

61: 85-4/61-4

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

На правах рукописи

МИЛАНОВСКИЙ ВЛАДИМИР ЕВГЕНЬЕВИЧ

СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

(04.00.10 → геология океанов и морей)

26.12.84

52к/85

РЕШИЛА

Ю. П. НЕПРОЧНОВ

АКАДЕМИИ НАУК СССР

Д и с с е р т а ц и я

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

доктор физико-математических наук, профессор

Ю. П. НЕПРОЧНОВ

кандидат технических наук

Л. Р. МЕРКУЛИН

Москва 1984

С о д е р ж а н и е

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА I. Геолого-геофизическая изученность и обзор представлений о тектонике и истории разви- тия Восточно-Индийского хребта	9
§ 1. Рельеф дна	9
§ 2. Сейсмические и сейсмологические исследования	13
§ 3. Геомагнитное поле	19
§ 4. Поле силы тяжести	21
§ 5. Тепловой поток	22
§ 6. Глубоководное бурение и драгировки . .	22
§ 7. Основные представления о тектонике и геологической истории Восточно-Индийс- кого хребта	25
ГЛАВА II. Методика непрерывного сейсмического профили- рования	35
ГЛАВА III. Строение осадочной толщи	40
§ 1. Южный сегмент	43
§ 2. Центральный сегмент	49
§ 3. Северный сегмент	94
§ 4. Заключение	115
ГЛАВА IV. Тектоника	120
§ 1. Южный сегмент	122
§ 2. Центральный сегмент	125
Поднятие Восточно-Индийского хребта .	126
Восточно-Индийский желоб	136

	Стр.
Внешний вал Восточно-Индийского желоба	138
Поднятие плато Осборн	139
§ 3. Северный сегмент	140
§ 4. Заключение	147
ГЛАВА У. Геологическая история	149
§ I. I этап (поздняя юра – поздний мел)	149
§ 2. II этап (поздний мел – средний эоцен)	152
§ 3. III этап (средний эоцен – антропоген)	159
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	162
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	165

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность проблемы. Последние 10–15 лет пристальное внимание исследователей привлекает Восточно-Индийский хребет – одно из крупнейших линейных поднятий в рельефе дна Мирового океана, традиционно относимое к категории так называемых глыбовых, или асейсмичных хребтов. Протягиваясь более чем на 5 тыс. км вдоль 90° в.д., Восточно-Индийский хребет занимает ключевое положение в структуре северо-восточной части Индийского океана, по существу связывая подножие Австрало-Антарктического срединного хребта с континентальной окраиной Южной Азии в районе Бенгальского залива. Выяснение структуры хребта и восстановление его тектонической истории имеет исключительно важное значение как для понимания строения и мезо-кайнозойской истории Индийского океана, так и для решения проблемы происхождения асейсмичных хребтов вообще.

К настоящему времени создан ряд различных моделей происхождения и геологического развития Восточно-Индийского хребта, каждая из которых базируется, как правило, на данных, полученных в результате применения какого-либо одного конкретного метода исследований (геомагнитного, гравиметрического, палинологического, изучения коренных пород), причём часто эти исследования проводились не на самом хребте, а в прилегающих к нему районах. Все эти модели, наряду с определёнными достоинствами, страдают односторонностью и, зачастую, противоречат друг другу. Появление в последние годы большого объёма материалов непрерыв-

ного сейсмического профилирования (НСП) дало возможность впервые установить тектоническую структуру хребта, выявить внутреннее строение осадочной толщи и позволило выдвинуть задачу комплексной интерпретации этих материалов совместно с данными других геофизических исследований, драгировок и бурения и, на основе совместного анализа всех имеющихся данных, попытаться восстановить современную тектоническую структуру и главные этапы геологического развития хребта.

Цель работы — расшифровка внутреннего строения осадочной толщи и тектонической структуры Восточно-Индийского хребта и выяснение его геологической истории начиная с мезозоя.

Фактическая основа работы. В основу работы положены результаты проведённой автором обработки и интерпретации материалов НСП, полученных в 1976–1981 гг. на Восточно-Индийском хребте и в прилегающих районах Индийского океана в 58-м рейсе нис "Витязь", 25-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" и 32-м рейсе нис "Академик Курчатов" общим объёмом свыше 15 тыс. миль профилей. Автор принимал непосредственное участие в работе отряда непрерывного сейсмического профилирования в двух последних экспедициях. Автором также были использованы материалы глубоководного бурения 22-го и 26-го рейсов б/с "Гломар Челленджер", во время которых в зоне Восточно-Индийского хребта было пройдено 9 скважин. Кроме того привлечены обширные отечественные и зарубежные опубликованные данные геолого-геофизических исследований в северо-восточной части Индийского океана.

