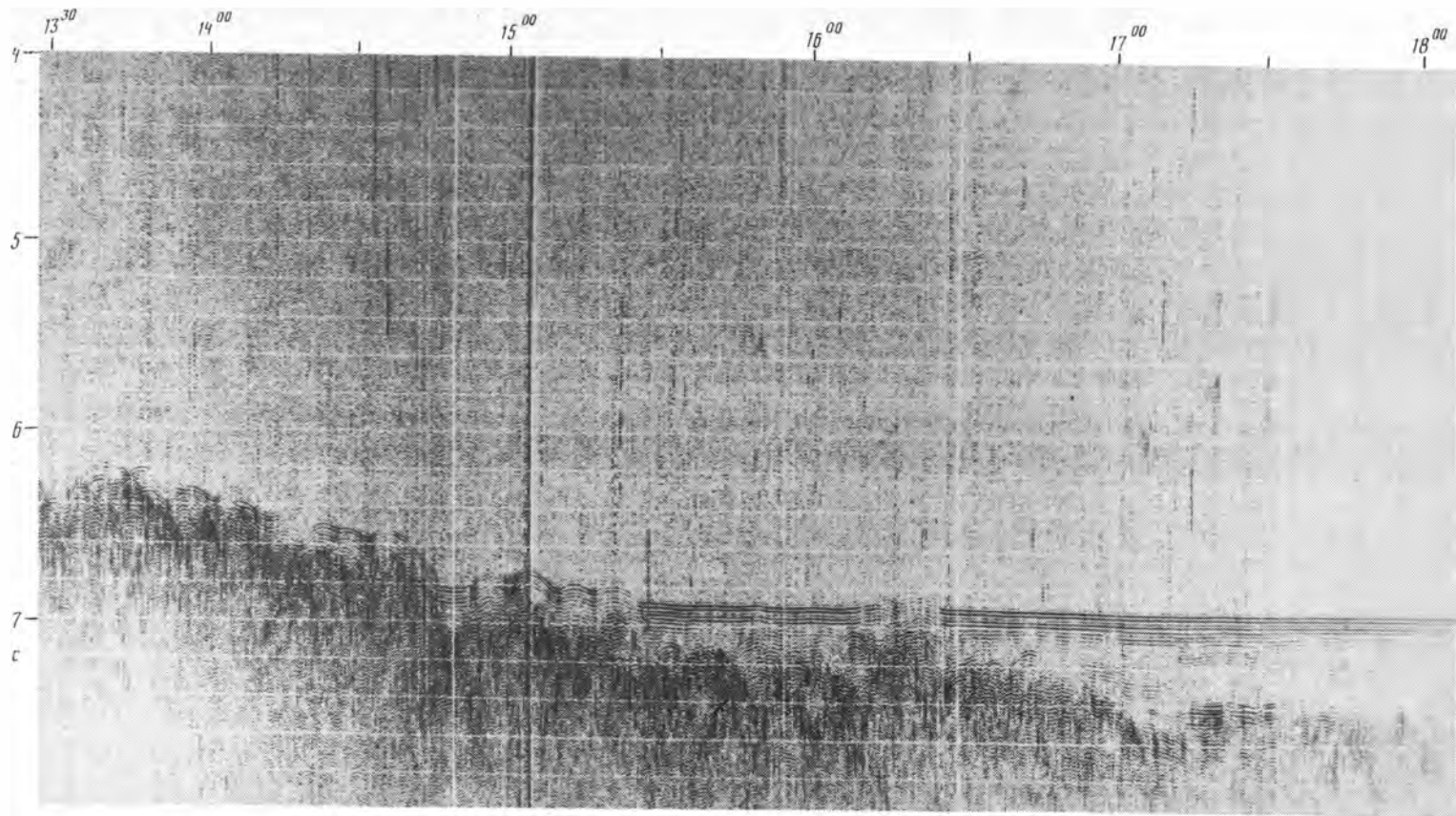


Рис. 36. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю А (Р-1), показывающий несогласное залегание сейсмокомплекса I

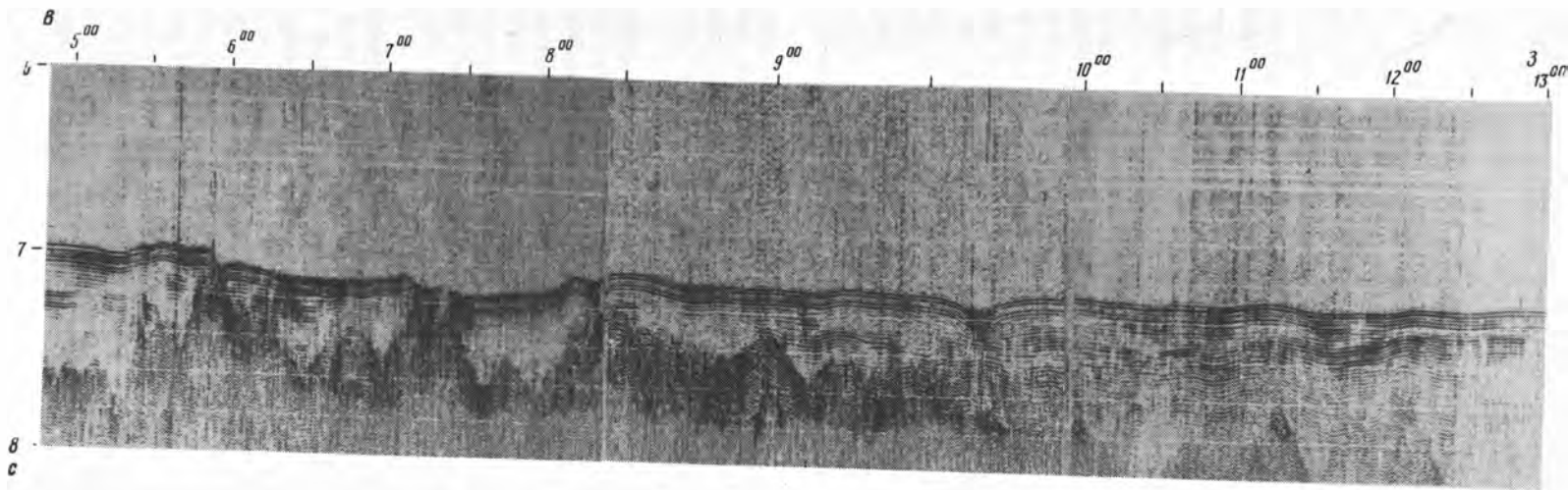


Рис. 37. Фрагмент временного сейсмического разреза А (Р-1), характеризующий строение осадочного чехла на абиссальной равнине

поверхности акустического фундамента вырисовывается крупный прогиб шириной около 250 км. В центральной части он осложнен выступом акустического фундамента с амплитудой до 1 км. Поверхность фундамента, как и в предыдущем прогибе, на значительных площадях перекрыта прозрачным комплексом 3, мощности которого достаточно хорошо выдержаны (около 150—200 м). Кровля его обычно залегаёт согласно поверхности фундамента. В центральной зоне прогиба, где развиты крупные выступы акустического фундамента, комплекс 3 отсутствует. Представляется, что изменение его мощностей происходит за счет прислонения к подстилающим образованиям. Отложения комплекса 3 перекрываются образованиями комплекса 2 (мощность до 300 м), а затем и комплекса 1 (мощность 400—500 м). Верхние два комплекса представлены субгоризонтальной параллельно-слоистой средой, которая меняет мощность за счет прислонения слоев к поверхности нижележащих образований (кровле комплекса 3 или акустического фундамента). В центральной зоне прогиба обнаружены корытообразные врезы (с амплитудой 50—70 м), на бортах которых обнажаются верхние горизонты комплекса 1.

Западнее прогиба, в районе положительной структуры дна, установлен выступ акустического фундамента размером до 50 км. Как и в предшествующие выступы, на значительной площади он перекрыт отложениями комплекса 3. В отдельных погруженных участках кровли последнего отмечаются осадки комплекса 1, залегающие параллельно дну моря и испытывающие различные наклоны и изгибы (до 2—3°). Далее к западу дно океана ровное. Акустический фундамент образует три выступа шириной до 10 км, каждый из которых имеет пологий восточный и более крутой западный крылья. На первых из них развиты отложения комплекса 3 мощностью до 200 м, залегающие параллельно поверхности фундамента. Западные крылья лишены отложений комплекса 3. Образования комплексов 2 и 3 залегают в основном строго горизонтально, прислоняясь к наклоненной к востоку кровле комплекса 3 или к наклоненной на запад поверхности акустического фундамента.

Начиная с 1400-го километра профиля поверхность акустического фундамента погружается на запад. Комплексы 2 и 3 не разделяются и их внутренняя структура не ясна. Мощность верхнего комплекса к западу постепенно уменьшается от 250 до 100 м. Местами отложения комплекса 1 выполняют узкие врезы в нижележащих слоях. Их глубина достигает 70—100 м.

Приведенные материалы показывают, что в пределах отработанного сейсмического профиля наблюдаются два типа условий залегания поверхности акустического фундамента. К первому относятся центральные участки морфологически выраженного Срединно-Атлантического хребта, для которых характерно широкое развитие структур с размерами 5—7 км, с амплитудой до 1 км и более. Они характеризуются крутыми наклонами поверхности фундамента до 5—8, иногда 15—17° и располагаются на первых 720 км профиля. Остальная часть профиля, охватывающая как абиссальную равнину, так и периферийные участки хребта, характеризуется более сглаженной поверхностью фундамента.

Осадочный чехол сложен геологическими телами комплекса латерального заполнения седиментационных ловушек, изменение мощности которого происходит за счет прислонения к подстилающим образованиям. Для зоны расчлененной поверхности фундамента характерна сравнительно простая структура чехла. Слои комплекса 1 в основном залегают строго горизонтально. Их наклоны проявляются локально, и они невелики (до 1°). Отложения комплекса 2 распространены на периферийных участках зоны расчлененной поверхности акустического фундамента. Их слои залегают наклонно под углом до 5°, причем изгибы не характерны. С угловым несогласием они перекрываются отложениями комплекса 1.

Сложнее строение осадочного чехла западной части профиля. Широко распространенные отложения комплекса 3 отмечаются как в прогибах поверхности акустического фундамента, так и на его выступах. Они слагают обширные участки дна

Атлантического океана. Мощность комплекса в целом хорошо выдержана. Кровля его залегает субпараллельно поверхности фундамента. Внутренние слои испытывают прислонение к неровностям поверхности фундамента. Хорошая выдержанность мощности отложений комплекса 3 и широкое распространение позволяют предположить, что они формировались в условиях слаборасчлененного палеорельефа в условиях повсеместного захоронения их неровностей. Отложения комплекса 2 распространены преимущественно в пределах прогнутых участков поверхности акустического фундамента и их слои прислоняются к неровной кровле нижележащих отложений. Это указывает на фазу быстрых доседиментационных тектонических вертикальных движений, охвативших значительные участки современной абиссальной равнины до начала формирования комплекса 2. Мощность прилегающих слоев местами достигает 700 м, что доказывает существование расчлененного доседиментационного рельефа, но меньшей амплитуды. Породы комплекса 1 участками деформированы (2—4°). Они широко распространены на отдельных возвышенностях абиссальной равнины и на флангах Срединно-Атлантического хребта. Ширина выходов деформированных пород комплекса 1 достигает 100—150 км, и они отделяются друг от друга зонами горизонтального, ненарушенного их залегания. Все это свидетельствует о молодой (вероятно, позднечетвертичной) фазе вертикальных тектонических движений, сформировавших современный структурный план Центральной Атлантики.

Возраст выделяемых в Центральной Атлантике сейсмических комплексов точно не известен. Он не установлен ни по данным глубоководного бурения, ни по линейным магнитным аномалиям, которые в этой части Атлантического океана выделяются неоднозначно. Оценить ориентировочно их возраст можно с помощью принятых значений скоростей спрединга океанической коры в смежных областях [Parsons, Sclater, 1977]. Можно предположить, что часть Атлантики, где распространен сейсмический комплекс 3, имеет доверхнеэоценовый возраст, породы комплекса 2 залегают на верхнеэоцен-миоценовой коре, а комплекс 1 — на плиоцен-голоценовой.

Было проведено драгирование склонов подводной возвышенности западного крыла трансформного разлома Зеленого Мыса (рис. 39), которая по изобате 4000 м имеет изометричную, несколько изогнутую форму. Северо-западный ее склон в интервале драгирования 1000—1300 м (ст. 29) наклонен под углом не более 9—10°. Драгой здесь оторвана от коренного залегания глыба органогенного известняка размером 20×30 см, покрытая сплошной коркой железо-марганцевых минералов. Толщина корки колеблется в пределах от 1 мм до 1 см. Корка имеет бугристую и почковидную форму и заполняет выступы, впадины и отверстия в породе. На поверхности корки наблюдаются одиночные губки и следы червей, замещенные марганцевыми минералами. Вместе с глыбой известняка подняты обломки губок, округлые изометричные и ветвистые.

Макроскопически органогенный известняк представляет собой плотную крепкую породу, состоящую из остатков кораллов, водорослей, мшанок и неразличимых органогенных компонентов, сцементированных карбонатным материалом. Характерна типичная биоморфная текстура. Известняк пористый, кавернозный, часть каверн заполнена мелкозернистым карбонатным материалом с характерным, резко отличающимся розовым оттенком.

По составу биогенных организмов известняк представляет собой рифовый биоценоз. Микроскопическое изучение показало, что он почти полностью сложен раковинами фораминифер, в незначительном количестве содержатся раковины кремнистых организмов. Фораминиферы преимущественно планктонные, в меньшем количестве — бентосные. Кремнистые представлены преимущественно радиолариями, в меньшем количестве присутствуют диатомы.

Все порообразующие организмы неравномерно расположены среди глинистой массы. Наиболее представительными являются виды *Orbulina*, *Grabolataria*,

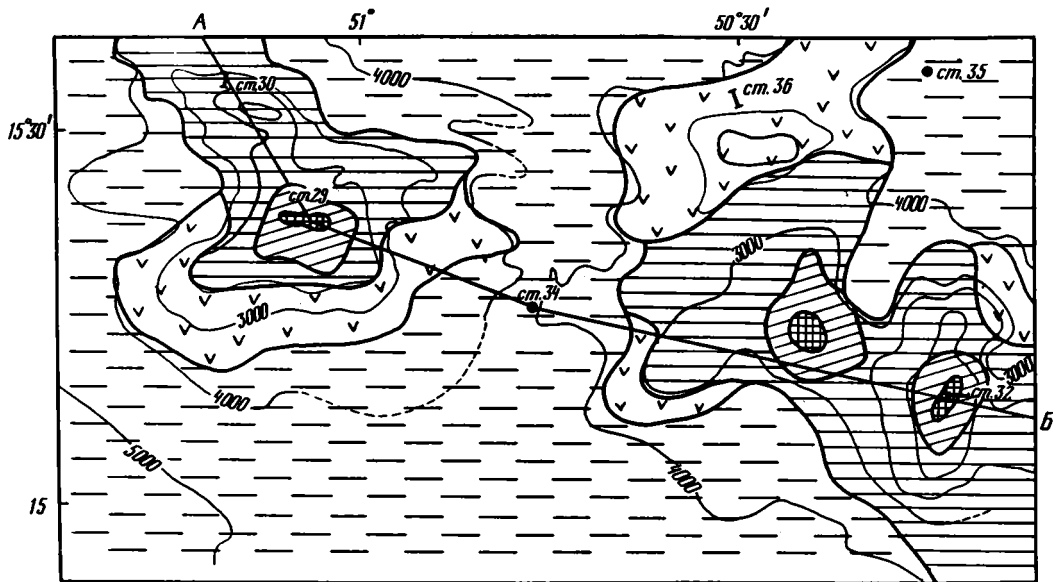


Рис. 39. Схематическая карта и профиль распространения пород на западной окраине разлома Зеленого Мыса

1 — рифогенные известняки; 2 — известняки обломочные калькаренитовые; 3 — фораминиферовые детритусовые известняки; 4 — современные карбонатно-глинистые илы; 5 — базальты; 6 — местоположение и номер станции

Tarbulina, из них Orbulina характерна для самых низов миоцена, а остальные виды — для интервала разреза, начиная с палеогена.

Приведенные выше данные микроскопического изучения позволяют утверждать, что поднятый с глубины 1000 м известняк слагает типичную рифовую постройку округлой формы по основанию и с плоской вершиной. В современном положении это — гайот. Судя по интенсивному развитию марганцевой корки, плотности рифового известкового материала, составу рифообразующих организмов и процессам перекристаллизации, а также по удаленности от оси Среднего хребта, можно считать, что погружение возвышенности произошло несколько миллионов лет назад.

Драгирование северного склона западной возвышенности проводилось в интервале глубин 2400—2700 м (ст. 30). Были подняты три глыбы размером: 30×20, 40×30, 40×35 см и многочисленные мелкие обломки. Они представлены известняками калькаренитовыми, крепкими, светло-кремовыми, зернистыми, без видимой слоистости, с ходами илоедов. Макроскопически зернистый материал представлен раковинами и обломками раковин фораминифер, моллюсков и оолитов, основная масса зернистого материала неопределима. В целом зернистый материал калькаренитовых известняков однородный и хорошо сортированный. В порах и кавернах в ряде случаев сохранился сингенетичный цементирующий обломки глинисто-карбонатный ил светло-кофейного цвета. Поверхность глыб и мелких обломков покрыта тонкой пленкой марганцевых минералов, мелкие обломки обволакиваются полностью марганцевой коркой.

Микроскопическое изучение известняков показало развитие преимущественно планктонных образований фораминифер.

Ассоциации органогенно-карбонатных организмов и обломков, положение в пределах полигона дают возможность предположить, что зона драгирования

приурочена к удаленной части склона рифовой постройки, куда поступал материал за счет разрушения рифа. Крепость известняка, характер обломочного материала и цементации позволяют говорить о том, что известняк сингенетичен образованию рифового массива. Они накапливались в непосредственной близости от рифовой постройки в условиях подводной банки типа Багамской и являются образованиями краевой части рифа.

Ст. 32 расположена на северо-восточном склоне Восточной возвышенности с плоской вершиной на глубине 731 м. В интервале драгирования глубин 900—1100 м от коренных выходов оторваны три крупные глыбы размером 10×6 см, 10×5 см, 10×4 см и многочисленные мелкие обломки. Все поднятые глыбы представляют собой обломки органогенно-обломочных известняков очень крепких, плотных, с отчетливо заметной горизонтально-волнистой слоистостью, хорошо сцементированных вторичным кальцитом. В составе известняка присутствуют обломки колониальных и ветвистых кораллов, моллюсков, водорослей, мшанок. Основная масса обломков макроскопически плохо определяется.

В шлифах различными раковины фораминифер и кремнистых образований. Среди фораминифер в значительном количестве присутствуют бентосные формы *Ammonia*. Есть раковины рода *Ammonia*, являющиеся бентосными мелководными и тепловодными образованиями ($T \sim 18^\circ\text{C}$). В целом в данном образце преобладают бентосные фораминиферы, планктонные присутствуют в резко подчиненном количестве. По наличию *Ammonia* данное образование можно отнести к миоцену. В виде незначительной примеси присутствуют раковины радиолярий и диатомей.

Анализ сказанного выше вместе с микроскопическим описанием позволяет выяснить, что до литификации известняк представлял собой органогенный песок, состоящий из обломков кораллов, мшанок и других рифостроящих организмов. Они накапливались в шлейфе рифа во время его активного роста. Это подтверждается также местоположением станции драгирования рядом с гребнем рифа. Наличие элементов слоистости говорит о том, что шлейф располагался сразу за выступом и был протяженным. Все обломки покрыты черными железисто-марганцевыми корками натечной почковидной формы. Корки наблюдаются на обломках мшанок, кораллов.