Методы исследования. Для решения поставленной задачи была проведена интерпретация данных НСП, заключающаяся в анализе волновой картины и выделении на профилограммах НСП характерных отражающих границ, разделяющих главные осадочные слои, выявлении особенностей залегания этих слоёв (несогласия, характер взаимоотношений с фундаментом, изменения мощностей). По профилям НСП строились временные и глубинные сейсмические разрезы, которые сопоставлялись с данными глубоководного бурения. Большое внимание уделялось выделению тектонических нарушений и определению их структурных параметров. По участкам площадных исследований строились новые и уточнялись существующие карты мощности осадочной толщи, рельефа фундамента, структурные и тектонические схемы.

Λ Научная новизна. Проведён сейсмостратиграфический анализ строения осадочной толщи Восточно-Индийского хребта, в результате которого выделены и прокоррелированы единые для всего хребта две основные отражающие границы в отложениях нижнего-среднего эоцена и среднего-верхнего миоцена и имеющие аналоги в прилегающих к хребту Центральной и Кокосовой котловинах. Установлено существование многочисленных рассекающих хребет разломов северо-восточного простирания, заложившихся в раннем палеоцене. Показан наложенный характер Восточно-Индийского желоба по отношению к ранее возникшей структуре хребта и его грабенообразная природа и высказано предположение, что располагающийся к востоку от желоба внешний вал представляет собой реликт восточного подножья Восточно-Индийского хребта. Построена схема тектоники северо-востока Индийского океана. Уточнены основные этапы геологической истории Восточно-Индийского хребта

в мелу — кайнозой. В работе развивается представление о вулканотектонической природе Восточно-Индийского хребта и его возникновении в результате мощных базальтовых извержений, происходивших в линейной зоне разломов океанского дна в течение сенона—среднего эоцена.

Практическая ценность. Новые данные о строении осадочной толщи, тектонике и истории развития Восточно-Индийского хребта важны для сейсмостратиграфического анализа строения осадочной толщи Индийского океана, его тектонического районирования и восстановления геологической истории, для оценки масштабов, скорости и времени проявления спрединга в Срединно-Индоокеанских хребтах в мелу—кайнозой. Эти данные также могут быть использованы при поисках и оценке запасов нефтяных и газовых месторождений в Бенгальском заливе и северной части Центральной котловины и месторождений железо-марганцевых конкреций в Центральной и Западно-Австралийской котловинах.

Апробация работы. Результаты исследований докладывались на заседаниях коллоквиума Лаборатории сейсмических исследований ИОАН СССР, заседаниях РГ "Тектоника", РГ "Сейсмика и комплексная геофизика", Секции геологии, геофизики и геохимии Комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана (февраль, 1981), Секции геологии Московского общества испытателей природы (октябрь, 1983), У Всесоюзной школе морской геологии (Геленджик, апрель, 1982), II съезде советских океанологов (Ялта, декабрь, 1982). Работа в целом рассматривалась на заседании совместного коллоквиума Лаборатории сейсмических исследований и Отдела тектоники литосферных плит ИОАН СССР (июнь, 1983).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 9 работ.

Объём и структура работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав и заключения, общим объёмом 116 страниц машинописного текста и содержит 54 рисунка. Список литературы включает 96 наименований, в том числе иностранных 51.

В главе I проводится обзор геолого-геофизической изученности и представлений о тектонике и истории развития Восточно-Индийского хребта. В главе II рассмотрена методика получения и интерпретации данных НСП. В главе III приводятся результаты интерпретации данных НСП в виде детального описания строения осадочной толщи в верхней части фундамента с элементами сейсмостратиграфического анализа. В главе IV рассматривается тектоническая структура хребта. В главе V на основании совместного анализа имеющихся геолого-геофизических данных восстанавливаются этапы геологической истории Восточно-Индийского хребта и прилегающих к нему участков ложа океана. В заключении сформулированы основные результаты диссертационной работы.

Г Л А В А I

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ И ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ
О ТЕКТОНИКЕ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

§ I. Рельеф дна.

Первое упоминание о существовании в восточной части Индийского океана подводной возвышенности в районе 13° и 15° ю.ш. и 86° и 89° в.д. относятся к началу нашего века (Admiralty, 1902). Несколько позже, работами с судна "Инвестигейтор" на востоке Бенгальского залива был выявлен меридиональный хребет протяжённостью 350 миль и шириной 180 миль, названный в честь руководителя этой экспедиции хребтом Карпентера (Seymour-Sewell, 1925). О возможном существовании относительно мелководных участков дна в районе 90° в.д. и 20° ю.ш. писал Л.Мёллер (Möller, 1929). В результате появления новых батиметрических данных Т.Стокс (Stocks, 1960) высказал предположение о том, что хребет Карпентера в действительности является значительно более протяжённым и продолжается из Бенгальского залива на юг вплоть до 18° ю.ш. Во время 35-го рейса нис "Витязь" в 1962 г. после проведения дополнительных исследований был сделан окончательный вывод о существовании единого грандиозного субмеридионального подводного хребта, непрерывно протягивающегося от Бенгальского залива (12° с.ш.) на севере до 35° ю.ш. на юге (Безруков, Канаев, 1963; Канаев, 1964). Этот хребет в советской литературе получил наименование Восточно-Индийского (рис. I); в иностранной литературе его обычно называют

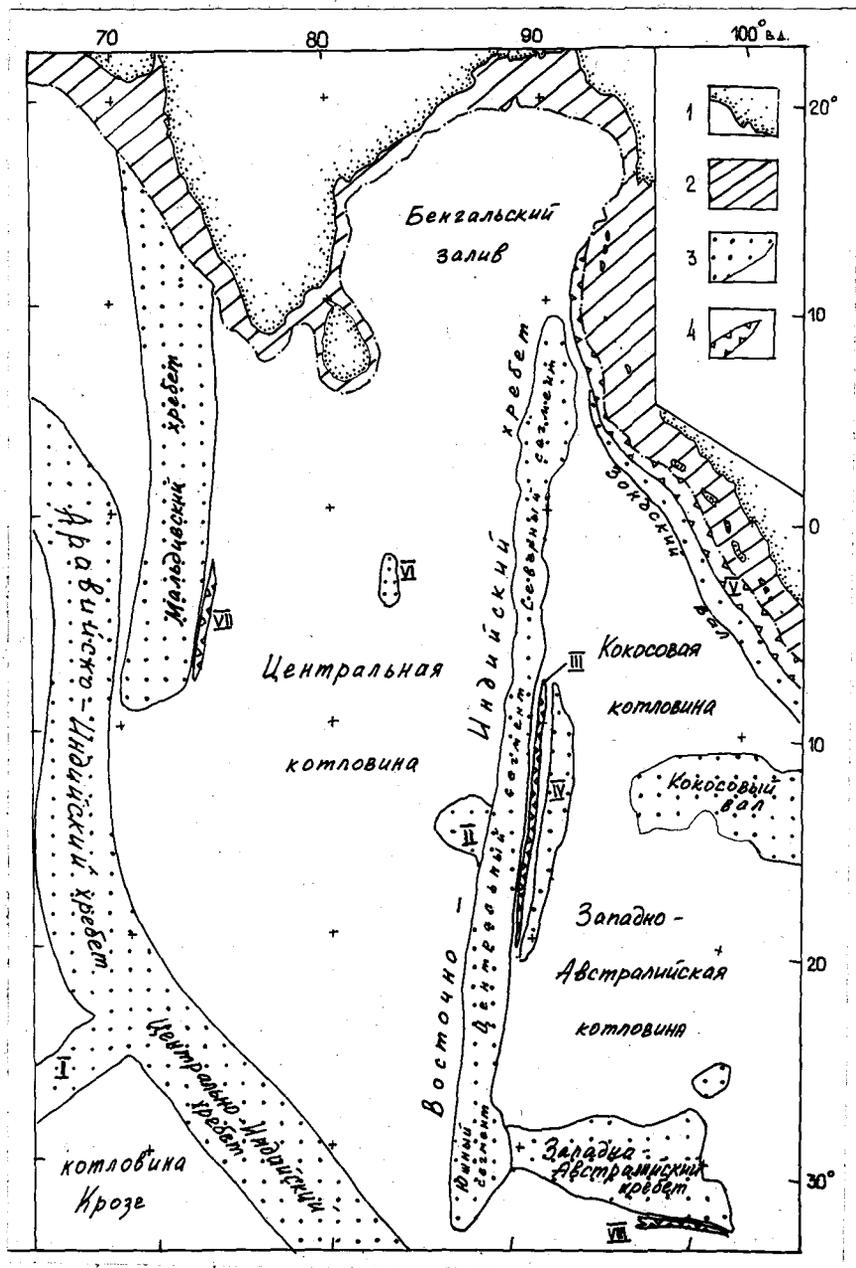


Рис. I. Орографическая схема центральной и восточной частей Индийского океана.