Драгирование в пределах основания северного склона возвышенности (ст. 36, интервал драгирования 3700—3500 м) показало распространение здесь изверженных пород основного состава. Были подняты глыбы базальта размером 18×12 см весом около 3 кг и мелкие обломки с бугристой поверхностью, покрытые железисто-марганцевой коркой толщиной в несколько миллиметров.

Базальты данного типа — продукт кристаллизации лавы, излившейся в подводных условиях, характеризуются наличием зон стекловатых брекчий, сцементированных кальцитом. Пустоты выполнены вторичными минералами. Базальты от серовато-зеленого до темного до зеленовато-бурым оттенком, что обусловлено степенью вторичного изменения. Глыба является обломком лавы с отдельностью подушечной формы, со всех сторон покрытой коркой вулканического стекла. Макроскопически в пределах глыбы в основном по степени раскристаллизации породы отчетливо различаются три разновидности базальтов. Центральная часть — порфиридный долерит-базальт, хорошо раскристаллизованный, с микропорфировой структурой. На фоне основной массы развиты порфириновые выделения таблитчатого габитуса размером до 1 см, представленные плагиоклазами и пироксенами, в различной степени замещенными вторичными минералами. Основная масса этих участков отчетливо тонкокристаллическая, долеритовая состоит из беспорядочно ориентированных удлинённых лейст плагиоклаза, между которыми располагаются пироксены. Макроскопически вулканическое стекло неразличимо, возможно, присутствует в незначительном количестве.

Другие участки глыбы представляют собой миндалекаменные базальты с пористой стекловатой основной массой. Миндалины частично заполнены цеолитами,

образующими хорошо раскристаллизованные агрегаты и друзы. Все порфиновые вкрапленники замещены цеолитами, хлоритом, палагонитом. Основная масса стекловатая, плохо различимая макроскопически, пористая. Часть мелких пор заполнена цеолитами и кальцитом.

Внешняя стекловатая корка сложена вулканическим стеклом с порфировыми вкрапленниками, пористым, заполненным вторичными минералами группы цеолитов и кальцита. По мере приближения к центру глыбы степень раскристаллизации вулканического стекла увеличивается. Вторичные минералы в пределах внешней части корки представлены цеолит-карбонатными образованиями. Они постепенно проникают в глыбу в виде прожилков и заполняют отдельные миндалины и крупные поры. Карбонатно-цеолитовые агрегаты часто включают незамещенное стекло и базальтовую массу. Наблюдаются зоны, выполненные глиноподобной массой. Микроскопическое изучение базальтов показало, что они также характеризуются различной степенью раскристаллизованности стекловатой основной массы, ожелезненной и карбонатизированной. Железистые минералы замещены гидроокислами железа, которые неравномерно развиты среди стекловатой массы. На фоне основной массы, замещенной вторичными минералами, отчетливо различимы мелкие лейсты плагиоклаза, значительно измененные. Темноцветные минералы полностью замещены железистыми образованиями, карбонатами. Мелкие лейсты плагиоклазов основной массы беспорядочно ориентированы между вулканическим стеклом. Вкрапленники также интенсивно замещены вторичными минералами. Среди них различим только плагиоклаз в виде зерен неправильной формы. По составу он приближается к олигоклазу. Основная масса неравномерно раскристаллизована, и отдельные участки, возможно, характеризовались вариолитовой структурой. Химический анализ показал резкое снижение SiO_2 (27,35%) за счет наложенных вторичных процессов, особенно ожелезнения и карбонатизации. Содержание Fe_2O_3 составляет 22,16, CO_2 — 40,5%. Породы характеризуются высоким содержанием щелочей: K_2O до 2,22, а Na_2O до 2,25%. Высокая калиевость говорит о наличии вторичных минералов. Значения H_2O^+ (7,09) и H_2O^- (12,26) указывают на высокое содержание цеолитов. По химическому составу из-за сильных изменений базальты сложно отнести к какой-либо группе, скорей всего они близки к средним базальтам. По соотношению щелочей на диаграмме они попадают в поле островодужных пород Атлантики (см. рис. 32, табл. 3).

Результаты изучения рельефа и материалов драгирования позволяют сделать следующие выводы: две крупные подводные возвышенности, изученные нами, округлой формы с относительно плоскими вершинами представляли собой древние вулканы, расположенные на небольших глубинах океана. Позже на них формировалась рифовая постройка. Морфологические признаки гор, подушечные отдельные базальтов, пористость, различная степень раскристаллизации, изменение структуры от микропорфировой до афитовой и долеритовой, заполнение пор, миндалин и вкрапленников вторичными минералами, наличие стекловатой внешней корки на глыбах, замещаемой цеолитами и карбонатами, образование наружной корки железисто-марганцевых минералов указывают на относительно древний возраст базальтов (не моложе неогена), причем излияние лавы происходило в мелководных условиях.

Излияние базальтов и формирование вулканических построек происходило в мелу—палеогене?, при этом магма по составу приближалась к долеритовой. Лава, изливавшаяся в мелководных условиях, имела форму подушечной отдельности и неравномерно раскристаллизовывалась. Она была интенсивно насыщена газами, на что указывало наличие большого количества пор. В дальнейшем произошли интенсивные вторичные преобразования, связанные с поствулканической гидротермальной деятельностью. Это привело к интенсивной цеолитизации, карбонатизации и хлоритизации пористых участков, к заполнению пор, миндалин, замещению порфировых вкрапленников и тонкокристаллической основной массы.

Позднее на вулканитах формировались корки железисто-марганцевых минералов. На древней вулканической постройке развивался рифовый комплекс, происходило обрастание его кораллами, водорослями в краевых частях склонов рифов и за счет разрушения рифовой постройки. В зонах шлейфов накапливались обломочно-карбонатные известняки, в зонах подводных банок осадки накапливались за счет бурного расцвета мелководных организмов. В дальнейшем произошло погружение древнего вулкана вместе с рифовыми постройками на значительную глубину, составляющую в настоящее время ~ 1000 м. Судя по минеральному составу и химизму, они близки к описанным нами ранее вулканитам скв. 367 и 368 41-го рейса б/с "Гломар Челленджер". Вторичная минерализация сходна с минерализацией в пределах трапповой формации Сибирской платформы. Положение группы подводных гор первично-вулканической природы и обрастание их рифами позволяет говорить о том, что все эти возвышенности являются типичными гайтами, расположенными в краевой зоне трансформного разлома.

Центральная рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта была пересечена региональным профилем, проложенным через центральную часть Атлантического океана вдоль 22° с.ш. в районе 45° з.д. В указанном месте она отчетливо выражена в рельефе и представляет собой симметрично построенную грабенвидную котловину со слабо прогнутым днищем. На ст. 37 отобраны горные породы из области подножия восточного склона. Глубина участка драгирования составила 3200—3250 м. Драгой была оторвана глыба и поднято около 30 кг базальтов.

Глыба базальтов имеет размеры 30×30 см, одна поверхность ее полуокруглая, другие — плоские. Снаружи глыба покрыта тонкой коркой гидроокислов железа и марганца. Мощность корки составляет доли миллиметра. Базальты по составу соответствуют порфиловому долерит-базальту. Порода плотная, непористая, целиком раскристаллизованная, темно-серая, свежая, почти не затронутая вторичными изменениями, и характеризуется микропорфировой структурой. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазами преимущественно короткостолбчатого габитуса, реже удлиненными лейстами размером от долей до 7—8 мм. Плагиоклазы водянпрозрачные, с хорошо различимой спаянностью и двойниками и составляют до 10—15% от всего объема породы. В ряде случаев порфиновые кристаллы плагиоклазов находятся на внешней оболочке глыбы. В редких случаях порфиновые вкрапленники представлены пироксенами. Основная масса долерит-базальта хорошо раскристаллизована и представляет собой тонкий агрегат плагиоклаза и пироксена; отчетливо выражены микроофитовая структура с четким идиоморфизмом плагиоклазов. Степень раскристаллизации увеличивается от центральной части глыбы к периферии ее. Внешняя оболочка глыбы толщиной 1—2 см имеет скрытокристаллическую афанитовую структуру с различными реликтами нераскристаллизованного вулканического стекла. Вулканическое стекло местами сохранилось на внешней части глыбы в виде корочки толщиной до 2—3 см. По характеру структуры можно предположить, что порфиновые выделения кристаллизовались непосредственно в магматическом очаге, а основная масса долерит-базальтов — непосредственно при подводном излиянии.

Одновременно с крупной глыбой подняты мелкие глыбы базальтов размером до 10 см, с отчетливыми признаками лавового потока, с отдельностью подушечной формы. Базальты этой разновидности имеют афиртовую структуру основной массы с короткопризматическими кристаллами плагиоклаза. Стекловатая основная масса замещена вторичными минералами. Обе рассмотренные разновидности базальтов относятся к разным фазам вулканизма.

Микроскопическое изучение базальтов ст. 37 показало, что базальты характеризуются интерсертальной структурой основной массы и наличием крупных порфировидных вкрапленников. Они представлены кристаллами плагиоклазов, калиевых полевых шпатов и темноцветных минералов. Вкрапленники плагиоклазов составляют 90% от общего числа вкрапленников, в большинстве своем удлиненно-

таблитчатого габитуса с отчетливым двойниковым строением состава Aln_{30-40} . Большинство вкрапленников замещаются вторичными образованиями — эпидотом, смектитом, рудной пылью. Вкрапленники полевых шпатов — микроклины с четкой решеткой, слабопелитизированные. Вкрапленники оливина присутствуют в виде крупных овальных зерен. Отдельные из них замещаются серпентином, иллингситом и смектитами.

Вкрапленники амфиболов, имеющие удлиненно-призматический габитус, относятся к щелочной роговой обманке. Основная масса состоит из плагиоклаза, пироксенов, магнетита и реликтов вулканического стекла. Мелкие лейсты плагиоклаза беспорядочно ориентированы и между ними располагаются оливины, реликты стекловатой массы, магнетит, представленный таблитчатыми и скелетными зернами. В целом основная масса данной разновидности неравномерно раскристаллизована. Вулканическое стекло замещается смектитами, палагонитом, селадонитом и кальцитом. По плагиоклазам развиваются преимущественно смектиты, кальцит, по оливину серпентин. Все рассмотренные образцы из поднятой глыбы различаются между собой большим или меньшим содержанием темноцветных минералов. Есть разности, где различные темноцветные минералы отсутствуют, преобладают плагиоклазы, есть разности с амфиболами и другими темноцветными.

Базальты рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта представляют собой относительно высокоглиноземистые толеитовые базальты натровой серии. Базальты нормально щелочные, исходная магма характеризовалась слабой газонасыщенностью. По сумме щелочей (2,75—3,3%) и отношению Na_2O/K_2O (7,5—9) — это типичные абиссальные толеиты (см. табл. 3). Среди образцов базальтов встречаются как умеренно глиноземистые ($a' = 0,86—0,95$), так и высокоглиноземистые ($a' = 1,2—1,6$). Преобладают лейкобазальты ($f' = 12—15,5$), а умеренно глиноземистые базальты, как правило, являются мезократовыми ($f' = 16,6—18,8$). Преобладание CaO над MgO и суммарным FeO определяет полиминеральный состав базальтов, в которых главную роль играют основные плагиоклазы (см. рис. 32).

Анализ на диаграмме *AFM* свидетельствует о незначительных вариациях состава пород в пределах базальтов толеитового тренда дифференциации, хотя основная часть базальтов попадает в поле *MORB* (см. рис. 32).

Можно предположить следующую модель развития Центральной Атлантики (рис. 40). Формирование акустического фундамента (второго слоя океанической коры) в допозднезоеновое время протекало в условиях, отличных от современных. Срединного хребта, такого, какой наблюдается в настоящее время, не существовало. Расчлененность дна была незначительной. Осадочный чехол захоронил небольшие выступы акустического фундамента, прислоняясь к его склонам. На рубеже среднего—позднего эоцена (?) за счет фазы вертикальных тектонических движений был создан расчлененный рельеф, представляющий собой чередование пологих подводных возвышенностей и разделяющих их ложбин шириной 25—35 км с амплитудой 500—700 м. Характер формирования второго океанического слоя изменился. Спрединг создал сильно расчлененную поверхность акустического фундамента, в которой преобладали структуры шириной 5—7 км с амплитудой до 1 км. Расчлененный рельеф захоронился отложениями осадочного чехла. Его слои испытывали прислонение к поверхности комплекса 3 или к поверхности новообразованного акустического фундамента. Область формирования океанической консолидированной коры в это время представляла собой аналог современной срединного хребта (вероятно, меньшей амплитуды). На рубеже миоцена—плиоцена волна вертикальных тектонических движений осложнила структурный план Центральной Атлантики.

Плиоцен-четвертичные образования, представляющие собой типичный комплекс заполнения, с угловым несогласием перекрывают подстилающие породы. Они на-

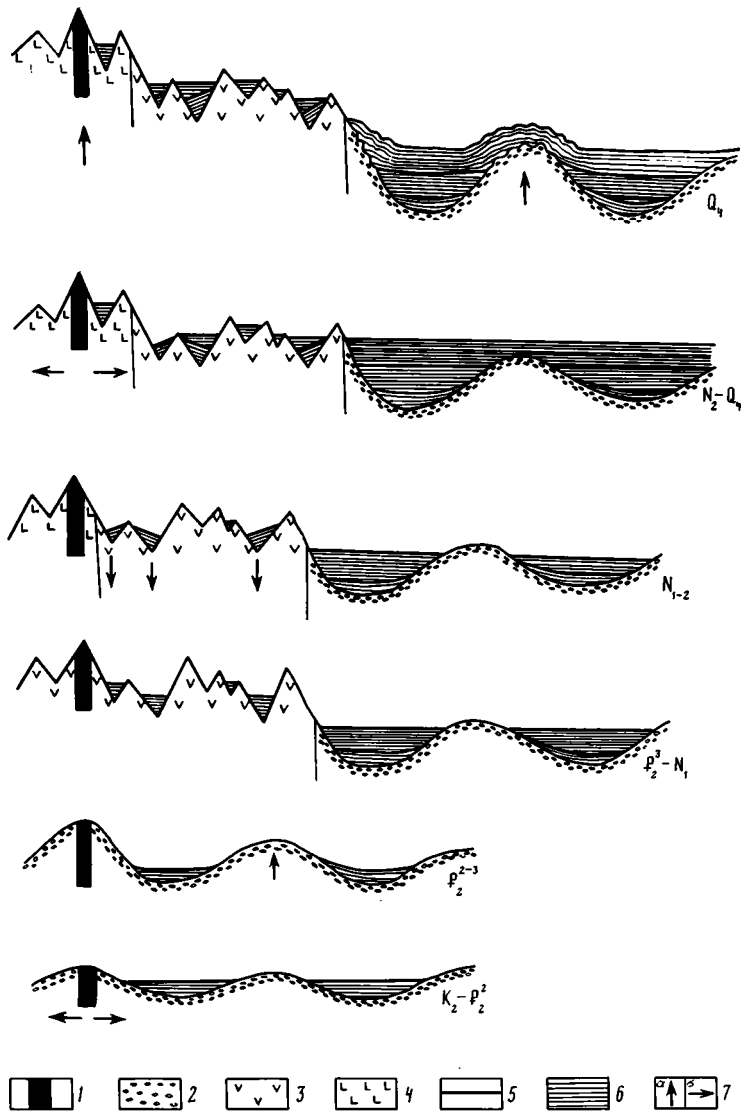


Рис. 40. Схема истории развития Срединно-Атлантического хребта

1 — рифтовая долина; 2—4 — океаническая кора: 2 — верхнего мела—среднего эоцена, 3 — верхнего эоцена—миоцена, 4 — плиоцена—голоцена; 5 — границы сейсмических комплексов; 6 — слои осадочного чехла; 7 — направление основных тектонических движений: а — вертикальных, б — горизонтальных

капливаются в замкнутых отрицательных структурах в пределах срединного хребта, причем слои их испытывают прислонение к породам акустического фундамента и (или) наклонной поверхности доплиоценовых отложений. В пределах абиссальной равнины породы комплекса 1 часто без видимого несогласия залегают на отложениях комплекса 2 и на ряде площадей подводных возвышенностей заполняют прогибы поверхности комплекса 3.

В позднечетвертичное время имела место очередная фаза вертикальных тектонических движений. Обращает внимание, что ими была захвачена не вся площадь

Центральной Атлантики, а только отдельные ее участки шириной более 100 км, чередующиеся с пассивными зонами такой же протяженности. В затронутых участках все, включая самые молодые слои осадочного чехла, различно наклонены и изогнуты, срезаны по разломам. За счет этой молодой фазы тектонических движений были сформированы подводные возвышенности, расположенные в пределах абиссальной равнины, а примыкающие к срединному хребту ее участки оказались причлененными к нему. Именно этим объясняется сходство структуры поверхности акустического фундамента (малая его расчлененность) и структуры осадочного чехла на периферии морфологически выраженного Срединно-Атлантического хребта с обширными участками абиссальной равнины.

ЧАСТЬ IV
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДКОВ
В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

ГЛАВА ПЕРВАЯ
ГАЗОВО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
НА ПОЛИГОНАХ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ
ВО 2-м РЕЙСЕ НИС "АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ"

Специализированные газово-геохимические исследования в экспедиции были направлены на изучение состава и содержания углеводородных газов, водорода, гелия, азота, кислорода и углекислого газа в придонном слое воды и в донных осадках, а также органического вещества (ОВ) и минерального связанного углерода в осадках с целью выявления особенностей распределения газов и газовых потоков в разрезе осадков, приуроченных к очагам нефтегазообразования.

Помимо решения указанных задач, проводились методические работы по определению коэффициентов диффузии углеводородных газов (УВГ), некоторых физических свойств донных осадков, выполнялась математическая обработка банка данных по органическому углероду ($C_{орг}$) на ЭВМ ЕС-1011, в стационарных условиях был изучен состав битумоидных компонентов в органическом веществе.

Применявшаяся методика газово-геохимических исследований и аппаратура разработаны в Отделе проблем нефтегазоносности Мирового океана ИОАН [Генетические..., 1978; Геодекян и др., 1984]. Основные особенности методики: герметичный отбор проб воды и донных осадков, немедленное отделение газовой фазы и хроматографический анализ ее в судовой лаборатории. Такой методический подход (экспресс-анализ) позволяет избежать ошибок в определении состава и концентраций газов, возникающих при долгом хранении, транспортировке и анализе газов в стационарных условиях.

Отбор донных отложений проводился в основном трубками УТ-73, а также дночерпателем "Океан". Пробы придонной воды отбирались герметичным прибором БПД (батометром поршневым донным) объемом 1,2 л с компенсационным устройством, срабатывающим на заданном расстоянии от поверхности дна акватории (в нашем рейсе около 1 м). Для отбора осадков с большим газосодержанием предназначалась секционная геологическая герметичная трубка с полиэтиленовым вкладышем и специальными запорными устройствами.

Извлечение газов из проб проводилось двумя способами. Первый, испытанный во многих морских экспедициях [Геодекян и др., 1984], заключался в вакуумной дегазации проб воды и осадков на специальных установках диафрагменного типа. Установлено, что таким способом достигается полнота извлечения газов, однако на обработку одной пробы требуется 0,5—1 ч. Недостаток этого способа: нельзя обеспечить массовую дегазацию проб при работах на полигонах, где поступление колонок осадков происходит в течение короткого периода времени. Поэтому значительная часть осадков дегазировалась с помощью более производительного метода — установления фазового равновесия [Большаков, Егоров, 1985].