I — суша; 2 — шельф и континентальный склон;

3 — поднятия в рельефе дна; 4 — желоба.

Римскими цифрами обозначены: I — Западно-Индийский срединный хребет; II — плато Осборн; III — Восточно-Индийский желоб; IV — Восточно-Индийский вал;

V — Зондский желоб; VI — гора Афанасия Никитина; VII — желоб Чагос; VIII — желоб Оби.

Ninetyeast Ridge - Хребет Девяностого меридиана.

К настоящему времени получено свыше 20 поперечных эхолотных профилей, часть из которых приведена на рис. 2, показывающих разнообразие морфологии хребта по простиранию. В 54-м (Непрочнов и др., 1976) и 58-м рейсах нис "Витязь" (Затонский, Турко, 1981) были выполнены эхолотные профили вдоль вершинной поверхности Восточно-Индийского хребта, а также полигонные съёмки его отдельных участков. В результате обобщения батиметрических данных построена карта рельефа дна (Геолого-геофизический атлас Индийского океана, 1975; Батиметрическая карта Индийского океана, 1977) и геоморфологии Восточно-Индийского хребта (Затонский, Турко, 1981). Наиболее полное описание рельефа хребта выполнено в работах В.Ф.Канаева (1980) и Л.К.Затонского и Н.Н.Турко (1981).

Восточно-Индийский хребет представляет собой линейное поднятие дна океана средней шириной 200 км, длиной около 5000 км и относительной высотой до 4 км. Оба склона хребта имеют сложный, меняющийся по простиранию поперечный профиль (см.рис. 2). Над плоской или полого-выпуклой сводовой поверхностью хребта, расположенной на глубинах 2-2,5 км ниже уровня моря, а также над его склонами и подножиями возвышаются отдельные горы предположительно вулканической природы. Восточно-Индийский хребет расчленен седловинами с глубинами дна 3-5 км, благодаря которым севернее экватора хребет "распадается" на цепочку отдельных массивов, в то время как остальная его часть выглядит относительно монолитной. На севере, в районе 10° с.ш. Восточно-Индийский