Для извлечения газа этим способом пробы осадков помещаются в банку с дистиллированной водой, над водой под герметичной крышкой оставляется определенный объем воздуха. После многократного встряхивания банки осадок пол-

Таблица 4
Содержание газов
в пробах придонной воды на полигонах, мл/л

№ станции	Глубина*, м	Общее газосодержание	Газ			
			N ₂	O ₂	CO ₂	CH ₄
Полигон I						
7	3956	18,4	13,8	5,2	0,4	—
9	4360	21,7	15,3	6,0	0,4	—
10	4525	19,8	13,7	5,5	0,6	—
12	4515	19,7	13,8	5,3	0,6	—
14	3850	22,7	16,2	6,0	0,5	—
16	3992	20,3	14,7	5,2	0,4	—
18	3580	21,1	14,8	5,9	0,4	—
21	4428	23,3	15,9	6,0	1,4	—
24	4444	18,2	13,0	4,8	0,4	—
26	4550	22,3	15,9	5,8	0,6	—
Полигон II						
28	5060	21,1	15,1	5,7	0,4	—
34	4065	20,4	14,5	5,2	0,4	—
35	4390	18,0	12,4	5,2	0,4	—
Полигон III						
40	4325	23,5	17,0	6,0	0,5	—
47	3850	21,0	14,9	5,7	0,4	—
49	4170	23,0	16,6	6,0	0,4	—

* Промеры проводились эхолотом.

ностью распадается, содержащийся в нем газ переходит в воду, а затем перемешивается с воздушной фазой. Проба газа из воздушной фазы банки отбирается шприцем на хроматографический анализ, затем производятся расчеты концентраций компонентов (на объем или вес осадка). Такая методика работ дает возможность обрабатывать большое число колонок осадков с необходимой детальностью (послойной, интегральной и т.п.) и получать достоверные результаты о газосодержании в разрезе исследуемых отложений. Большое количество данных (точек) позволяет строить детальные графики распределения концентраций газов с глубиной по колонкам осадков, которые, в свою очередь, удобны для дальнейшей обработки на ЭВМ.

Хроматографический анализ выделенной газовой фазы проводился непосредственно в судовой лаборатории. Для качественного и количественного определения газов применялись серийные хроматографы ЛХМ-8МД, ХПМ-2, ХЛ-14 с детекторами по теплопроводности и ионизации в пламени. На них измерялись концентрации УВГ (метана, этана, пропана, этилена, пропилена и др.), гелия, водорода, азота, кислорода и углекислого газа. Среднестатистическая ошибка определений не превышала 10%.

Измерение содержания органического углерода ($C_{орг}$) в осадках проводилось на серийном приборе — экспресс-анализаторе на углерод АН-7529 по методу автоматического кулонометрического титрования по величине рН.

Проверка чувствительности хроматографов осуществлялась по эталонным газовым смесям и образцам. Калибровка всех приборов проводилась регулярно перед началом работ и после изменения режима их эксплуатации.

Математическая обработка геохимических данных выполнялась в соответствии с имеющимися на борту пакетами программ с изменениями, внесенными А.Э. Петрушенасом.

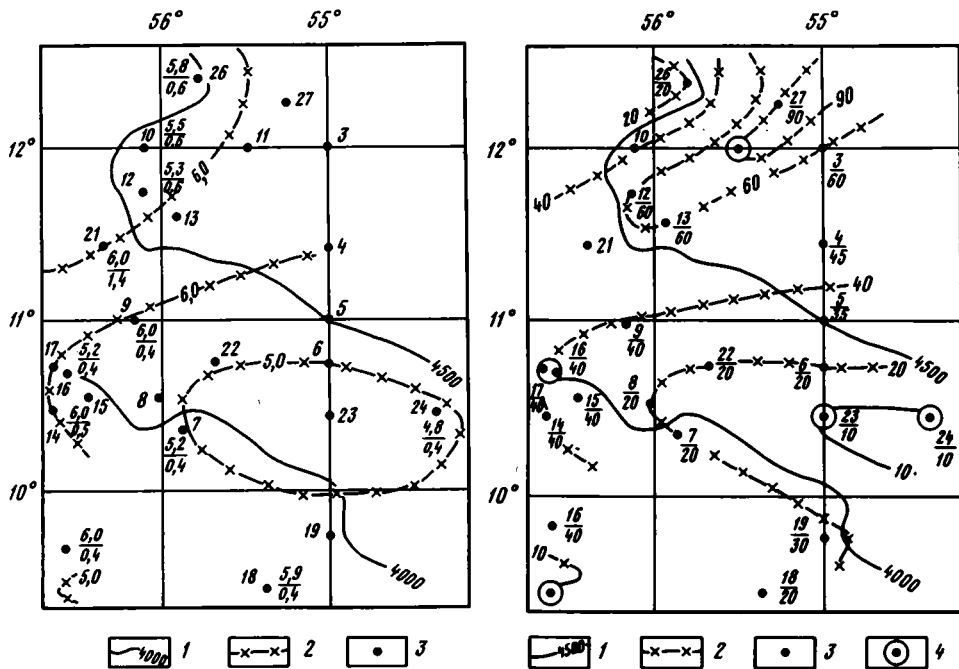


Рис. 41. Схема распределения содержания O_2 и CO_2 в придонном слое воды на полигоне

1 — изобаты; 2 — изолинии концентраций O_2 , мл/л; 3 — местоположение и номер станции. Цифры на схеме: числитель — содержание O_2 , мл/л; знаменатель — содержание CO_2 , мл/л

Рис. 42. Полигон I. Схема изобахит верхнего (окисленного) слоя осадков, не содержащего УВГ

1 — изобаты; 2 — изобахиты верхнего слоя; м. 3 — местоположение и номер станции (в знаменателе — мощность (в см) верхнего слоя осадков); 4 — станции с высокими концентрациями CH_4 в осадках

На десяти глубоководных станциях полигона I в нижней части конуса р. Ориноко газометрическими исследованиями установлена высокая газонасыщенность придонного слоя морской воды — 18,2—23,3 мл/л. В газовой фазе определены азот (70—72 об.%), повышенные концентрации кислорода (26—28 об.%), углекислый газ от 2 до 6 об.% (см. табл. 2). Метан в воде не обнаружен, по-видимому, его концентрация ниже равновесной с воздухом и ниже пороговой чувствительности хроматографа (менее $0,5 \times 10^{-5}$ мл/л). Гелий и водород в пробах придонной воды не определены.

На рис. 41 изолинии распределения содержания кислорода в придонном слое воды можно сопоставить с батиметрической ситуацией в районе полигона I. Как видно, пониженные концентрации кислорода (до 4,8 мл/л) в плане тяготеют к положительным структурным элементам рельефа дна, прослеживающимся на юге и северо-западе района, а высокое содержание кислорода отмечено в зоне подводной долины, разделяющей эти два относительно повышенных участка. Обогащение кислородом придонных вод в пределах долинного участка, вероятно, связано с подводными течениями. Северо-западный приподнятый участок рельефа оконтуривается, кроме того, площадью с повышенной концентрацией углекислого газа в придонной воде — в пределах 0,6—1,4 мл/л.

В пробах донных осадков, отобранных из 21 колонки, широко распространен метан, концентрация которого варьирует в пределах нескольких порядков — $0,1 \times 10^{-4}$ мл/кг до 0,56 мл/кг (табл. 5). В отдельных пробах установлено присутствие этана и этилена; их содержание редко достигает $1,0 \times 10^{-4}$ мл/кг. Практически во

Таблица 5
Содержание метана в осадках полигона I, $л \cdot 10^{-4}$ мл/кг

Интервал, см	Концентрация CH_4	Интервал, см	Концентрация CH_4	Интервал, см	Концентрация CH_4
Ст. 1, глубина 5190 м		Ст. 4, глубина 4640 м		Ст. 7, глубина 3960 м	
0—5	0,1	117—120	8,2	97—100	3,1
20—25	0	130—133	12,0	140—145	5,5
60—65	0,2	Ст. 5, глубина 4530 м		180—190	7,5
80—85	0,4	8—10	0	230—235	7,2
100—105	0,1	30—35	0	265—270	6,7
115—120	0,2	43—45	0,6	295—300	7,7
135—140	0,2	52—55	1,7	350—360	10,8
155—160	0	61—63	1,4	390—395	10,3
175—180	0,5	68—70	2,9	Ст. 8, глубина 4120 м	
195—200	0,7	78—80	2,6	10—12	0
220—225	0	95—97	2,9	37—39	1,3
240—245	0,3	112—115	4,4	45—47	2,3
260—265	0,3	134—137	6,5	57—60	2,0
280—285	0,2	158—160	5,5	70—72	1,0
300—305	0,6	184—186	5,5	90—93	1,9
320—325	0,8	209—211	6,5	112—114	3,4
340—345	0,6	239—241	8,9	136—138	3,7
360—365	0,8	270—272	8,2	170—172	4,1
380—385	0,5	299—301	9,6	200—203	5,8
400—405	1,8	329—331	10,1	237—240	6,0
Ст. 2, глубина 5270 м		359—361	11,0	245—250	2,4
5—7	0,1	396—398	12,4	283—286	9,9
23—25	0	Ст. 6, глубина 4380 м		Ст. 9, глубина 4400 м	
43—45	0	10—13	0	10—12	0
85—87	0,3	35—37	0,8	27—29	0
123—125	0,3	45—47	2,2	33—36	0
163—165	0,8	53—55	3,1	42—44	1,2
203—205	0,6	60—62	3,4	50—55	1,2
285—287	1,2	69—72	3,2	64—68	1,8
363—365	0,1	79—81	6,8	77—80	2,5
385—387	3,2	93—95	9,2	92—96	4,0
405—407	0,3	108—112	10,3	118—122	4,0
423—425	0,1	129—132	10,0	150—153	4,4
435—437	2,0	156—158	11,2	178—182	6,8
Ст. 3, глубина 4670 м		177—179	15,4	209—213	7,7
10—13	0	210—215	18,5	228—231	7,8
40—43	0	238—242	20,9	248—252	4,2
75—78	0,2	269—272	21,1	278—282	8,1
87—90	1,0	278—280	23,3	309—313	10,1
92—95	1,2	299—302	23,3	338—342	12,1
98—101	1,7	329—334	28,5	367—371	13,6
105—110	1,7	359—363	37,2	383—386	13,0
120—123	2,6	390—393	38,4	398—402	14,0
145—148	2,6	405—408	32,4	415—418	11,4
Ст. 4, глубина 4640 м		Ст. 7, глубина 3960 м		Ст. 11, глубина 4560 м	
15—18	0	8—10	0	8—12	0
35—38	0	30—33	1,0	58—62	0
53—55	2,4	47—50	1,0	118—122	29,4
60—63	5,5	60—63	2,2	168—172	21,0
75—78	7,7	80—83	2,3		
100—103	9,1				

Таблица 5 (продолжение)

Интервал, см	Концентрация СН ₄	Интервал, см	Концентрация СН ₄	Интервал, см	Концентрация СН ₄
Ст. 11, глубина 4560 м		Ст. 15, глубина 3940 м		Ст. 18, глубина 3620 м	
228—232	9,9	39—42	0	80—85	5,6
278—282	71,4	49—52	4,6	117—122	9,4
318—322	52,5	63—68	7,0	146—150	10,0
348—352	90,3	73—77	6,9	177—182	15,0
358—363	86,1	102—106	6,2	200—205	11,0
368—372	98,7	129—133	14,7	237—242	15,7
378—382	94,5	159—162	13,4	268—272	18,0
388—392	96,6	172—176	11,2	297—302	18,7
398—402	94,5	221—225	15,0	325—363	19,2
408—412	73,5	259—264	17,7	358—363	19,2
435—437	67,2	276—281	23,0	385—390	24,2
455—457	93,5	318—322	17,5	397—407	23,8
Ст. 12, глубина 4520 м		360—365		Ст. 19, глубина 3890 м	
8—12	0	392—395	28,0	18—22	0
38—42	0	419—422	22,0	27—32	0
48—52	0	Ст. 16, глубина 4020 м		36—40	2,2
56—58	3,0	8—12	0	45—49	4,0
60—62	2,7	25—28	0	58—62	4,0
68—72	7,4	38—42	0	78—82	2,6
77—79	1,4	47—50	2,0	95—100	4,4
88—90	3,8	56—60	7,0	118—122	4,2
93—95	4,4	65—69	3,9	148—152	3,6
105—107	26,9	74—78	6,5	178—182	5,3
118—122	33,6	96—100	10,4	203—207	6,5
135—137	32,3	113—118	14,5	240—245	6,0
148—152	35,7	139—145	22,0	268—273	5,4
164—166	26,5	169—174	24,2	303—307	6,6
173—175	27,8	198—202	22,8	331—336	9,0
Ст. 13, глубина 4560 м		230—233	30,5	358—363	8,8
8—12	0	259—264	34,6	388—392	10,7
38—42	0	276—282	34,0	400—405	8,8
58—60	0	Ст. 17, глубина 4060 м		Ст. 22, глубина 4270 м	
65—67	4,4	18—22	0	17—21	0
75—78	0	38—42	8,0	25—33	0,4
Ст. 14, глубина 3900 м		49—53	9,6	37—42	2,4
8—12	0	65—69	16,4	55—60	2,6
25—27	0	77—81	23,0	75—82	3,6
35—37	0	93—98	57,2	95—100	5,5
45—47	1,9	108—112	40,0	120—130	7,2
52—54	4,2	118—122	84,0	151—159	7,2
58—62	7,1	157—161	84,0	180—187	6,5
74—76	9,2	177—181	111,0	188—195	9,9
98—102	8,4	215—219	83,0	210—219	8,5
116—118	8,2	237—240	102,0	228—237	8,7
127—131	4,8	260—264	156,0	257—267	11,8
138—142	11,1	284—288	145,0	289—298	12,2
152—154	10,5	Ст. 18, глубина 3620 м		Ст. 23, глубина 4250 м	
173—177	12,6	8—12	0	3—5	0
Ст. 15, глубина 3940 м		27—32	1,5	8—14	0,2
8—12	0	38—42	4,0	22—28	4,0
29—32	0	52—57	5,3	33—39	8,0
		68—72	5,5	45—50	13,7

Таблица 5 (окончание)

Интервал, см	Концентрация CH ₄	Интервал, см	Концентрация CH ₄	Интервал, см	Концентрация CH ₄
Ст. 23, глубина 4250		Ст. 24, глубина 4460 м		Ст. 27, глубина 4620 м	
55—60	31,0	118—122	20,8	0—10	0
64—70	51,0	138—142	24,6	10—20	0
74—79	77,0	158—162	30,0	20—30	0
85—90	123,0	180—184	30,8	30—40	0
94—99	200,0	198—202	31,4	40—50	0
109—114	240,0	219—224	34,9	50—60	0
122—126	316	239—244	43,5	60—70	0
146—150	540	259—264	36,2	70—80	0
165—170	970	278—282	41,0	80—90	0
185—189	1330	293—297	53,0	Ст. 27, глубина 4610 м	
209—213	1990	310—315	53,6	90—100	0,8
225—230	2720	328—332	62,0	100—110	0,2
248—253	3400	Ст. 26, глубина 4450 м		110—120	0,6
278—282	4300	18—22	5,1	120—130	0,9
293—298	4950	38—42	14,1	130—140	1,5
312—316	5600	58—62	0,8	140—150	1,3
Ст. 24, глубина 4460 м		76—80	7,8	150—160	1,5
3—8	0	92—86	11,0	160—170	1,9
15—20	1,0	118—122	4,0	170—180	1,7
30—33	3,2	138—143	10,4	180—190	1,9
40—44	4,7	168—172	24,3	190—200	2,2
52—56	9,0	188—192	4,8	200—210	1,9
60—66	15,2	208—212	4,2	210—220	1,7
76—80	13,5			220—230	1,3
98—102	17,7				

всех пробах осадков обнаружен водород, концентрация которого составляет $(2—60) \times 10^{-3}$ мл/кг. Последнее значение (по опыту предшествующих работ в Мировом океане) можно отнести к высоким. Гелий не был определен, несмотря на достаточно высокую чувствительность применявшегося детектора хроматографа (не ниже 1×10^{-3} об. %).

Проведенный нами анализ распределения содержания метана по разрезам колонок показал, что в верхних частях колонок (0—50 см, в единичных случаях до 85 см (ст. 27)) метан отсутствует. Ближе всего к поверхности он регистрируется на южном и северо-западном приподнятых участках рельефа, а глубже — в долине, разделяющей эти два выступа (рис. 42).

Для всех исследованных разрезов донных осадков характерно практически повсеместное нарастание концентрации метана по мере увеличения глубины опробования, но идет оно по-разному. Слабое нарастание отмечено в колонках, отобранных в пелагиали. В пределах континентального подножия и батиметрически выше по склону (ст. 6—9, 14—19, 24) разрезы осадков характеризуются повышенным градиентом нарастания концентрации метана (рис. 43, 44), обычно не характерным для пелагических областей океана. На этом участке полигона высокое значение содержания метана отмечено в низах колонки ст. 17 — 156×10^{-4} мл/кг. Максимальный темп нарастания количества метана установлен в разрезе колонки ст. 23, в нижней части которой его концентрация достигала 0,56 мл/кг (см. рис. 43).

Зафиксированные в колонках осадков положительные градиенты концентрации метана и приближение метана к поверхности дна свидетельствуют о том, что газовые потоки УВ, идущие снизу, в большей степени проявляются в пределах юго-

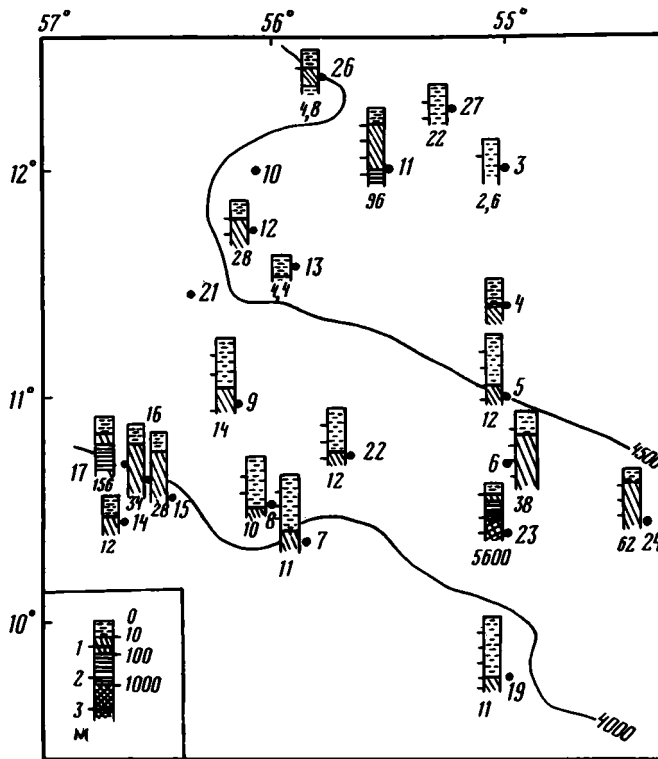


Рис. 43. Схема распределения концентраций метана в разрезах колонок осадков полигона I
Штриховкой показано разное содержание ($\mu \cdot 10^{-4}$ мл/кг). Цифра внизу — максимальное содержание

восточного участка распространения аккумулятивных форм рельефа дистальной области конуса выноса р. Ориноко.

Содержание водорода в разрезах осадков изменяется послойно, однако нередко наблюдается тенденция увеличения его с глубиной. Наиболее высокая концентрация водорода выявлена по колонкам станций, расположенных на южном, относительно приподнятом участке полигона. Здесь отмечается положительная корреляция содержания водорода и метана.

На полигоне I по образцам из колонок 21 станции было проведено 198 определений $S_{орг}$ (табл. 6), что позволило представить распределение концентрации $S_{орг}$ по площади полигона в интервалах 0—5, 0—20 см и во всей верхней окисленной толще, четко выделяющейся по светло-буроватому оттенку практически на всех станциях. Латеральное распределение величин среднего содержания $S_{орг}$ в слое 0—5 см и в слое мощностью 20 см имеет сходную картину: две зоны относительно повышенной концентрации органического вещества (северо-западная и юго-восточная части полигона) разделены зоной минимального его содержания (рис. 45). Схема распределения $S_{орг}$ в пределах всего окисленного слоя (голоцен?) отражает одновременно и унаследованность предыдущего плана латеральной изменчивости концентрации (проявляющуюся в южной части полигона), и его существенное отличие (см. рис. 45). Последнее выражается в понижении величин содержания $S_{орг}$ (до 0,3%) в пределах северной части полигона, где, очевидно, особенно заметно сказывается влияние пелагического седиментогенеза, обусловившего наибольший диагенетический расход ОВ.