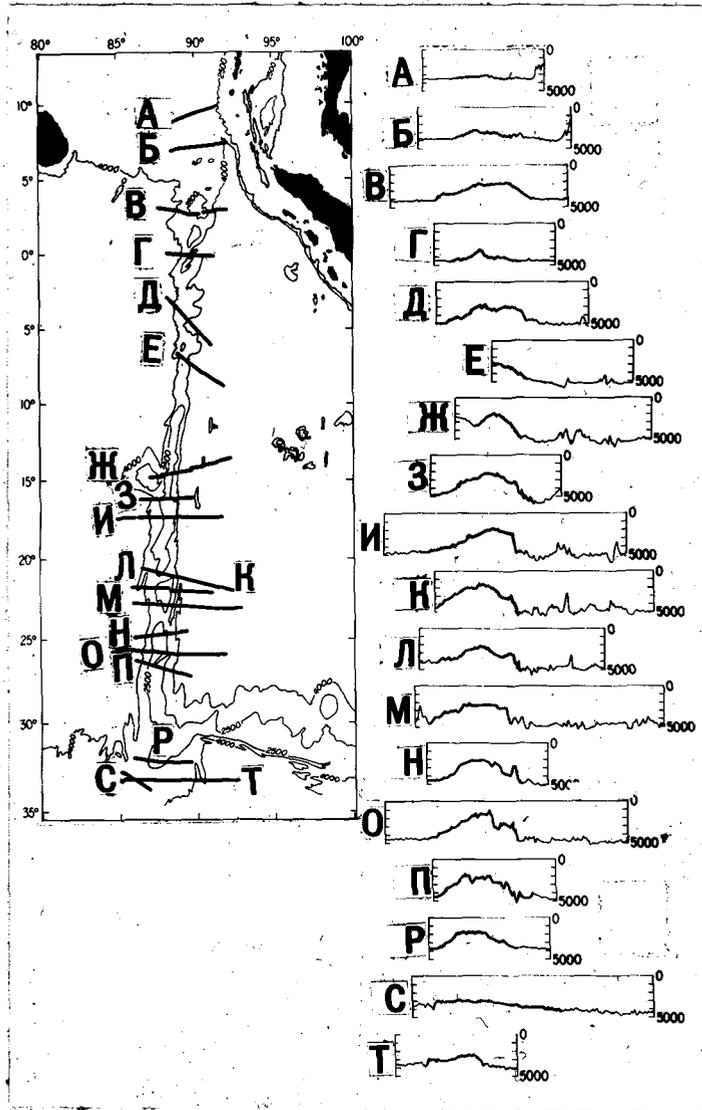


Рис. 2. Поперечные профили Восточно-Индийского хребта
(по Laughton e.a., 1970).
Положение профилей показано слева.

хребет погружается под мощные осадки Бенгальского залива. Южное окончание хребта, сохраняя облик плосковершинного поднятия с крутыми склонами, постепенно понижается и исчезает на 35° ю.ш. На 30° ю.ш. Восточно-Индийский хребет сочленяется под прямым углом с широтным Западно-Австралийским хребтом. В районе 15° ю.ш. с запада к описываемому хребту примыкает крупный горный массив – плато Осборн. Вдоль восточного подножия хребта протянулся Восточно-Индийский желоб с глубинами дна, превышающими 5,5 км, наиболее отчетливо выраженный между 7° и 24° ю.ш. С востока этот желоб обрамлен одноимённым внешним валом, гребень которого имеет глубину 3,5–4 км.

§ 2. Сейсмические и сейсмологические исследования.

Изучение строения земной коры глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ) на Восточно-Индийском хребте и прилегающих Центральной, Кокосовой и Западно-Австралийской котловинах проводилось в ряде советских и зарубежных экспедиций (Непrouchнов, Лунарский, 1963; Непrouchнов и др., 1972; Непrouchнов, 1976; Gaskell e.a., 1958; Francis, Raitt, 1967; Nainy, Leyden, 1973; Von der Borch, Sclater, e.a., 1974). На Восточно-Индийском хребте был сосредоточен основной объём исследований ГСЗ в 54-м и 58-м рейсах нис "Витязь" (Непrouchнов и др., 1976б; Непrouchнов и др., 1979). Последнее обобщение всех имеющихся данных ГСЗ по Восточно-Индийскому хребту и прилегающим районам следано в работе Н.А.Шискиной (1981). На рис. 3 показаны разрезы земной коры вдоль (а) и поперёк (б) Восточно-Индийского хребта. Общая мощность земной коры на хребте равна в среднем 8–9 км (по трём профилям), по сравнению с 6–7,6 км в окружаю-