В нижележащих илах проведено 88 измерений $S_{орг}$, наиболее часто величина концентрации отмечается в пределах 0,3—0,6% (см. табл. 6). Полученные данные

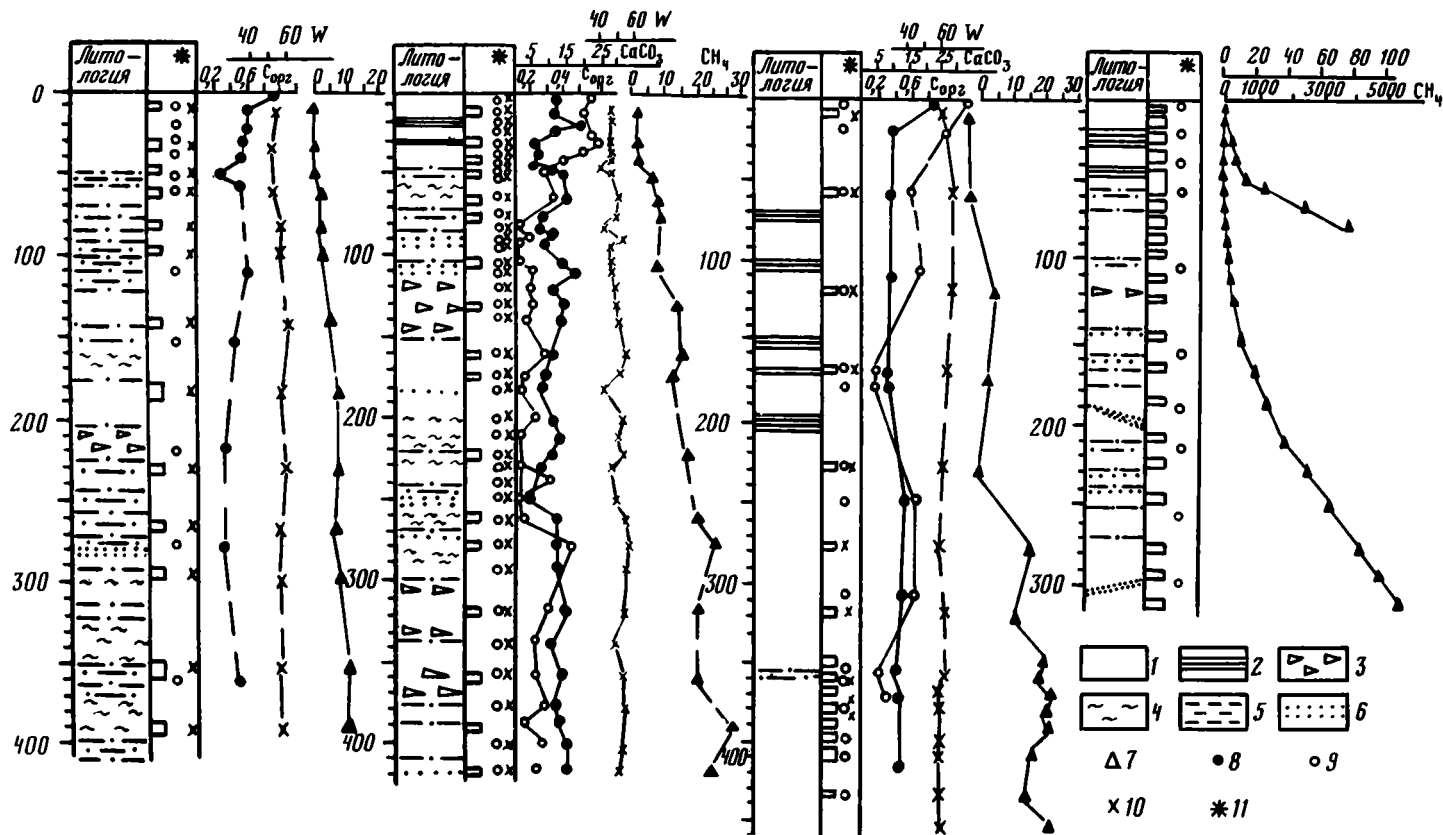


Рис. 44. Распределение CH_4 , $C_{орг}$, $CaCO_3$ и влажности W по колонкам осадков полигона I

1—4 — илы: 1 — глинистый, 2 — глинистый тонкополосчатый, 3 — глинисто-алевритовый, 4 — с примазками и гнездами гидротроилита; 5 — прослой алеврита; 6 — прослой песка; 7—10 — содержания: CH_4 (в $n \cdot 10^{-4}$ мл/кг), $C_{орг}$, $CaCO_3$, влажность W (в %); 11 — интервал отбора проб

Таблица 6
Содержание $C_{орг}$ в осадках полигона I, %

№ станции	Интервал, горизонт, см	Концентрация $C_{орг}$	№ станции	Интервал, горизонт, см	Концентрация $C_{орг}$
1	0—5	0,53	6	278	0,43
	35	0,34		318	0,57
	45	0,24		380	0,57
2	0—2	0,62	7	405	0,66
	12	0,44		0—2	0,93
	25	0,31		10	0,60
	35	0,34		20	0,62
	80	0,12		30	0,59
3	0—2	0,56	8	40	0,57
	10	0,38		53	0,28
	20	0,44		55	0,52
	30	0,49		110	0,62
	40	0,39		155	0,47
	52	0,27		220	0,34
	70	0,41		280	0,33
	85	0,34		365	0,50
	95	0,29		0—2	0,74
	100	0,60		10	0,58
	120	0,38		20	0,50
4	0—2	0,68	9	30	0,50
	10	0,50		40	0,44
	20	0,31		42	0,48
	30	0,30		100	0,51
	38	0,31		160	0,43
	40	0,37		215	0,54
	50	0,32		280	0,60
	90	0,46		0—2	0,55
	120	0,10		10	0,33
	140	0,32		20	0,51
	150	0,27		30	0,26
5	0—2	0,56	10	40	0,32
	10	0,33		50	0,53
	20	0,44		95	0,68
	30	0,39		175	0,41
	40	0,36		235	0,29
	50	0,34		310	0,42
	90	0,50		360	0,71
	140	0,31		381	1,87
	200	0,49		0—2	0,34
	262	0,28		10	0,75
	322	0,42		20	0,83
6	0—2	0,68	11	30	0,55
	10	0,69		0—2	0,75
	20	0,62		20	0,23
	30	0,48		60	0,21
	40	0,27		110	0,22
	45	0,43		170	0,14
	95	0,57		180	0,19
	155	0,33		250	0,39
	220	0,50		310	0,33
				357	0,20
				375	0,27
		415	0,29		

Таблица 6 (продолжение)

№ станции	Интервал, горизонт, см	Концентрация С _{орг}	№ станции	Интервал, горизонт, см	Концентрация С _{орг}
12	0—2	0,78	15	421	0,59
	20	0,41	17	20	0,33
	35	0,19		57	0,32
	52	0,32		80	0,37
	60	0,40	18	0—2	0,46
	118	0,30		20	0,48
	155	0,40		38	0,29
13	178	0,57		45	0,32
	0—2	0,98	19	0—2	0,52
	20	0,71		20	0,44
	40	0,35		33	0,28
	50	0,25		40	0,44
63	0,03	43		0,31	
14	68	0,87	22	0—2	0,43
	0—2	0,70		20	0,26
	21	0,33		33	0,21
	40	0,35		35	0,29
	50	0,36		23	0—2
80	0,33	20	0,74		
15	0—5	0,50	24	40	0,24
	10	0,51		55	0,37
	18	0,79		0—2	0,48
	31	0,26		20	0,54
	37	0,33		40	0,21
	43	0,25	52	0,41	
	47	0,38	26	0—2	0,69
	51	0,51		20	0,35
	51	0,51		50	0,46
	65	0,52		70	0,36
	77	0,37		80	0,51
	82	0,34	27	145	0,10
	90	0,43		0—2	0,48
	93	0,35		20	0,68
	103	0,58		50	0,28
	110	0,70		80	0,46
	130	0,61		112	0,34
	140	0,55		162	0,19
	160	0,45		45	0—2
	173	0,41	5		0,19
	182	0,30	47		0,07
	200	0,44	100		0,10
	213	0,52	150		0,09
225	0,43	200	0,6		
230	0,31	250	0,10		
240	0,48	300	0,09		
250	0,48	340	0,04		
263	0,49	350	0,09		
279	0,48	48а	370	0,05	
296	0,51		50	0,15	
321	0,55		100	0,09	
340	0,40		150	0,06	
360	0,56		200	0,08	
380	0,47		250	0,09	
390	0,49				
405	0,62				

Таблица 6 (окончание)

№ станции	Интервал, горизонт, см	Концентрация $C_{орг}$	№ станции	Интервал, горизонт, см	Концентрация $C_{орг}$
48а	300	0,12	47	0—2	0,22
49	0—2	0,22		50	0,13
	50	0,18		59	0,06
	80	0,43		100	0,12
	120	0,31		109	0,10
	150	0,09		150	0,17
	200	0,09		190	0,15
	250	0,09		210	0,12
	300	0,06		250	0,10
	350	0,08		300	0,08
	400	0,12		340	0,16

Таблица 7
Оценки субкларков $C_{орг}$
в осадках некоторых морфоструктурных зон океана, мас.%

Объекты оценки кларка $C_{орг}$	Субкларк $C_{орг}, \bar{X}$	σ	n
Батиметрические зоны (Q—N ₁)			
3,5—4 км	0,33	0,25	207
4—4,5 км	0,44	0,30	246
Атлантический океан, периферия (Q)	0,71	0,88	710
Континентальное подножие Мирового океана (Q)	0,89	0,82	1080
Континентальный склон Мирового океана (Q)	1,16	1,04	261

Примечание. σ — среднеквадратичное отклонение; n — количество определений.

позволяют наблюдать следующую особенность латеральной изменчивости содержания $C_{орг}$ в слое осадков мощностью 1 м, залегающем ниже окисленной толщи: зона повышенной концентрации $C_{орг}$, выделяющаяся в южной части полигона, распространяется на север вплоть до района ст. 9, где в рассматриваемом слое определено наиболее высокое среднее содержание $C_{орг}$ — 0,6%. Интервал 1—2 м ниже подошвы окисленного слоя придонных осадков охарактеризован измерениями $C_{орг}$ только в колонках семи станций (ст. 5—9, 12, 15), что не позволяет сделать выводы о распределении по площади средней концентрации $C_{орг}$. Можно только отметить снижение содержания $C_{орг}$ в южной части полигона в разрезе колонок ст. 7 (0,34%) и ст. 9 (0,35%). Повышенное среднее значение $C_{орг}$ (0,57%) установлено в колонке ст. 12 в северной части полигона.

Наблюдаемые по разрезам колонок донных осадков послонные колебания $C_{орг}$ связаны в первую очередь с их литологическим составом. Особенно отчетливо это видно на примере колонки ст. 15 (см. рис. 44), которая является опорной по количеству отобранных и проанализированных на $C_{орг}$ 38 проб.

Предварительную оценку результатов, полученных на полигоне I по распределению ОВ в осадках, имеет смысл построить на сопоставлении уровня зарегистрированных величин с субкларковым их содержанием в сходных по морфоструктурной приуроченности, возрасту и литологическому составу осадках океанического дна (табл. 7).

Полученный на первом полигоне доминирующий уровень содержания $C_{орг}$ в пределах 0,4—0,6% в сопоставлении с субкларками сходных батиметрических

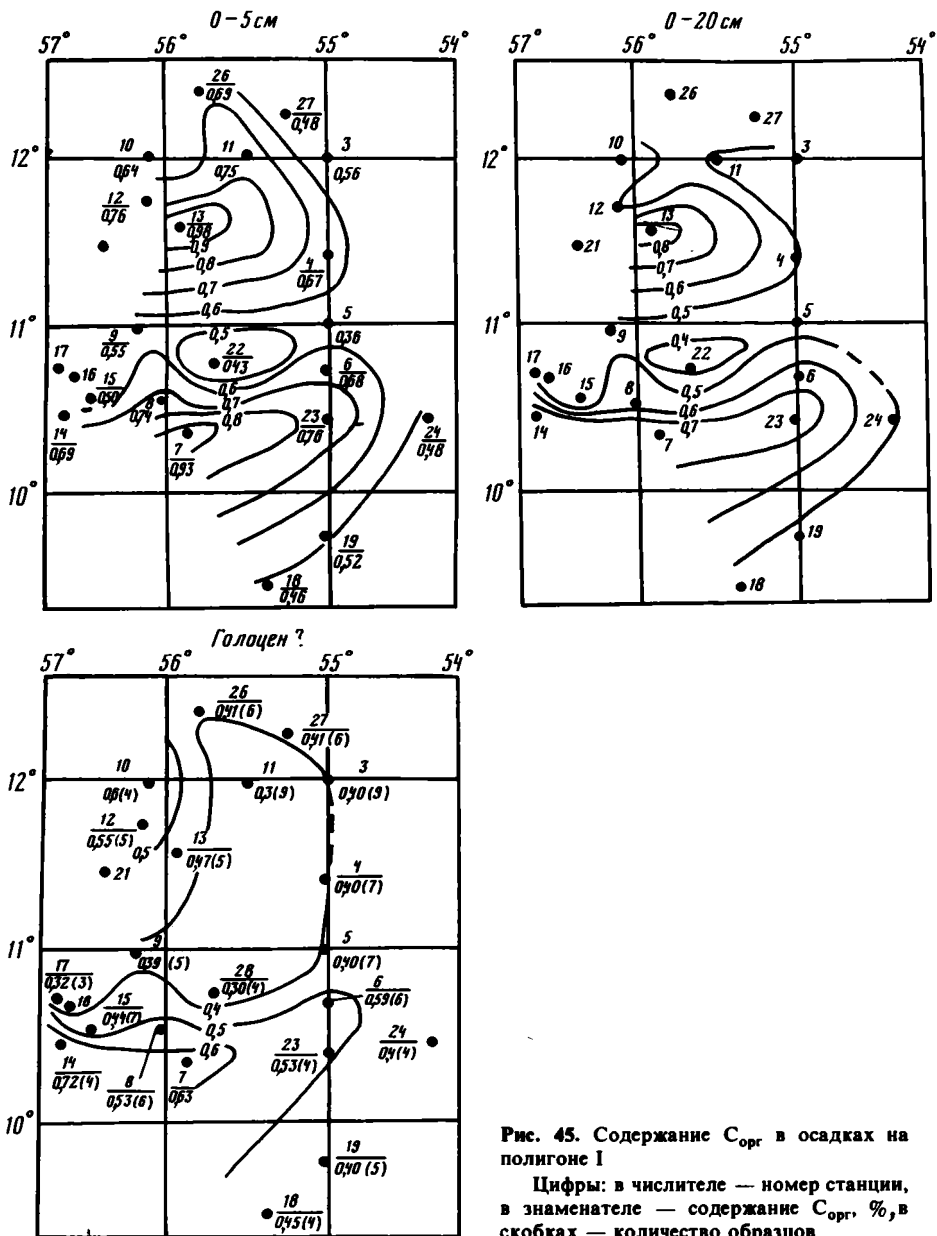


Рис. 45. Содержание $C_{орг}$ в осадках на полигоне I

Цифры: в числителе — номер станции, в знаменателе — содержание $C_{орг}$, %, в скобках — количество образцов

зон, видимо, оказывается выше, что отражает влияние поставок аллохтонного ОВ, выносимого р. Ориноко. В то же время, если сопоставить уровень зарегистрированных величин с субкларком $C_{орг}$ по четвертичным осадкам океанической периферии Атлантики или субкларком по тем же образованиям материкового подножия Мирового океана (см. табл. 7), то легко убедиться в том, что в районе первого полигона регистрировались в целом пониженные для данной морфоструктурной ситуации величины $C_{орг}$. Отсюда следует вывод о том, что влияние выноса р. Ориноко на обогащение ОВ формирующихся осадков в районе полигона было относительно небольшим. Очевидно, основная разгрузка приносимого рекой терригенного материала происходит либо в

северной подводной ее протоке, либо осуществляется выше на склоне, юго-западнее исследованной площади (в пределах 200-мильной экономической зоны). Это заключение объясняет противоречие между огромным твердым стоком р. Ориноко — 86,5 млн т/год, большим, чем например, р. Нигер (67 млн т/год) и р. Конго (64,7 млн т/год) [Емельянов, 1982], и выявившимся относительно небольшим уровнем содержания ОВ в донных осадках изученного полигона.

Установленная по молодым донным образованиям картина распределения ОВ в области дельтогенного седиментогенеза безусловно не может быть экстраполирована на подстилающие более древние горизонты осадочного чехла, в том числе на те из них, которые в настоящей экспедиции были объектами прослеживания с помощью методов сейсмических исследований. Чтобы произвести прогноз распределения ОВ по разрезу чехла с целью оценки нефтегазогенерационного потенциала слагающих разрез горизонтов, необходимо использовать закономерности изменения концентраций $C_{орг}$ в зависимости от возраста отложений (τ). Так, в толще миоценовых отложений в районе первого полигона численные оценки содержания $C_{орг}$ дают величины на 20—25% больше измеренных в современных осадках. Определение минеральносвязанного углерода ($CaCO_3$) производилось по формуле: $CaCO_3 = (C_{вал} - C_{орг}) \times 8,33$.

Такие расчеты были проведены в колонках нескольких станций. Две из них (ст. 11, 15) представлены на рис. 44. Характерен достаточно широкий диапазон изменений концентраций $CaCO_3$ по разрезам осадков. Наиболее высокие значения (30—35%) определены в пробах осадков, приуроченных к верхним частям колонок. Подошва окисленной толщи фиксируется по резкому спаду концентраций $CaCO_3$. Послойные колебания последних, как и $C_{орг}$, тесно связаны с литологической неоднородностью осадков (см. рис. 44). Нами проведена корреляция кривой распределения $CaCO_3$ в колонке осадков ст.15 с графиком, отражающим колебания содержания карбоната в плейстоценовых глубоководных морских осадках западной экваториальной части Атлантического океана — колонка У25-47 [Циклическая..., 1985]. В результате можно высказать предположение о голоценовом возрасте верхней окисленной толщи осадков.

Сопоставление в изученных колонках осадков данных по распределению концентраций метана и $C_{орг}$ приводит к заключению об отсутствии прямой связи между ними. Наблюдаемая тенденция нарастания метана с глубиной опробования вне зависимости от распределения $C_{орг}$, а также возраста и литологического состава осадков, по-видимому, отражает влияние углеводородного потока, источник которого расположен ниже исследуемых интервалов.

По-видимому, источником этого потока является толща отложений, охваченных диагенезом. Флюидный поток может воздействовать на современный биохимический процесс, вызывая интенсификацию микробного метанообразования.

Большой градиент концентрации метана на ст. 23 может быть объяснен двояко: либо связью с локальной вспышкой биохимического образования метана, либо с подтоком этого газа по флюидопроводящим каналам (разрывам, трещинам) из возможной зоны катагенеза.

В распределении растворенных газов в придонном слое воды и концентрации $C_{орг}$ в верхнем слое осадков отчетливо находят отражение характерные условия кислородного режима дистальной части конуса выноса.

На полигоне II, расположенном на западном окончании Зеленомысского разлома, углеводородные газы не были обнаружены ни в слое придонной воды (три станции), ни по разрезу окисленных терригенно-карбонатных илов (12 проб). Гелий также не был обнаружен в осадках полигона. Незначительные содержания водорода $((20—50) \cdot 10^{-4}$ мл/кг) были определены в глинисто-карбонатных илах ст. 34, расположенной в седловине между двумя вершинами подводной

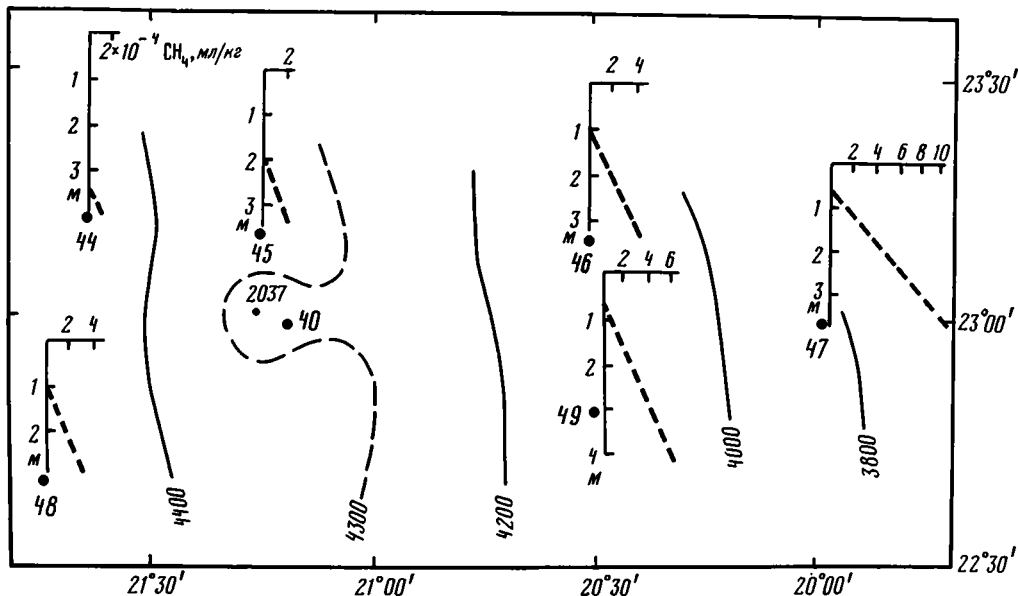


Рис. 46. Схема распределения концентраций метана в разрезах колонок полигона III

горы. В пробах придонной воды измерены общее газосодержание, концентрация азота, кислорода, углекислого газа. Полученные газометрические данные на полигоне II свидетельствуют об отсутствии в настоящее время активных проявлений тектонических движений на западном окончании Зеленомысского разлома. В осадках полигона, представленных практически чистыми фораминиферовыми илами, определено очень низкое ($< 0,1\%$) содержание $S_{орг}$. В составе н-алканов преобладает (до 77%) фракция низкомолекулярных компонентов, что характерно для типично планктогенного ОВ карбонатных осадков пелагиали.

В пределах полигона III, приуроченного к подножию континентального склона Западной Сахары (за пределами 200-мильной экономической зоны), газово-геохимические исследования проводились на шести станциях (рис. 46). В пробах воды, отобранных на трех из них, определены общее количество растворенных газов, концентрация азота, кислорода и углекислого газа, характерные для пелагических областей океана. Метан в воде не обнаружен.

В терригенно-карбонатных разрезах осадков (шесть станций) выявлены весьма низкие концентрации метана (не более $10 \cdot 10^{-4}$ мл/кг) (табл. 8). В двух пробах осадков ст. 49 из прослоя мелкозернистого песка определены тяжелые УВГ — этан, пропан, бутан, изобутан и непредельные УВГ — этилен, пропилен. Их концентрации регистрировались на еще более низком уровне ($0,1—1,0$) 10^{-4} мл/кг.

Несмотря на малые концентрации всех УВГ на этой станции примечателен сам факт обнаружения их в коллекторском песчаном прослое мощностью 75 см серо-зеленого цвета, заключенном среди фораминиферовых окисленных илов. Цвет мелкозернистых песков и несколько повышенное содержание $S_{орг}$ ($0,3—0,4\%$) указывают на восстановительный характер осадка. С последним связано, видимо, наличие широкого спектра УВГ биохимического генезиса. Ниже этого горизонта с песком в интервале 65—140 см в карбонатных илах присутствуют лишь метан и редко этилен. Выше песчаного прослоя УВГ в осадках не обнаружены. Распределение содержания метана в колонках осадков на полигоне показано на рис. 46. Вниз по разрезу концентрации метана

Таблица 8
Содержание метана в осадках полигона III ($n \cdot 10^{-4}$ мл/кг)

№ станции	Глубина, м	Интервал, см	Концентрация CH_4	№ станции	Глубина, м	Интервал, см	Концентрация CH_4				
44	4490	0—10	0	47	3840	70—80	0,4				
		38—47	0			100—110	0,9				
		70—80	0			130—140	1,6				
		100—110	0			160—170	2,9				
		160—170	0			190—200	2,2				
		200—210	0,1			220—230	3,2				
		225—235	0			250—260	4,3				
		245—255	0			280—290	4,0				
		275—285	0			310—320	4,6				
		290—295	0,2			330—340	4,0				
		310—320	0			345—355	9,4				
		45	4340			345—355	0,7	48	4500	10—20	0
						380—390	0,1			60—70	0
10—20	0			110—120	0,1						
38—48	0			160—170	0,1						
90—100	0			200—210	1,3						
110—120	0,1			240—250	1,6						
140—150	0,1			270—280	1,9						
190—200	0,2			290—300	3,7						
236—246	0,5			300—310	3,0						
246—252	0,8			10—20	0						
280—290	1,0			25—32	0						
310—320	0,9			38—40	0						
330—340	1,1			50—58	0,1						
345—355	1,4	65—70	2,2								
46	4140	10—20	0	49	4170	130—140	3,2				
		40—50	0			140—150	2,5				
		80—90	0			170—180	2,2				
		110—120	0,2			200—210	2,4				
		140—150	0,3			220—230	3,0				
		160—170	1,0			230—240	3,2				
		200—210	2,1			260—270	2,6				
		230—240	1,9			300—310	2,7				
		260—270	2,6			310—322	3,0				
		280—285	3,0			330—340	3,6				
		310—320	2,6			340—350	3,6				
		337—343	3,0			350—360	5,3				
		355—365	4,0			360—370	4,1				
47	3840	10—20	0	370—380	5,1						
		40—50	0	380—390	5,9						

устойчиво нарастают. С запада на восток при приближении к континенту по профилю ст. 44—47 с глубиной наблюдается низкоградиентное нарастание содержания метана, не выходящее за пределы одного порядка величин (см. рис. 46).

Можно полагать, что такое распределение метана по разрезу колонок свидетельствует о проявлении газового потока, источник которого расположен в нижезалегающих отложениях. Этот поток слабой интенсивности и не проходит через окисленные осадки к поверхности дна.

Осадки полигона III отличаются очень низким уровнем содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ в

большинстве случаев не превышающим 0,1—0,2% ($n=34$). Однако можно заметить, что распределение $C_{орг}$ в разрезе зависит от литологического состава осадков. Появление примеси алевритового материала в разрезах всех исследованных колонок сопровождается относительным увеличением содержания $C_{орг}$. Эта связь особенно характерна для осадков ст. 49, где в интервале 65—140 см, представленном прослоем алеврита, зарегистрированы максимальные значения $C_{орг}$ (0,31—0,43%).

Верхняя кромка осадков (0—2 см) в пределах исследованного полигона отличается устойчивыми концентрациями $C_{орг}$ (0,22—0,24%). При оценке латерального распределения средних концентраций $C_{орг}$ следует отметить намечающуюся тенденцию нарастания этих величин (от 0,09 до 0,18%) с приближением к континенту.

Экспериментальное изучение диффузии углеводородных газов в осадках (опытно-методические работы). При рассмотрении процессов генерации и миграции УВГ необходимо знание коэффициентов диффузии газов в различных типах морских осадков. Диффузионный процесс в верхней части толщи донных осадков является самым эффективным механизмом переноса рассеянных газов. Именно за счет него осуществляется обмен газами как между различными слоями осадков, так и между осадком и гидросферой. До настоящего времени нет достоверных данных о величине коэффициента диффузии метана в морских осадках. Значения, используемые в геохимических расчетах, оцениваются из теоретических предположений и у разных авторов отличаются в несколько раз. Для устранения этого недостатка мы разработали методику экспериментального измерения величин коэффициентов диффузии в различных типах морских осадков. Во время экспедиции были опробованы три типа методик, для чего проведено свыше 800 хроматографических анализов содержания газов на искусственных и естественных образцах. На основании проведенных работ одна из этих методик выделена в качестве перспективной. Это метод определения коэффициента диффузии газа в нестационарном процессе. Если начальная концентрация газа в исследуемом образце равна нулю, то процесс диффузии в одномерной модели будет описываться уравнением

$$\partial C / \partial t + D(\partial^2 C / \partial x^2) = 0 \quad (1)$$

с граничными условиями

$$C(x) = 0 \text{ при } t = 0 \quad (2)$$

$$C(x) = C_0 \text{ при } x = 0, t > 0,$$

где C — концентрация исследуемого газа в поровой воде образца; D — коэффициент диффузии газа в водонасыщенном осадке; C_0 — концентрация газа в поровой воде, непосредственно примыкающей к границе контакта осадок—газ; x — координата; t — время.

Предполагается, что среда однородна, т.е. все ее свойства не зависят от координаты.

Решение уравнения (1) с граничными условиями (2) известно:

$$C(x) = C_0 \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\frac{x}{2\sqrt{Dt}}} e^{-x^2 dt} \quad (3)$$

Зная распределение $C(x)$, можно на основе (3) определить коэффициент диффузии.

Принципиальная схема эксперимента состоит в том, что образец осадка

с естественной влажностью помещается в диффузионную ячейку так, чтобы диффундирование происходило лишь в одном направлении — x и на границе образца ($x=0$) поддерживалась постоянная концентрация. После выдержки заданного интервала времени t образец разрезается перпендикулярно оси x на n частей. Затем каждая часть осадка помещается в баночку с дистиллированной водой и дегазируется по методу установления фазового равновесия [Большаков, Егоров, 1985]. Хроматографически определяется количество газа в каждой части, а затем по этим значениям производится расчет коэффициента диффузии.

В экспедиционных условиях была изготовлена специальная диффузионная ячейка, и на 20 естественных образцах проведены эксперименты.

Коэффициент диффузии вычислялся из формулы

$$Q = 2/\sqrt{\pi} \sqrt{DC_0}, \quad (4)$$

которая непосредственно вытекает из (3). Величина Q — суммарное количество продиффундировавшего в образец газа, определяется суммированием газа во всех анализируемых частях образца. Для определения C_0 строится кривая распределения газа по длине образца так, чтобы сумма квадратов отклонений экспериментальных значений от значений на этой кривой была минимальна. Обработка результатов экспериментов производилась на ЭВМ, с помощью которой были определены наилучшие значения коэффициентов диффузии и величина среднеквадратичной ошибки. Среднее отклонение полученных экспериментальных значений от теоретических не превышало 6%, а ошибка в определении D оказалась в пределах $\pm 2-3\%$.

По материалам описанных экспериментальных работ удалось впервые получить данные о коэффициентах диффузии метана в пелагических карбонатных илах (ст. 28, 34, 35, 47—49). По 12 образцам из различных интервалов вышеуказанных станций получены значения $(0,5-0,6) \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$. Наименьшие значения характерны для самых верхних интервалов. В интервалах глубин более 50 см в пределах точности эксперимента все значения для коэффициента диффузии оказались одинаковыми — $0,6 \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$. По-видимому, это связано с близкими физическими свойствами осадков, которые для пелагических участков океана мало меняются с глубиной ниже интервала 0—50 см в пределах отобранных колонок. Коэффициент диффузии зависит от температуры (изменяется приблизительно на 4% на 1°C в области температур 0— 20°C). Наши измерения проводились при $+9^\circ\text{C}$, пересчет для других температур может осуществляться на основе выражения $\mu D/T = \text{const}$, где μ — динамическая вязкость поровой воды; T — абсолютная температура, $^\circ\text{C}$.

Полученные значения являются лишь первыми определениями диффузионных свойств морских осадков. Естественно предположить, что для прочих литолого-фациальных условий осадконакопления эти величины могут оказаться другими. Их определения — задача последующих работ. Однако на основе теоретических моделей диффузии в пористых средах можно полагать, что принципиального отличия значения коэффициента диффузии для других типов осадков не будет. Поэтому можно рекомендовать полученные нами значения для исследования в расчетах математических моделей раннего диагенеза, где коэффициент диффузии является одним из важнейших рабочих параметров.

Измерение некоторых физических характеристик осадков. Для последующих расчетов диффузионных потоков, а также для пересчета концентрации газов в осадках на объем поровой воды потребовалось провести измерения некоторых физических параметров донных осадков. В 220 образцах осадков, взятых по всей длине колонок, объемно-весовым методом были определены их плотность, влажность и пористость. Как показали результаты исследований (табл. 9), влажность терригенно-глинистых илов по разрезу колонок слабо

Таблица 9
 Параметры физических свойств донных осадков

№ станции	Интервал, см	Плотность влажного осадка, г/см ³	Влажность, вес. %	Пористость, об. %
1	0—5	1,41	58	79
	20—25	1,38	59	80
	40—45	1,38	60	81
	60—65	1,34	64	83
	80—85	1,34	62	80
	100—105	1,38	60	80
	115—120	1,36	62	81
	135—140	1,35	62	82
	155—160	1,36	62	81
	175—180	1,41	57	78
	195—200	1,43	55	77
	240—245	1,37	58	79
	260—265	1,39	58	78
	300—305	1,38	58	79
320—325	1,39	59	80	
380—385	1,45	53	76	
400—405	1,40	56	76	
4	15—18	1,48	54	77
	35—38	1,43	56	79
	53—55	1,45	54	76
	60—63	1,39	60	81
	75—78	1,36	62	82
	100—103	1,43	56	78
	130—133	1,45	56	78
	140—143	1,45	53	74
5	10—15	1,48	51	74
	30—35	1,41	57	78
	52—55	1,50	50	73
	78—80	1,40	59	80
	95—97	1,38	59	80
	134—137	1,41	57	79
	184—186	1,42	56	78
	238—241	1,51	50	73
	299—301	1,38	60	81
	329—331	1,52	49	72
	359—361	1,40	57	77
396—398	1,48	52	75	
6	10—13	1,48	52	75
	35—37	1,47	53	76
	60—62	1,39	59	80
	79—81	1,39	56	76
	93—95	1,45	54	76
	108—112	1,43	55	77
	156—158	1,46	55	78
	177—179	1,44	56	79
	238—241	1,38	61	82
	269—272	1,38	61	82
	299—302	1,46	55	78
	329—334	1,40	58	79
	359—363	1,49	51	75
400—402	1,41	57	79	
7	30—33	1,52	50	74
	47—50	1,51	50	74
	60—63	1,45	52	73

Таблица 9 (продолжение)

№ станции	Интервал, см	Плотность влажного осадка, г/см ³	Влажность, вес. %	Пористость, об. %
7	80—83	1,42	57	79
	97—100	1,43	55	76
	140—145	1,38	60	81
	180—190	1,42	56	78
	230—235	1,38	60	80
	265—270	1,43	55	77
	295—300	1,43	56	78
	350—360	1,43	56	78
	390—395	1,43	56	78
	8	10—12	1,49	52
25—27		1,45	49	69
37—39		1,50	51	74
45—47		1,47	53	76
57—60		1,41	57	78
70—72		1,44	55	77
90—93		1,44	55	77
112—114		1,51	51	74
136—138		1,37	61	81
170—172		1,46	51	72
200—203		1,41	58	80
237—240		1,46	54	76
283—286		1,47	53	76
11		8—12	1,46	53
	58—62	1,39	58	79
	118—122	1,38	58	78
	168—172	1,42	56	78
	228—232	1,52	52	76
	278—282	1,52	49	72
	318—322	1,48	53	76
	358—362	1,48	53	76
	368—382	1,50	50	73
	398—402	1,50	50	72
	408—412	1,49	50	73
	435—437	1,51	50	73
	455—457	1,51	49	72
	12	8—12	1,48	52
38—42		1,41	58	79
48—52		1,38	59	80
56—58		1,37	61	81
60—62		1,38	60	80
68—72		1,40	59	79
77—79		1,45	55	77
88—90		1,51	51	75
105—107		1,51	50	72
118—122		1,50	50	73
135—137		1,53	48	71
148—152		1,51	48	71
164—166		1,51	51	74
173—175		1,51	50	74
14	8—12	1,48	51	73
	25—27	1,49	50	73
	35—37	1,51	50	73
	45—47	1,50	50	73
	52—54	1,39	54	73
	58—62	1,39	52	71

Таблица 9 (окончание)

№ станции	Интервал, см	Плотность влажного осадка, г/см ³	Влажность, вес. %	Пористость, об. %
14	74—76	1,42	53	72
	86—89	1,47	53	76
	98—102	1,45	54	76
	116—118	1,47	52	75
	127—131	1,45	54	76
	138—142	1,36	55	73
	152—154	1,36	55	73
	173—177	1,44	55	77
15	0—5	1,43	54	75
	8—10	1,46	50	72
	16—18	1,48	50	73
	22—23	1,48	49	71
	30—31	1,48	50	71
	36—37	1,50	50	72
	42—43	1,50	50	72
	49—51	1,46	51	73
	76—77	1,43	53	74
	89—90	1,37	57	77
	102—105	1,50	51	72
	109—110	1,46	50	70
	119—120	1,43	52	72
	129—130	1,44	51	72
	139—140	1,43	53	73
	159—160	1,38	58	78
	172—175	1,42	54	74
	199—200	1,38	56	76
	223—225	1,38	56	76
	229—230	1,48	48	69
	262—263	1,43	57	79
	278—279	1,35	58	76
319—321	1,39	56	75	
358—360	1,36	57	75	
379—380	1,38	57	76	
403—405	1,42	54	74	
419—421	1,42	53	73	
16	8—12	1,47	51	74
	25—28	1,50	50	73
	38—42	1,50	50	73
	47—50	1,49	50	72
	56—60	1,46	52	75
	74—78	1,46	57	81
	96—100	1,52	47	69
	113—118	1,40	57	77
	139—145	1,36	54	72
	169—174	1,40	57	78
	198—202	1,45	53	74
	230—233	1,34	52	67
	276—282	1,41	54	76
	17	18—22	1,50	50
38—42		1,50	50	73
65—69		1,43	55	77
93—98		1,57	46	70
134—135		1,39	58	79

уменьшается. Пористость осадка в среднем составляет 75%, а плотность 1,4—1,5 г/см³.

Проведенные газовой-геохимические исследования позволили получить значительный объем новых данных о содержании УВГ и $C_{орг}$, особенностях их распределения в донных осадках полигонов в разных литологических разностях.

Выявленные градиенты нарастания концентрации метана в колонках осадков полигонов I и III, приуроченных к глубоководной периферии пассивных окраин, по опыту ранее проведенных исследований можно отнести к категории слабо выраженных газовых потоков, не связанных с очагами нефтегазообразования. Они, видимо, отражают нарастание с глубиной биогеохимической метаногенерации или же диффузионный процесс рассеивания очага ранее образовавшихся УВГ, подобно отмеченному в Марокканской впадине [Большаков, Симоненко, 1985].

Полученные результаты о низкой плотности потоков метана свидетельствуют об уменьшении степени прогрева нижних горизонтов осадочного чехла в кайнозойе в связи с падением теплового потока — факте, характерном для недр пассивной окраины в случае, если мощность неоген-четвертичных отложений в разрезе не превышает 2—2,5 км [Троцюк, 1982]. Можно предположить, что благоприятные условия для последнего этапа эволюции нефтегазообразования могут иметь место здесь в недрах батиметрически более приподнятых частей континентального склона, где ожидаются большие мощности кайнозойских отложений.

Полученный на полигонах доминирующий уровень содержания $C_{орг}$ (0,4—0,6%) в сопоставлении с субкларком $C_{орг}$ по четвертичным осадкам океанической периферии Атлантики оказывается пониженным. Отсюда следует вывод о том, что вынос терригенного материала р. Ориноко не сказался на обогащении ОВ формирующихся осадков. Очевидно, основная разгрузка приносимого рекой терригенного материала происходит на склоне и в северном каньоне этой реки внутри площади 200-мильной экономической зоны, не охваченной исследованиями.