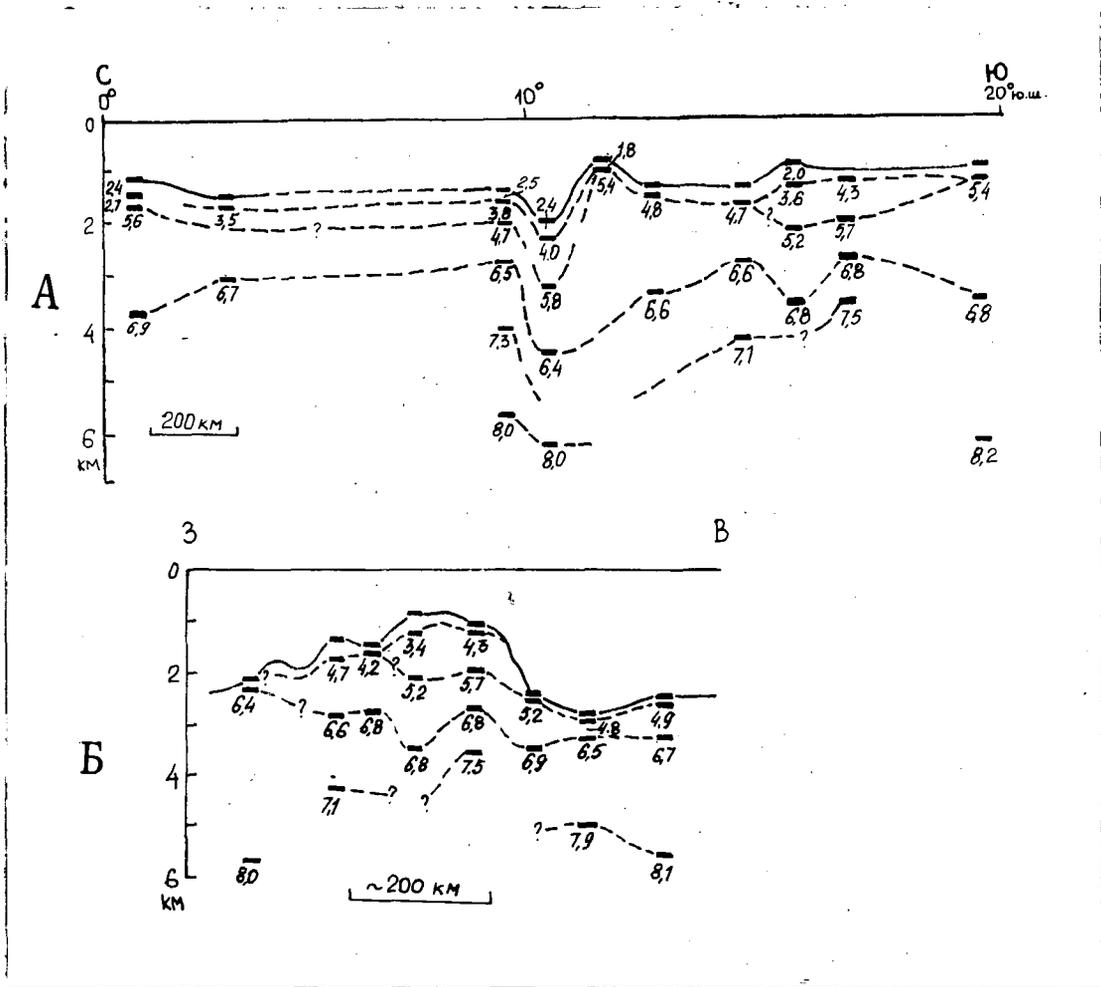


Рис. 3. Разрезы земной коры вдоль (а) и поперёк (б) Восточно-Индийского хребта по данным ГСЗ (Шишкина, 1981).

щих котловинах; это увеличение общей мощности коры в районе Восточно-Индийского хребта происходит, в основном, за счёт нарастания мощности "второго" сейсмического слоя со скоростью 3,8–5,8 км/с (Непрочнов, 1976).

В истории исследований Восточно-Индийского хребта непрерывным сейсмическим профилированием (НСП) можно выделить два основных этапа – первый, охватывающий 60-е годы и второй, с 1971 г.

В течение I этапа, в нескольких экспедициях на и/с "Вима", "Арго", "Чейн" и "Конрад" (США) был получен ряд профилей НСП, пересекающих Восточно-Индийский хребет (рис. 4). Съёмка НСП в этих районах носила попутный, рекогносцировочный характер, и детальный анализ внутреннего строения осадочной толщи и фундамента не приводился. Эти данные приведены в нескольких публикациях, главным образом, в виде сейсмических разрезов (Ewing e.a., 1969; Геолого-геофизический Атлас..., 1975). В результате НСП, проведённого в 60-е годы, установлено увеличение мощности осадков в сводовой части хребта по сравнению с окружающими котловинами и выявлена значительная изменчивость морфологии поверхности дна и фундамента хребта на различных его отрезках, а также широкое развитие разрывных нарушений неуставленной природы.

II этап исследований характеризуется переходом от рекогносцировочных к детальным съёмкам НСП, проводимым как на полигонах, так и на протяжённых профилях. Эти исследования в пределах Восточно-Индийского хребта проводились в течение последнего десятилетия в ряде советских и американских экспедиций, а также в двух рейсах б/с "Гломар Челленджер".