ГЛАВА ВТОРАЯ

БИТУМИНОЗНЫЕ КОМПОНЕНТЫ В ОРГАНИЧЕСКОМ ВЕЩЕСТВЕ ОСАДКОВ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ

Центральные области океана, значительно удаленные от континента, по условиям седиментации и физико-химической обстановки в осадках характеризуются, как правило, низкими и однообразными значениями $C_{орг}$. В связи с этим в глубоководных частях океана трудно выявить различия в распределении $C_{орг}$, обусловленные фациально-генетическими условиями накопления органического вещества. До недавнего времени казалось очевидным, что источником ОВ в осадках океана, особенно в глубоководных его частях, является биопродукция самого океана, главным образом фитопланктон. Однако результаты геохимических исследований последних лет [Galimov et al., 1982; Чернова, 1985] показали, что ареал распространения ОВ наземного происхождения значительно шире, чем предполагалось ранее. Соединения, характерные для континентальной растительности, были обнаружены на расстоянии более 1000 км от суши. Таким образом, ОВ донных осадков формируется в основном из биогенных морских организмов и компонентов наземных растений. В составе ОВ океанических районов океана, приуроченных к тропической гумидной зоне, могут находиться споры и пыльца, обладающие большой устойчивостью к бактериальному окислению. Кроме того, на состав ОВ оказы-

вает влияние не только генетический тип, но и степень преобразованности на стадиях седиментогенеза осадка. Проходя сквозь мощную водную толщу, органическое вещество пелагических организмов подвергается значительной деструкции, растворению и утилизации другими организмами. В этих условиях более значимым по вкладу может стать органическое вещество, доставляемое с суши придонными течениями, мутьевыми потоками, а также другими источниками поступления ОВ.

Целью настоящего исследования было установление источника поступления ОВ в глубоководные осадки, накапливающиеся у подножия континента Южной Америки, в краевых частях конуса выноса р. Ориноко, и в пелагические осадки внутренних районов океана, а также определение значимости каждого из перечисленных источников в составе ОВ.

Для решения поставленных задач было предпринято исследование состава и структуры битуминозной (липидной) части ОВ, представляющей собой фракцию, хорошо растворимую в органических растворителях. Битуминозные вещества являются наиболее восстановленной частью ОВ, в состав которой входят компоненты, несущие информацию об источниках поступления ОВ в осадок, и о фациальной обстановке. К ним в первую очередь следует отнести углеводороды: парафиновые, нафтеновые, ароматические.

Среди многообразных классов органических веществ современных и ископаемых осадков УВ относятся к наиболее стабильной группе соединений, которые сохранили существенные особенности своей первоначальной структуры. Большая устойчивость УВ к микробиальным процессам, и особенно к окислению, способствует почти полному сохранению и накоплению их в осадках. Количество первичных УВ в живых организмах неодинаково, что отражается на их содержании в осадках этого периода генерации. Таким образом, УВ-компоненты в современных осадках имеют в основном унаследованный от живого вещества характер. В УВ современных осадков преобладающая доля приходится на метано-нафтеновые структуры (70—90%). Количество ароматических углеводородов обычно бывает невысокое и не превышает в среднем 10% [Корчагина, Четверикова, 1980]. Низкомолекулярные ароматические углеводороды (бензол и его производные) в осадках практически отсутствуют, поэтому нахождение их в этих объектах может служить доказательством их эпигенетической природы. В молодых осадках обнаружены немногочисленные полиароматические углеводороды (ПАУ), распространение которых в различных обстановках осадконакопления характеризуется значительными вариациями [Blumer, Youngblood, 1975], т.е. появление ПАУ можно связать с генетическим типом ОВ, а именно с основными источниками его поступления. ПАУ могут быть унаследованы от ароматических систем лигнина и детрита, а также образоваться из многочисленных биогенных пигментов, остатков низших и высших растений. Особенно часто в морских осадках различного типа встречается перилен. Считается, что источником перилена являются наземные организмы [Ильина, Нечаева, 1973].

Таким образом, изучение ПАУ в современных осадках может служить дополнительным и очень ценным источником информации при уточнении генетического типа ОВ в океане.

Для исследования были взяты образцы осадков в основном со станций полигона I (ст. 3, 5—9, 22, 26) и с двух станций полигона II (ст. 28, 34).

Очень низкие количества ОВ ($C_{орг}$ не превышает 0,5%) и небольшие навески исследуемых проб (50—100 г) создавали определенные аналитические трудности при выделении битуминозных компонентов. С целью получения повышенного выхода этой фракции ОВ была использована методика, рекомендованная при исследованиях ОВ глубоководных океанических осадков [Simoneit, Burlingame, 1971; Hunt, 1974].

Методика исследования. Образцы осадков, высушенные в сушильном шкафу при T 50°C, тщательно измельчали и просеивали до величины зерен 0,25 см. Для выделения битуминозных веществ навески 100—150 г подвергали экстракции в аппаратах Сокслета смесью спирта с бензолом в отношении 1:9 [Корчагина, Четверикова, 1980; Кодина и др., 1979] в течение 48 ч. Полученные экстракты очищались от серы с помощью активированной меди [Козлова, 1961] и от солей по общепринятой методике [Корчагина, Четверикова, 1976].

Разделение битумоида на фракции осуществлялось на силикагелевой колонке (силикагель марки *L*, 100/60 меш, ЧССР). Деление проводилось на две фракции: неполярную, представленную метано-нафтеновыми УВ, и полярную, в состав которой вошли ароматические УВ и гетерополимеры (смолы и асфальтены). Индивидуальный состав парафиновых УВ метано-нафтеновой фракции был получен с помощью газово-жидкостной хроматографии с использованием капиллярной стеклянной колонки длиной 25 м, заполненной жидкой фазой SE-1 в режиме программирования температуры от 100 до 300°C со скоростью 5°/мин. Использовался хроматограф марки ТВТ (Франция), запись и расчет хроматограмм проводились на микропроцессоре СР-1 (Япония). Изучение ПАУ в осадках производилось по методике, предложенной А.Е. Гребнем [1980], базирующейся на микроаналитической технике люминесцентного анализа. Полициклические ароматические УВ на хроматографической бумаге образуют характерные пятна, различающиеся на хроматограмме положением, цветом и интенсивностью люминесценции. Измеряют высоту подъема фронта растворителя и каждой зоны и вычисляют величину r_f . Отсчет ведут от центра старта до центра каждой зоны.

$$r_f = \frac{\text{высота поднятия середины зоны}}{\text{высота поднятия фронта растворителя}}$$

По величине r_f и соответствующему цвету люминесценции данной зоны определялся индивидуальный состав ПАУ.

В современных осадках основным фактором, определяющим битуминозность осадков, как правило, является общее содержание ОВ, в соответствии с чем между битуминозностью и концентрацией $C_{орг}$ наблюдается прямая связь. Однако в пелагических осадках в результате длительных окислительных процессов, которым подвергается ОВ еще в водной толще, происходит избирательное накопление наиболее стабильной и восстановленной ее формы, какой являются битумоиды и особенно углеводороды. В этом случае содержание битумоида имеет обратную зависимость с $C_{орг}$. Подобная закономерность была обнаружена в красных глубоководных глинах [Горская, 1960; Романкевич, 1977].

Исследуемые осадки характеризуются в целом очень низкими содержаниями $C_{орг}$ (0,26—0,54%) и битуминозностью (β — содержание битумоида в расчете на $C_{орг}$). Количество битумоида в расчете на $C_{орг}$ неравномерно и колеблется в пределах 2,13—20% при моде 3,30% (табл. 10). Отдельные горизонты сильно обогащены битуминозными веществами, что является следствием их пассивного накопления, обусловленного распадом менее стойкой части ОВ. Эти осадки (ст. 3, 6, 22, 26), расположенные в основном в центральной и северной частях полигона, наименее подвержены континентальному влиянию. Практически во всех колонках наблюдается увеличение битуминозности вниз по разрезу при практически неизменном $C_{орг}$, т.е. можно сказать, что эти изменения не связаны с диагенетическими процессами.

Известно, что в пелагических осадках с их неблагоприятными условиями для бактериальной деятельности процессы биохимической трансформации развиты

Таблица 10
 Битуминологическая характеристика ОБ в образцах осадков полигонов I, II, %

№ станции	Глубина, м	Горизонт, см	C _{орг}	Содержание экстракта в осадке	Битумоидный коэффициент β	Фракционный состав		Неполярный/полярный	Содержание УВ	
						УВ	полярный		в расчете на C _{орг}	в осадке
Полигон I										
26	4500	30—37	0,35	0,009	2,57	15,89	84,11	0,19	0,41	0,0014
26	4500	150—220	0,10	0,008	8,00	10,73	89,27	0,16	0,86	0,0008
9	4300	25—40	0,36	0,011	3,06	9,57	90,43	0,14	0,29	0,0010
9	4300	150—270	0,50	0,008	1,60	39,91	60,09	0,66	0,64	0,0032
9	4300	380—390	1,87	0,051	2,73	1,38	98,62	0,01	0,04	0,0007
7	3900	40—65	0,40	0,011	2,75	16,37	83,63	0,20	0,45	0,0018
7	3900	320—330	0,40	0,020	5,00	5,69	94,04	0,06	0,30	0,0012
5	4500	35—60	0,36	0,010	2,78	16,16	83,84	0,19	0,45	0,0016
5	4500	145—270	0,30	0,007	2,33	4,83	95,17	0,05	0,11	0,0003
22	4300	21—24	0,26	0,052	20,00	20,45	79,55	0,26	3,93	0,0110
3	4600	45—130	0,45	0,016	3,56	12,48	87,52	0,14	0,44	0,0020
8	4100	36—43	0,50	0,010	2,00	30,72	69,28	0,44	0,61	0,0030
8	4100	233—236	0,54	0,013	2,41	2,22	97,78	0,02	0,05	0,0003
6	4400	35—50	0,47	0,010	2,13	22,22	77,78	0,29	0,47	0,0022
6	4400	250—255	0,45	0,043	9,56	6,88	93,12	0,07	0,65	0,0030
Полигон II										
28	4500	0—80	—	0,001	—	20,83	79,17	0,26	—	0,0002
28	4500	110—170	—	0,007	—	11,30	98,70	0,13	—	0,0008
34	4000	0—110	—	0,016	—	7,97	92,03	0,09	—	0,0013
34	4000	150—220	—	0,014	—	65,08	34,92	0,54	—	0,0091

Примечание. Анализы выполнены инженером Л.Е. Сипайло.

слабо. Косвенным подтверждением этого могут служить низкие концентрации метана, зафиксированные в пробах. В связи с этим структура битумоида практически стабилизируется в первых десятках сантиметров, поэтому наблюдаемые изменения в составе и структуре битумоида, вероятно, можно объяснить различным соотношением в составе ОВ элементов морского и наземного происхождения. Так, на ст. 9 (горизонт 380—390 см) осадок обогащен $C_{орг}$ (1,87%) и соответственно имеет высокое содержание экстракта, однако битумоидный коэффициент (β) фиксируется низкий (2,73%). Битумоид на 98,6% состоит из полярных веществ, в которых большая доля (63,5%) приходится на асфальтены (высокомолекулярные компоненты, не растворимые в гексане). Состав битумоидов напоминает таковой терригенного вещества детритной природы, весьма устойчивый к бактериальному разложению. В осадках со ст. 7, 8, расположенных в юго-западной части полигона, в составе полярных веществ 20—30% приходится на асфальтены, в составе же битумоидов, выделенных из осадков, находящихся в центральной и северной частях полигона (ст. 6, 22, 26), асфальтены отсутствуют.

Картина распределения УВ в битумоиде, органическом веществе и осадках в районе довольно пестрая. Верхний окисленный слой осадков практически во всех образцах содержал повышенные количества УВ в составе битумоидной фракции по сравнению с более глубокими горизонтами, характеризующимися восстановительными условиями, т.е. процесс образования УВ не происходит. Следует отметить, что лишь одновременное увеличение УВ в составе ОВ и осадке при прочих равных условиях может служить доказательством их новообразования, так как увеличение УВ только в составе ОВ или битумоидов происходит при избирательном их сохранении в осадке. Таким образом, отмеченная выше неравномерность в распределении УВ, так же, как и в отношении фракций, обязана прежде всего генезису ОВ.

Одним из показателей генетического типа ОВ является индивидуальный состав парафиновых и ароматических УВ.

Анализ проведенных ранее исследований по структуре *n*-алканов привел к выводу о том, что *n*-алканы низкого молекулярного веса (C_{15} — C_{24}) обязаны своим происхождением морским организмам различных таксонов [Кальвин, 1971], а высокомолекулярные нечетные *n*-алканы (C_{25} — C_{33}) связаны в основном с высшей наземной растительностью [Bray, Evans, 1961]. Следовательно, соотношение содержания групп алканов ΣC_{15} — C_{24} и ΣC_{25} — C_{33} , распределение максимумов и индекс нечетности (отношение УВ с нечетным числом атомов углерода к четным алканам) может характеризовать соотношение биогенных морских и терригенных компонентов в составе ОВ. В пробах исследуемых осадков отношение относительно низко- и высокомолекулярных парафинов колеблется от 0,21 до 7,65. Минимальное значение этого отношения (0,21) отмечено в горизонте 380—390 см (ст. 9), обогащенном, вероятно, как было отмечено выше, органическим детритным веществом. Во фракции *n*-алканов этого образца фиксируются резко выраженные максимумы в высокомолекулярной области с нечетным числом атомов углерода — 25, 27, 29, 31 и высокий коэффициент нечетности как общий (3,72), так и в высокомолекулярной области (рис. 47, табл. 11). Все это свидетельствует о высоком содержании в составе ОВ слабо преобразованных терригенных компонентов, каковыми являются детриты. В этих осадках обнаружены ПАУ с малым значением r_f 0,18 и 0,23 (вещество "Д"), молекулярная структура которых пока не установлена.

В зоне подводного каньона у континентального подножия (ст. 8, 9) накапливаются песчано-алевритовые осадки. Влияние речного стока отражается на составе ОВ этих осадков, а именно — УВ. Парафиновые УВ характеризуются повышенными значениями коэффициента нечетности, особенно в высокомолекулярной области (1,9—2,3), низким значением — отношения $\Sigma n(C_{16}$ — $C_{24})/\Sigma n(C_{25}$ — $C_{33})$,

Таблица 11
 Параметры парафиновых углеводородов

№ станции	Горизонт, см	$\Sigma n(C_{15}-C_{24})$	$\frac{\Sigma n(C_{15}-C_{24})}{\Sigma n(C_{25}-C_{35})}$	Нч/ч	Нч/ч n (C ₂₅ -C ₃₅)	$\frac{\text{изо}-C_{19}}{\text{изо}-C_{20}}$	Концентрационные максимумы (число атомов С)
Полигон I							
9	25—40	38,18	0,62	1,65	2,35	0,39	22, 23, 29, 31
9	150—270	40,95	0,69	1,21	1,92	0,63	25, 29, 31
9	380—390	17,35	0,21	3,72	5,33	0,51	25, 27, 29, 31, 33
8	36—43	40,17	0,67	1,45	2,13	0,86	16, 18, 27, 29, 31
7	40—60	71,34	2,49	1,06	1,58	—	17, 18, 19, 20, 21
7	320—330	88,44	7,65	0,88	0,61	—	16, 17, 18, 19
6	35—50	—	—	—	—	—	25, 27, 29, 31
6	250—255	—	—	—	—	—	25, 27, 29, 31
5	35—60	57,13	1,33	1,53	1,82	0,83	Нет
3	45—130	61,48	1,59	1,08	2,38	0,71	19, 27, 29, 31
26	30—37	68,17	2,14	1,03	1,80	0,95	16, 19, 27, 29, 31
26	150—220	53,26	1,14	1,61	2,12	0,65	16, 19, 27, 29, 31
Полигон II							
28	0,80	43,56	0,77	1,74	2,13	0,55	19, 29, 31
34	0,11	35,47	0,55	3,15	3,24	0,63	25, 27, 29, 31, 33
34	150—220	77,20	3,38	1,36	1,52	0,83	15, 19, 21

Примечание. Анализы выполнила З.И. Верховская; Нч/ч — коэффициент нечетности.

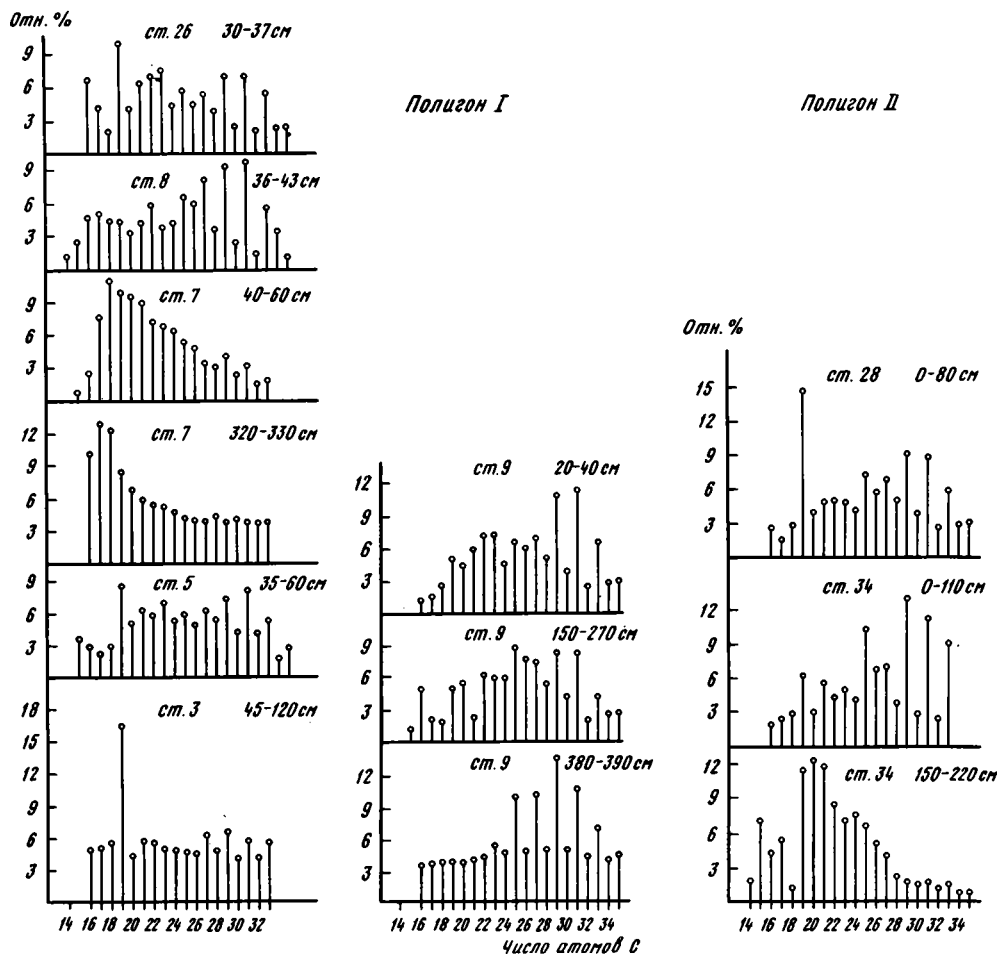


Рис. 47. Распределение n-алканов в парафино-нафтовой фракции углеводородов

и четким распределением максимумов n-алканов в области C_{27} , C_{29} , C_{31} . В составе ПАУ выделены следующие соединения: перилен, 3-, 4-бензпирен, антрацен, а также УВ с неустановленной структурой. Обнаружение ПАУ в осадках в условиях, заведомо не связанных с техногенными источниками, дает основание полагать, что формирование этих соединений может быть зависимо от участия терригенных компонентов [Гребень, 1980].

Более высокие значения отношения низкомолекулярных компонентов к высокомолекулярным (1,33—1,59) имеют глинисто-органично-карбонатные осадки (ст. 3, 5). В парафиновой фракции УВ отсутствуют четко выраженные максимумы или отмечено бимодальное распределение УВ (см. рис. 47). В составе ПАУ обнаружены в основном УВ не установленной структуры, 3-, 4-бензпирен в этих образцах не зафиксирован, а перилен встречается в отдельных образцах. Исходя из распределения n-алканов ПАУ можно предположить, что в сложении ОВ этих осадков большая доля приходится на компоненты морского генезиса. Примесь терригенного вещества весьма незначительна.

Осадки на ст. 7, расположенной в районе пристержневых валов, содержат ОВ преимущественно планктоногенного типа. На это указывает высокое содер-

жание углеводородной фракции в составе битумоида (16,0%), максимальное количество в ее составе сравнительно низкомолекулярных *n*-алканов (71,34—88,44%), высокое отношение низкомолекулярных к высокомолекулярным УВ (2,6—7,6), низкий коэффициент нечетности как общий (1,0—0,8), так и в высокомолекулярной области (1,8—0,6), и четко выраженные пики C_{17} , C_{18} , C_{19} , C_{20} (см. табл. 11, рис. 47). В составе ПАУ определены 1,12-бензперилен и нафтацен, отсутствующие в других образцах полигона I. При условиях, исключающих антропогенное загрязнение и примесь терригенных компонентов, их появление может быть связано с биохимическими процессами, происходящими в диагенезе.

К подобному же генетическому типу можно отнести и ОВ осадков дистальной части конуса выноса (ст. 26), сложенной преимущественно глинистыми с небольшой алевритовой примесью осадками. Однако несколько более высокий коэффициент нечетности, особенно в высокомолекулярной части, а также наличие характерных максимумов в высокомолекулярной области в спектре *n*-алканов может быть доказательством некоторого участия в осадках этого района ОВ наземного происхождения.

Полигон II. На этом участке работ было изучено ОВ только из осадков с двух станций (ст. 28, 34), которые сложены органогенно-карбонатно-глинистыми илами. Из исследований битуминологических свойств и характера распределения *n*-алканов в горизонтах 0—110 см следует, что осадки эти имеют примесь остатков высших растений. В составе липидов определены *n*-алканы с большим преобладанием нечетных гомологов и с абсолютными максимумами C_{19} , C_{27} , C_{29} , C_{31} , C_{33} .

В горизонте 150—220 см на ст. 34 распределение *n*-алканов значительно смещено в область низкомолекулярную (см. рис. 47), с максимумами 19, 20, 21, отношение низкокипящих к высококипящим повышенное (3,38).

Все это приводит к заключению об отсутствии признаков терригенной органики в этих образцах, что подтверждается данными литологических исследований, на основании которых на общем фоне органогенно-карбонатно-глинистых илов были выделены прослои карбонатного турбидита, сложенного фораминиферами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексный региональный подход в исследованиях Мирового океана позволяет провести глобальную корреляцию процессов эволюции земной коры в океанах и на континентах, локализацию месторождений полезных ископаемых в пределах континентальных и океанических блоков, что является основной задачей проектов "Седимент" и "Акванефть".

2-й рейс НИС "Академик Николай Страхов" был одним из первых рейсов, в задачу которых входило всестороннее изучение геологических и геохимических процессов в пределах пассивных окраин удаленных друг от друга различных районов Центральной Атлантики: области дистальных частей конуса выноса терригенного материала крупных рек гвианского побережья Южной Америки и участка пассивной окраины Африканского континента с минимальным выносом терригенного материала.

Обработка материалов, полученных в рейсе, позволила сравнить историю осадконакопления трех различных участков Атлантического океана, отличающихся характером современного и позднекайнозойского развития. Для южноамериканского участка характерно наличие интенсивного выноса терригенного материала крупными реками с формированием обширного конуса выноса. На африканском участке пассивной окраины отсутствуют мощные терригенные толщи, сносимые в позднекайнозойское время с континента. Для третьего изученного участка характерно главным образом пелагическое осадконакопление срединного океанического хребта.

Южноамериканский участок, изученный во 2-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов", приурочен к дистальной части конуса выноса рек Ориноко, Корантейн и Эссекибо. Здесь залегает мощная толща терригенных отложений, образующих клинья и линзы различной мощности и протяженности. Литологическое исследование состава и строения самых верхних слоев осадочного чехла позволило выделить главные фациальные генетические типы осадков каньонов, прирусловых валов, русел с интенсивной динамикой потока и удаленных от динамически активных потоков. На изученном участке дна океана происходит постепенная смена осадков, образующихся при активном терригенном сносе, осадками спокойных зон пелагической седиментации, для которых характерно параллельно-слоистое залегание. По выклиниванию и исчезновению клиноформных тел намечается край распространения самого молодого конуса выноса, который имеет меньшую площадь, чем более древние отложения. Сейсмогеологический анализ временных разрезов показал в строении конуса выноса два типа клиноформ, которые формировались за счет периодического выноса обломочного материала с Южно-Американского материка. Характер распространения клиноформ на площади указывает на существование трех терригенных потоков, которые практически одновременно выносили материал с материка. Эти потоки являются подводными продолжениями крупных рек Южной Америки, которые формируют свой собственный конус выноса.

Характерные признаки строения осадочных толщ изученного района указывают на то, что он располагается в дистальных частях конуса выноса. Только южная краевая область отвечает средней части конуса выноса, где распространены глубокие каньоны и практически отсутствует осадконакопление.

Зоне океанической седиментации отвечают северо-восточные участки полигона, где распространены параллельно-слоистые комплексы.

Период накопления верхнего комплекса осадочного чехла отвечает стабильному этапу развития пассивной окраины, в течение которого шла аккумуляция терригенных и пелагических осадков.

В нижнем комплексе выделяются два структурных прогиба, разделенных приподнятой зоной, в пределах которой осадочные толщи деформированы,

нарушены разломами. Деформации этих пород произошли до начала формирования верхнего комплекса; это, вероятно, связано с тектоническими событиями на Барбадосском подводном хребте (рубеж неогена и антропогена), а образование Центрального поднятия — с процессами аргиллокинеза.

Геоморфологические исследования установили три типа рельефа (континентальный склон, абиссальная равнина и эрозионно-аккумулятивная зона, переходная между двумя первыми), которые образовались в процессе развития впадины Атлантического океана. Эрозионно-аккумулятивный тип рельефа сформировался при взаимосвязи поверхностных процессов, происходящих на континентальном склоне и абиссальной равнине. Особенности тектонического строения Гвианского побережья Южной Америки определили образование трехлопастной системы конуса выноса в пределах третьей переходной зоны этой части дна Атлантического океана.

Сейсмические исследования на африканской пассивной окраине установили относительно мощный осадочный чехол, максимальная мощность которого достигает 1700 м. Он состоит из нескольких сейсмических комплексов, структурный план которых отличается друг от друга. Анализ строения осадочного чехла показал, что он формировался в два этапа. На первом этапе поступавшие с Африканского материка осадки компенсировали погруженный тектонический рельеф фундамента. На втором — терригенный материал закономерно распределялся по площади, постепенно утоняясь в сторону океана, и формировал аккумулятивные клиноформы. Осложнял общую картину осадконакопления существовавший там подводный вулкан, склоны которого разрушались, и обломочный материал накапливался у его подножия. Литологические исследования этого участка Центральной Атлантики показали, что здесь в условиях глубоководной седиментации накапливались органогенно-карбонатные осадки. Периодические среди органогенной составляющей появлялись глинистые осадки, а также турбидитовые потоки органогенно-карбонатного с примесью терригенного материала.

Обработка данных о строении осадочного чехла, распространенного на Срединно-Атлантическом хребте, дала возможность построить предполагаемую картину эволюции хребта на кайнозойском этапе развития и выяснить соотношение роли вертикальных и горизонтальных тектонических движений, создавших хребет как современную морфоструктуру.

Газово-геохимические исследования показали пониженное содержание S_{org} в голоценовых осадках исследованных районов периферии Атлантического океана.

Выявленные градиенты нарастания концентрации метана в колонках осадков глубоководной периферии пассивных окраин Атлантики относятся к категории слабо выраженных газовых потоков, не связанных с очагами нефтегазообразования. Они, видимо, отражают нарастание с глубиной биогеохимической метангенерации или же процесс рассеивания ранее образованного очага углеводородов. Полученные результаты о низкой плотности потоков метана свидетельствуют об уменьшении степени прогрева нижних горизонтов осадочного чехла в кайнозое в связи с падением теплового потока. Можно предположить, что благоприятные условия для последнего этапа эволюции нефтегазообразования могут иметь место в наиболее приподнятых частях континентального склона, где мощность кайнозойских отложений значительно больше.

Исследование характера распределения битуминозных компонентов, его состава и структуры, особенно *n*-алканов и ПАУ, показало, что органическое вещество исследуемого района формируется в основном под влиянием двух факторов: за счет поступления терригенного материала с суши и аквагенного. Значимость каждого источника в различных участках этого района неодинакова. Наибольшая примесь терригенных компонентов обнаружена в юго-западной и центральной частях полигона. По направлению с юга на север в составе ОВ увеличивается доля компонентов морского генезиса.

Примесь элементов наземной растительности была зафиксирована в некоторых горизонтах собственно пелагических осадков. Источником этих компонентов мог быть восковой материал, переносимый с континента в виде золотой взвеси.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипов М.П.* Стрoение аккреционной призмы Мало-Антильской островной дуги // Стрoение сейсмофокальных зон Земли. М.: Наука, 1987. С. 68—81.
- Басенцян Ш.А., Козан Л.И., Свистунов Ю.И.* и др. Тектоника зоны сочленения Мало-Антильской островной дуги и ложа Атлантического океана по сейсмическим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 37, вып. 4. С. 40—54.
- Большаков А.М., Егоров А.В.* Применение методики фазово-равновесной дегазации при газометрических исследованиях в акваториях. М., 1985. 10 с. Деп. в ВИНТИ, 10.02.85, N 4113—85.
- Большаков А.М., Симоненко Л.А.* Углеводородные газы осадков Марокканской впадины // Океанология. 1985. Т. 25, вып. 3. С. 489—510.
- Генетические предпосылки нефтегазоносности Мирового океана / Под ред. А.А. Геодекяна. М.: ИОАН, 1978. 170 с.
- Геодекян А.А., Троцюк В.Я., Берлин Ю.М., Пиляк В.Л.* Генетические закономерности нефтегазоносности акваторий. М.: Недра, 1980. 270 с.
- Геодекян А.А., Троцюк В.Я., Берлин Ю.М.* и др. Нефтегазогенетические исследования Болгарского шельфа Черного моря. София: БАН, 1984. 290 с.
- Горская А.И.* Битумообразование в четвертичных осадках и генезис нефти. М.: Гостоптехиздат, 1960. 96 с.
- Гребень А.Е.* Геохимическая история полициклических аренов в процессах fossilization и нефтеобразования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1980. 24 с.
- Губельд И.Л.* Механизм горизонтального движения литосферы // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, N 2. С. 310—312.
- Емельянов Е.М.* Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 200 с.
- Ильина А.А., Нечаева О.Л.* Распределение ароматических полициклических углеводородов в органическом веществе Майкопских отложений Предкавказья // Тр. ВНИГНИ. 1973. Вып. 139. С. 44—60.
- Кальвин М.* Химическая эволюция. М.: Мир, 1971. 235 с.
- Кодина Л.А., Генералова В.Н., Богачева М.П.* Компонентный состав битумоида отложений Марокканской впадины Атлантического океана // Геохимия. 1979. N 1. С. 127—137.
- Козлова Л.Е.* К методике удаления элементарной серы из экстрактов битуминозных веществ // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 174: Геохимический сб. N 7. С. 174—177.
- Корчагина Ю.И., Четверикова О.П.* Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. М.: Недра, 1976. С. 227.
- Корчагина Ю.И., Четверикова О.П.* Методы интерпретации аналитических данных о составе рассеянного органического вещества. Л.: Наука, 1980. 225 с.
- Лавров В.М.* Структура и тектоническое развитие Срединно-Атлантического хребта // Геология морей и океанов. М.: Наука, 1977. Вып. 3: I Съезд советских океанологов. С. 25—28.
- Литвин В.М.* Структурно-морфологическое районирование дна Атлантического океана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. N 8. С. 17—25.
- Пейве А.В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1975. N 5. С. 3—17.
- Проблемы литологии Мирового океана. М.: Наука, 1982. 188 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 374).
- Пуцаровский Ю.М.* Проблемы тектоники океанов // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 123—175.
- Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества океана. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Троцюк В.Я.* Прогноз нефтегазоносности акваторий. М.: Недра, 1982. 200 с.
- Удинцев Г.Б., Литвин В.М., Марова Н.А.* и др. Новые данные о морфоструктуре Центральной части Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1977. Т. 17, вып. 5. С. 829—843.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. М.: Наука, 1971. 548 с.
- Циклическая событийная седиментация. М.: Мир, 1985. 502 с.
- Чернова Т.Г.* О составе липидов в осадках Императорского разлома // Океанология. 1985. Т. 25, вып. 4. С. 610—615.
- Andel van T.H., Bowin C.O.* Mid-Atlantic Ridge between 22°N and 23°N and the tectonics of Mid-Ocean Rises // Geophys. Res. 1968. Vol. 73, N 4. P. 1268—1299.
- Andel van T.H., Komar P.D.* Ponded sediments of the Mid-Atlantic Ridge between 22° North

- Latitude // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 80, N 7. P. 1163—1190.
- Biji-Duval B., Le Anellec, P., Mascle A.* et al. Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigations on the Barbados Ridge Complex (Eastern Caribbean): A key to the knowledge and interpretation of an accretionary wedge // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 82, N 1/3. P. 275—304.
- Biji-Duval B., Moore S.C.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1985. Vol. 78A.
- Blumer M., Youngblood W.W.* Polycyclic aromatic hydrocarbons in soils and recent sediments // *Science*. 1975. Vol. 188, N 4183. 420 p.
- Bonatti E., Chermak A.* Formerly emerging crustal blocks in the equatorial Atlantic // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 72, N 1/4. P. 85—100.
- Bonatti E., Crane K.* Anomaleously old uplifted crust near oceanic transforms: Result of oscillatory spreading // *Nature*. 1982. Vol. 300. P. 343—345.
- Bonatti E., Sartori R., Boersma A.* Vertical crustal movements at the Vema fracture zone in the Atlantic: evidence from dredged limestones // *Tectonophysics*. 1983. Vol. 91, N 3/4. P. 213—232.
- Bray E.E., Evans E.D.* Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1961. Vol. 22, N 1. P. 2—15.
- Delany A.C.* et al. Airborne dust collected at Barbados // *Geochim. et cosmochim. Acta*. 1967. Vol. 31. P. 885—905.
- Droz L., Bellaiche C.* Rhone deep sea fan: morphostructure and growth pattern // *AAPG Bulletin*. 1985. Vol. 69, N 1. P. 460—479.
- Emery K.O., Rittenberg S.C.* Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil // *AAPG Bulletin*. 1952. Vol. 36, N 5. P. 72—76.
- Galimov E.M., Kodina L.A., Bogacheva M.P., Shirinsky V.G.* Organic geochemical studies of samples from deep sea drilling project leg 64 gulf of California // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1982. Vol. 64. P. 615—812.
- Hunt J.M.* Hydrocarbon and kerogen studies on Red sea and Gulf of Aden cores // *Ibid*. 1974. Vol. 24. P. 1165—1180.
- Jansa L.F., Wiedmann J.* Mesozoic-Cenozoic development of the Eastern North American and Northwest African continental margins: A comparison // *Geology of the Northwest African continental margin*. 1982. P. 215—269.
- Lancelot Y., Sribold E.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1977. Vol. 41. 1259 p.
- Marks N.S.* Sedimentation on new ocean crust the Mid-Atlantic Ridge at 37°N // *Mar. Geol.* 1981. Vol. 43, N 1/2. P. 65—82.
- Melson W.G., Rabinowitz P.D.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1978. Vol. 45.
- Moore J.C.* et al. Offscraping and underthrusting of sediment at the deformation front of the Barbados Ridge: DSDP, leg 78 A // *Bull Geol. Soc. Amer.* 1983. Vol. 93. P. 1065—1077.
- Parsons B., Sclater J.G.* An analysis of the variation of ocean flow with age // *Geophys. Res.* 1977. Vol. 82, N 5. P. 803—827.
- Rabinowitz P.D., Heirtzler-Aitren T.D., Purdy G.M.* Underway geophysical measurements: Glomar Challenger legs 45 and 46 // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1978. Vol. 45. P. 55—118.
- Saunders J.B.* The development of the Caribbean with special reference to the southern northern margin and Venezuela basin // *Geology of the Alpine chains born of Tethys: IGG Proceedings*. P., 1980. P. 237—243.
- Simoneit B.R.* Sediment lipids — search for eolian organic matter in recent samples and examination of a black shale // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1978. Vol. 41. P. 420—427.
- Simoneit B.R., Burlingame A.L.* Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1971. Vol. 7. 889 p.
- Simoneit B.R., Chester R., Eglinton G.* Biogenic lipids in particulates from lower atmosphere over the eastern Atlantic // *Nature*. 1977. Vol. 267, N 5613. P. 682—683.
- Speed R.C.* Cenozoic collision of the Lesser Antilles Arc and continental South America and the origin of the EL Pilar fault // *Tectonics*. 1985. Vol. 4, N 1. P. 41—69.
- Torrini N. (Jr.), Speed R.C., Mattioli G.S.* Tectonic relationships between forearc — basin strata and the accretionary complex at Bath, Barbados // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985. Vol. 96, N 7. P. 861—874.
- Vine F.J.* Spreading of the ocean floor: New evidence // *Science*. 1966. Vol. 154. P. 1405—1415.
- Westbrook G.K., Smith M.J.* Long decollements and mud volcanoes: Evidence from Barbados Ridge Complex for the role of high pore fluid pressure in the development of an accretionary complex // *Geology*. 1983. Vol. 11, N 5. P. 279—283.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (М.П. Антипов, В.В. Еремеев, С.М. Жарков).....	3
---	---

ЧАСТЬ I СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ГВИАНСКОЙ КОТЛОВИНЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Глава первая. Геолого-тектоническое положение района полигона I (М.П. Антипов, С.М. Жарков, В.Я. Коженев, В.В. Еремеев, С.П. Сизачев)	5
Глава вторая. Особенности строения подводного рельефа у гвианского побережья Южной Америки (И.И. Поспелов, И.М. Гостинопольская)	12
Глава третья. Сейсмостратиграфические исследования на полигоне I (М.П. Антипов, В.Я. Коженев, С.М. Жарков, В.А. Горчилин)	16
Глава четвертая. Фации современных осадков и особенности седиментации у подножия континентального склона (В.В. Еремеев)	46

ЧАСТЬ II СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПОДНОЖИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АФРИКИ (полигон III)

Глава первая. Геолого-тектоническое положение района полигона III (М.П. Антипов, В.В. Еремеев)	69
Глава вторая. Сейсмостратиграфические исследования (М.П. Антипов, В.Я. Коженев, С.М. Жарков, В.А. Горчилин)	72
Глава третья. Геологические исследования подводной горы в пределах полигона III (М.П. Антипов, В.В. Еремеев)	82
Глава четвертая. Литология верхней части осадочного чехла (В.В. Еремеев)	92

ЧАСТЬ III СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА АТЛАНТИКИ В РАЙОНЕ РАЗЛОМА ЗЕЛЕННОГО МЫСА

(М.П. Антипов, В.В. Еремеев, С.М. Жарков)	95
---	----

ЧАСТЬ IV ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДКОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

Глава первая. Газово-геохимические исследования на полигонах тропической Атлантики во 2-м рейсе "НИС "Академик Николай Страхов" (В.Я. Троцюк, А.М. Большаков, А.В. Егоров, Ю.М. Берлин, М.М. Марина)	111
Глава вторая. Битуминозные компоненты в органическом веществе осадков тропической Атлантики (Т.Г. Чернова)	131
Заключение (М.П. Антипов, В.В. Еремеев, С.М. Жарков)	139
Литература	141