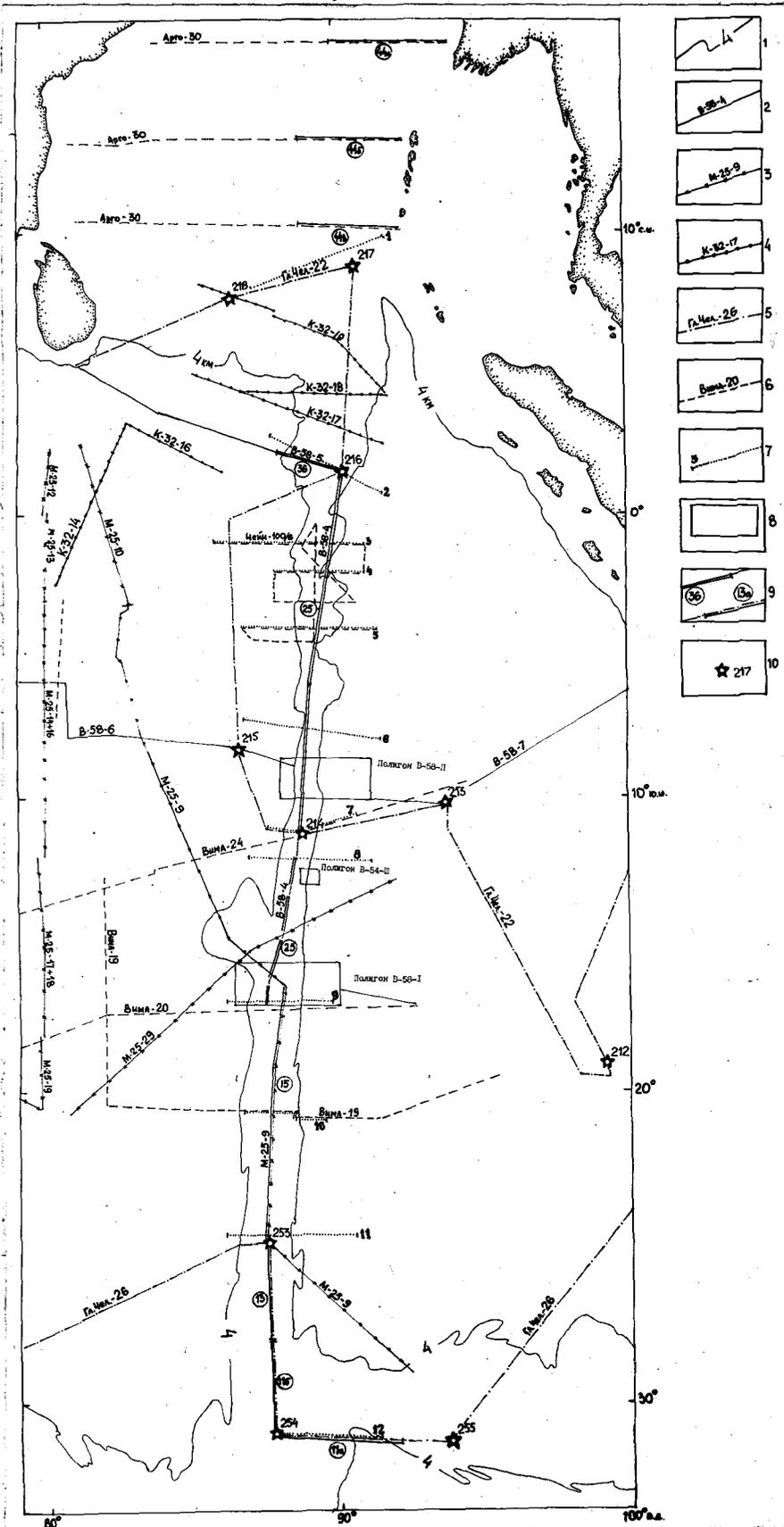


Рис. 4. Схема изученности Восточно-Индийского хребта методом НСП. 1 - изобата 4 км; 2 - профили НСП 58-го рейса нис "Витязь"; 3 - профили НСП 25-го рейса нис "Дм. Менделеев"; 4 - профили НСП 32-го рейса нис "Ак. Курчатов"; 5 - профили НСП 22 и 26-го рейсов б/с "Гломар Челленджер"; 6 - профили НСП и/с "Вима," "Арго" и "Чейн"; 7 - положение профилей НСП различных экспедиций, сейсмические разрезы по которым приведены на рис. 10; 8 - полигоны 54-го и 58-го рейсов нис "Витязь"; 9 - участки профилей НСП, воспроизведенные на рис. 11, 13, 15, 25, 36 и 44 (в кружках даны номера рисунков); 10 - скважины глубоководного бурения.

В 1971 году, в экспедиции п/с "Чейн" (США) была осуществлена комплексная геофизическая съёмка, включающая НСП, на полигоне между 1° и 4° ю.ш. (Bowin, 1973). В том же году были проведены детальные работы на полигонах размером приблизительно $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ в экспедиции на и/с "Конрад" в местах предполагаемого глубоководного бурения на скв.214 и 216 непосредственно на хребте (Nainy, Eittreim, 1974) и скв.211 в Кокосовой котловине (Nainy, 1974).