CONTENTS

Introduction (M.P. Antipov, V.V. Eremeev, S.M. Zharkov)	3
---	---

PART I STRUCTURE OF SEDIMENTARY COVER IN THE WESTERN PART OF GUIANA BASIN (ATLANTIC OCEAN)

Chapter one. Geology and tectonics of the Polygone I (M.P. Antipov, S.M. Zharkov, V.J. Kozhenov, V.V. Eremeev, S.P. Sigachev)	5
Chapter two. Principal features of the bottom relief off Guiana coast of the South America	

<i>(I.I. Pospelov, I.M. Gostinopolskaya)</i>	12
Chapter three. Seismic stratigraphy investigations on the Polygone I (<i>M.P. Antipov, V.J. Kozhenov, S.M. Zharkov, V.A. Gorchilin</i>).....	16
Chapter four. Facies of recent sediments and the specifity of sedimentation in the continental slope (<i>V.V. Ereemeev</i>)	40

PART II

STRUCTURE OF SEDIMENTARY COVER IN THE WESTERN PART
OF NORTH-WEST AFRICAN CONTINENTAL SLOPE
(Polygone III)

Chapter one. Geology and tectonics of the Polygone III (<i>M.P. Antipov, V.V. Ereemeev</i>)	69
Chapter two. Seismic stratigraphy investigations (<i>M.P. Antipov, V.J. Kozhenov, S.M. Zharkov, V.A. Gorchilin</i>).....	72
Chapter three. Geological investigations of sea mount in the Polygone III (<i>M.P. Antipov, V.V. Ereemeev</i>)	82
Chapter four. Lithology of the upper part of the sedimentary cover (<i>V.V. Ereemeev</i>)	92

PART III

STRUCTURE OF SEDIMENTARY COVER IN THE CENTRAL ATLANTIC
IN THE REGION OF THE GREEN ISLEND

<i>(M.P. Antipov, V.V. Ereemeev, S.M. Zharkov)</i>	95
--	----

PART IV

GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS OF THE SEDIMENTS
IN CENTRAL ATLANTIC

Chapter one. Hydrocarbon and geochemical investigations in the tropical Polygons in 2-nd cruise of r/v "Akademik Nikolai Strakhov" (<i>V.J. Troitsuk, A.M. Bolschakov, A.V. Egorov, J.M. Berlin, M.M. Marina</i>).....	111
Chapter two. Bituminous component in organic matter of the Tropic Atlantic sediments (<i>T.G. Chernova</i>)	131
Conclusion (<i>M.P. Antipov, V.V. Ereemeev, S.M. Zharkov</i>)	139
References	142

Научное издание

Антипов Михаил Петрович,
Еремеев Владислав Васильевич,
Жарков Сергей Михайлович и др.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

Труды, вып. 449

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор И.И. Джмоева. Корректор Г.В. Дубовицкая

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ N 46927

Подписано к печати 18.05.90. Формат 70×100^{1/16}
Бумага офсетная N 1. Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 11.7+1,6 вкл. Усл. кр.-отт. 13,6. Уч.-изд. л. 14,3
Тираж 600 экз. Тип. зак. 331. Цена 2 р. 90 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 p. 90 к.

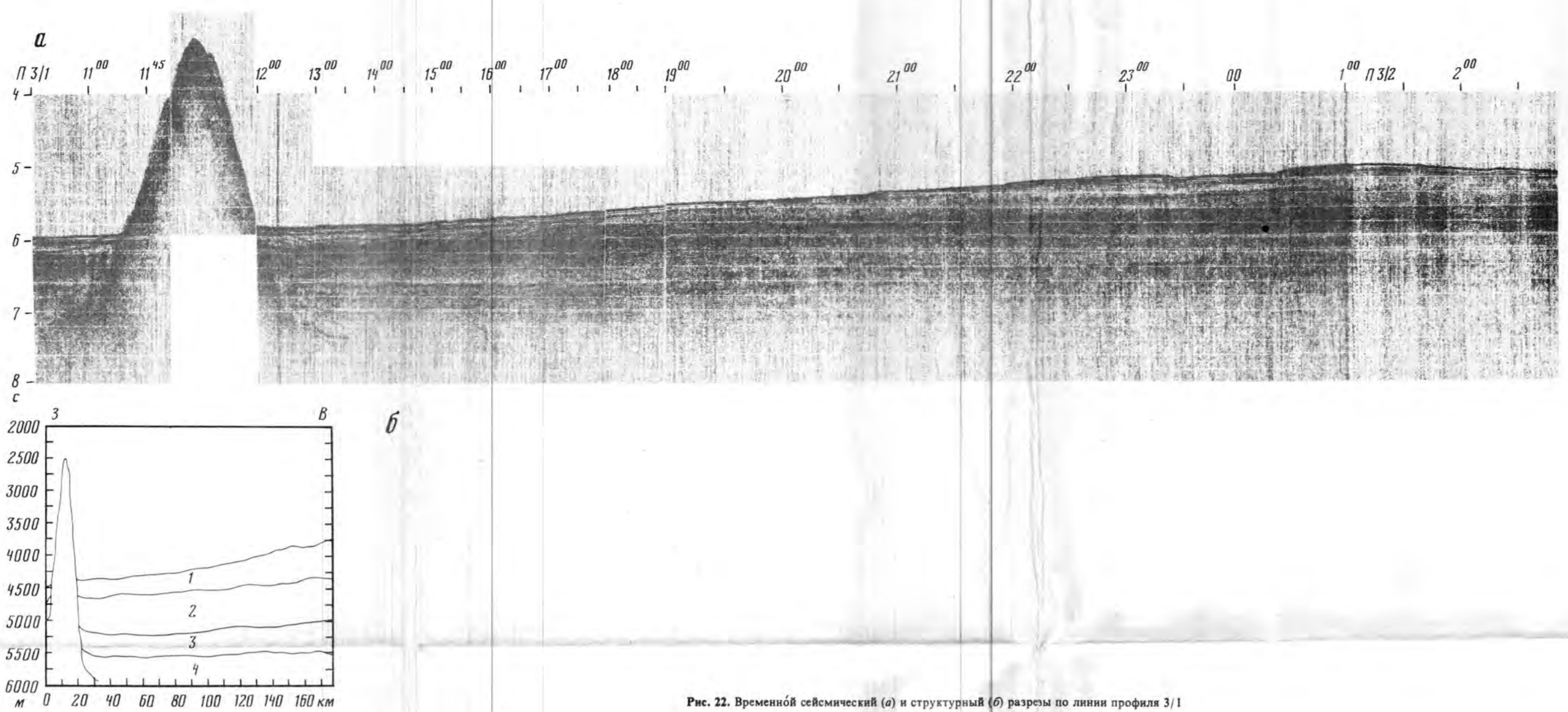


Рис. 22. Временной сейсмический (а) и структурный (б) разрезы по линии профиля 3/1

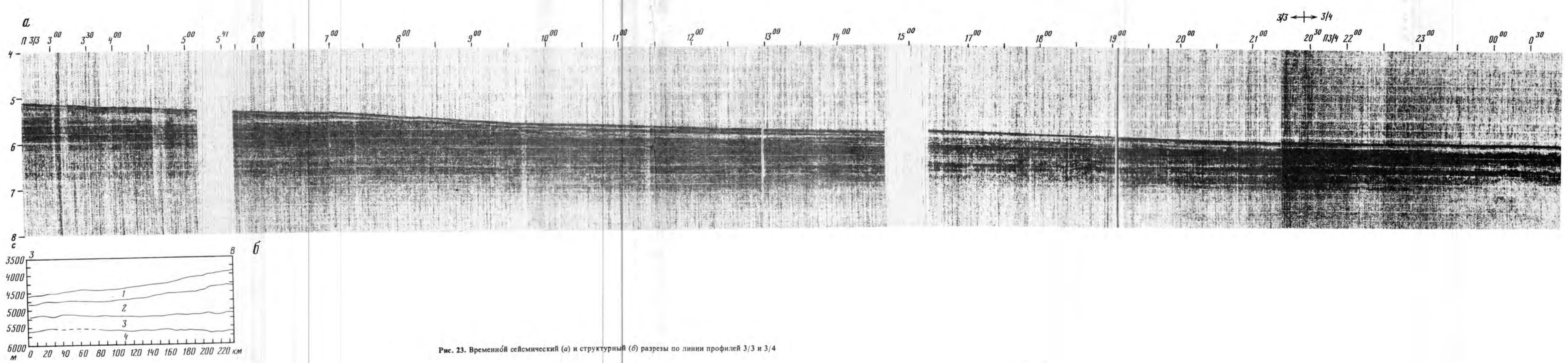


Рис. 23. Временной сейсмический (а) и структурный (б) разрезы по линии профилей 3/3 и 3/4

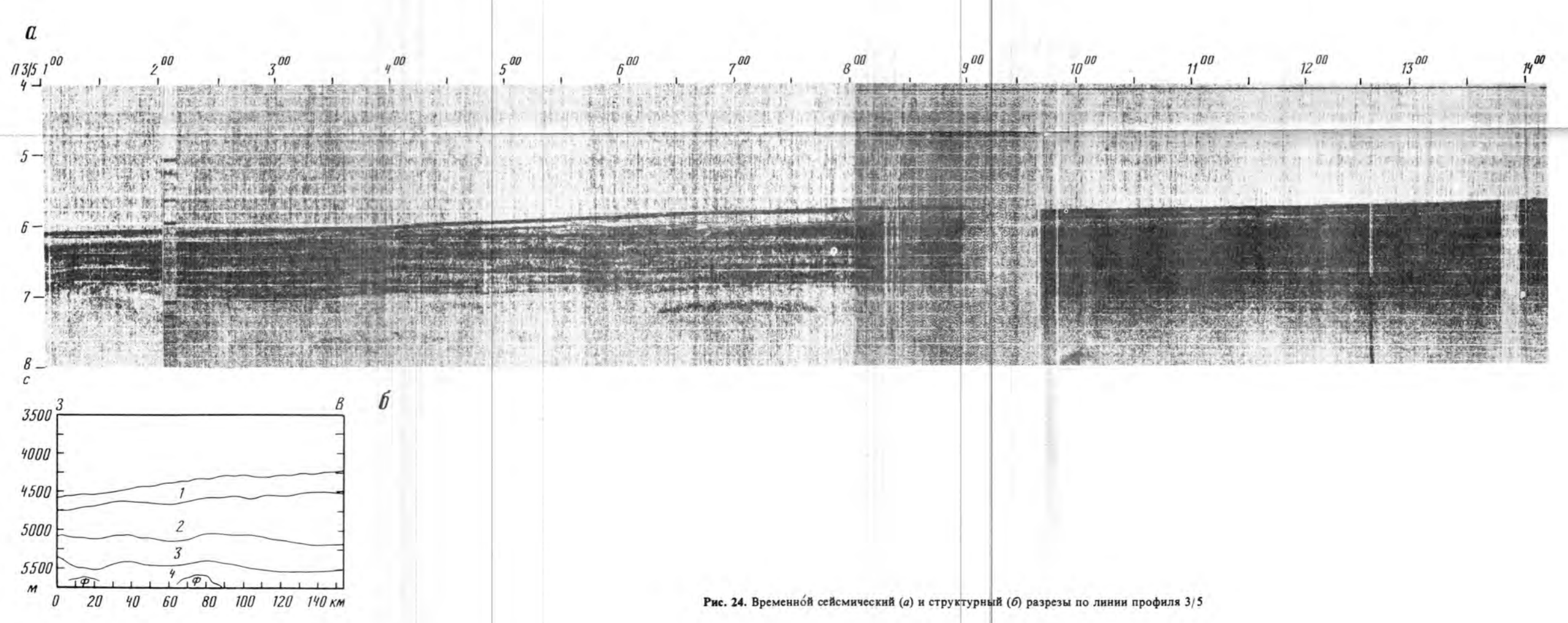


Рис. 24. Временной сейсмический (а) и структурный (б) разрезы по линии профиля 3/5

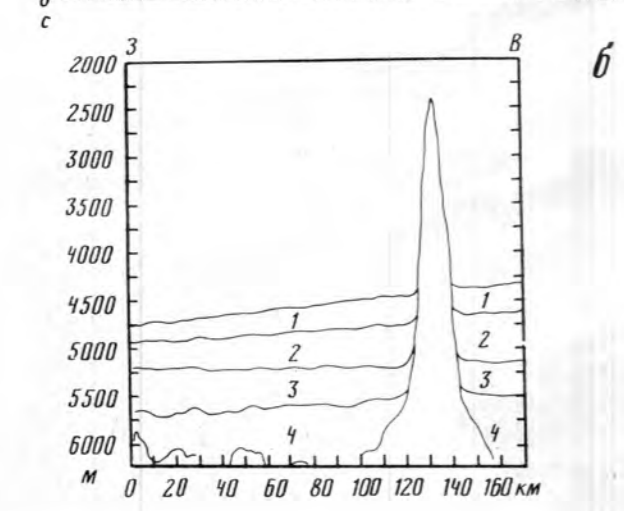
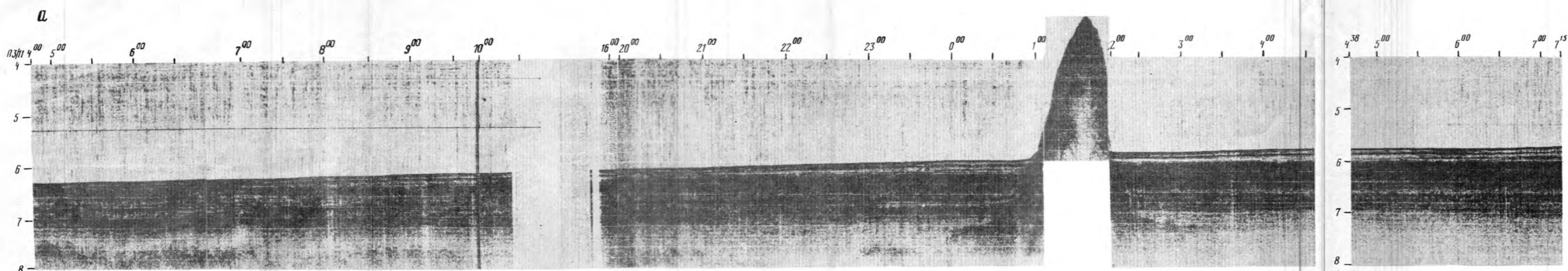


Рис. 27. Временной сейсмический (а) и структурный (б) разрезы по линии профиля 3/11

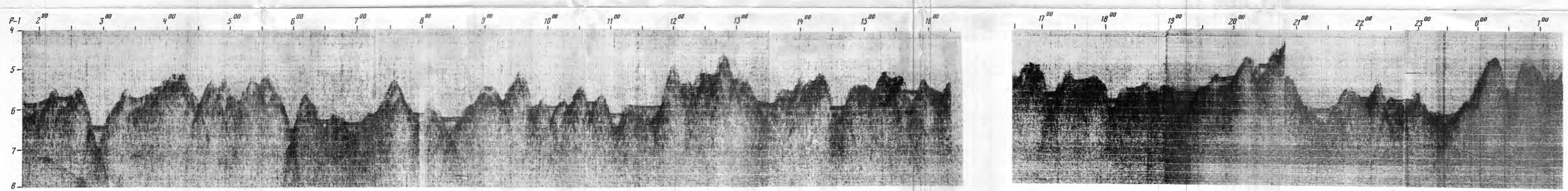


Рис. 35. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю А (Р-1), показывающий характер залегания осадочного чехла в пределах Срединно-Атлантического хребта

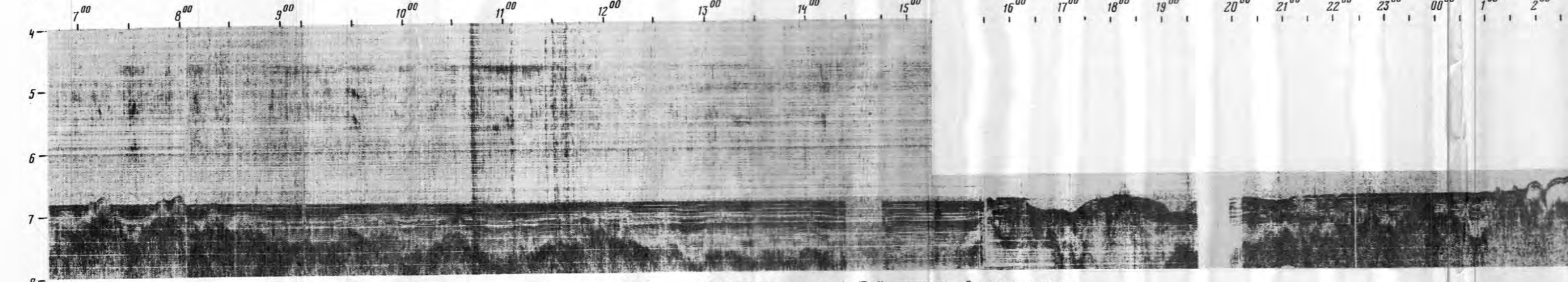
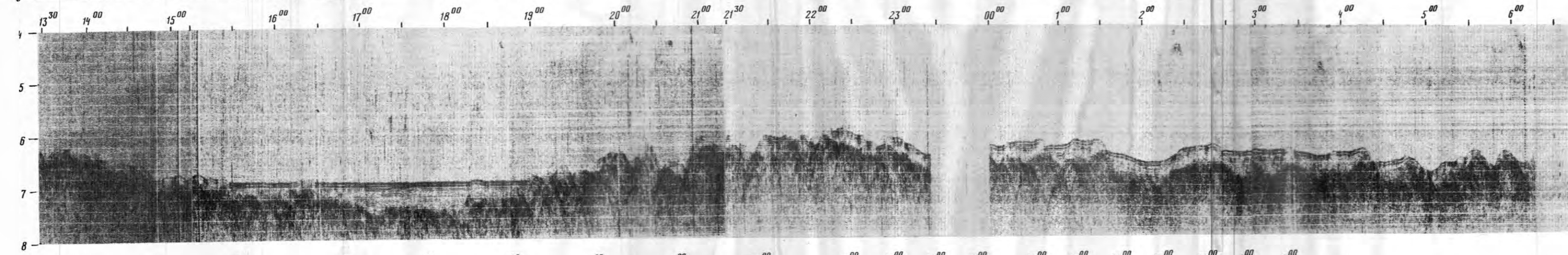
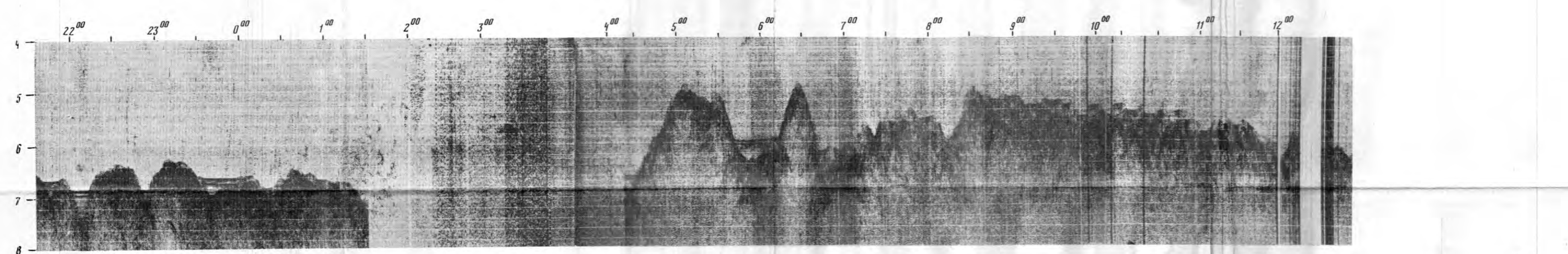


Рис. 38. Фрагмент временного сейсмического разреза А (Р-1), показывающий условия залегания поверхности фундамента и слоев осадочного чехла в зоне деформаций