В 22-м и 26-м рейсах б/с "Гломар Челленджер" в 1971 году (Von der Borch, Sclater e.a., 1974; Davies, Luyendyk e.a., 1974) было пробурено 5 скважин на Восточно-Индийском хребте и 5 скважин в прилегающих районах и получен ряд профилей НСП, ориентированных от оси хребта к прилегающим котловинам, а также на переходах между скв. 216 и 217 на севере, и скв.253 и 254 на крайнем юге Восточно-Индийского хребта. Расположение этих скважин и профилей НСП показано на рис. 4.

К 1973 году имевшиеся данные НСП позволяли делать лишь самые общие выводы о структуре осадочной толщи, тектонике и геологической истории этой зоны. Интенсивная тектоническая раздробленность и изменчивость структуры хребта по простиранию потребовали проведения детальных исследований на полигонах, охватывающих собственно поднятие Восточно-Индийского хребта вместе с участками прилегающих котловин, на профилях, ориентированных вдоль оси хребта и связывающих полигоны и скважины глубоководного бурения, а также на протяжённых поперечных профилях в северной части хребта, позволяющих изучить характер его сочленения с Бенгальским и Никобарским конусами выноса.

Начало подобного рода исследований было положено в 54-м рейсе нис "Витязь" (1973 г.), в котором НСП проводилось на полигоне В-54-Ш и на профиле В-54-9 (Непрочнов и др., 1976б). Эти работы были продолжены в 58-м рейсе нис "Витязь" (1976 г.) на двух крупных полигонах (В-58-І и - П) и на профиле В-58-4 вдоль оси хребта (Непрочнов и др., 1979 а,б; Милановский и др., 1981 а). Продольный профиль НСП М-25-9, полученный в 25-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" (1980 г.), соединил скв.253 с полигоном В-58-І и дал возможность построить сводный сейсмический разрез вдоль грабена всего Восточно-Индийского хребта протяженностью около 4000 км (Милановский, 1982а). В этом же рейсе были впервые получены 2 профиля НСП, пересекающие подводное плато Осборн, прилегающее к Восточно-Индийскому хребту с запада (Милановский, 1982б). В 1981 году в 32-м рейсе нис "Академик Курчатов" были отработаны профили НСП К-32-І7; - І8; и - І9, соединяющие северную часть хребта с котловиной Бенгальского залива и северной частью Кокосовой котловины (Милановский и др., 1982).

Подробное рассмотрение результатов интерпретации и анализа данных НСП, полученных на Восточно-Индийском хребте и прилегающих районах в экспедициях нис "Витязь", "Дмитрий Менделеев" и "Академик Курчатов" и положенных в основу данной диссертационной работы, приведено в главах II-IV настоящей работы.

Сейсмичность. Восточно-Индийский хребет обычно считается асейсмичным поднятием в рельефе дна (Heezen, Tharp, 1965; Lueyendyk, Rennick, 1977), однако в его центральной части между 10° ю.ш. и 10° с.ш. начиная с 1913 года зарегистрировано 4 землетрясения магнитудой 7 и более 10 - магнитудой более

6 (Stein, Okal, 1978). Все эти эпицентры попадают в пределы выделенной Л.Сайксом (Sykes, 1970) сейсмически активной зоны, протягивающейся от о.Шри-Ланка на юго-восток до Кокосовых островов, которую он интерпретировал как нарождающуюся островную дугу. Эта зона пересекает Восточно-Индийский хребет под острым углом и лишь частично совпадает с его центральным участком.

§ 3. Геомагнитное поле.

Работами советских и зарубежных экспедиций в восточной части Индийского океана получено около 100 тыс. миль наблюдений модуля полного вектора магнитного поля. В результате интерпретации этих данных, проведенной, главным образом, на основе концепции тектоники плит, в обрамляющих Восточно-Индийский хребет котловинах идентифицированы широтные линейные магнитные аномалии (Sclater, Fisher, 1974 и др.), показанные на рис.5. Характерно, что западнее хребта в Центральной котловине, номера аномалий, т.е. их относительная древность, согласно этой интерпретации возрастает в северном направлении, а восточнее, в Кокосовой и Западно-Австралийской "удревнение" дна происходит в обратном, южном направлении. Выделение ряда аномалий, особенно в Центральной котловине, осуществлялось по одиночным галсам (всего их три), что делает корреляцию этих аномалий не бесспорной. Это видно из материалов наблюдений, а иногда указывается и самими исследователями (Pierce, 1976). В южной части Центральной котловины выделены аномалии № 7 и 13 северо-западного простиранья, параллельные современным осям спрединга в Центрально-Индийском хребте (Pierce, 1976). Детальный анализ имеющихся магнитометрических

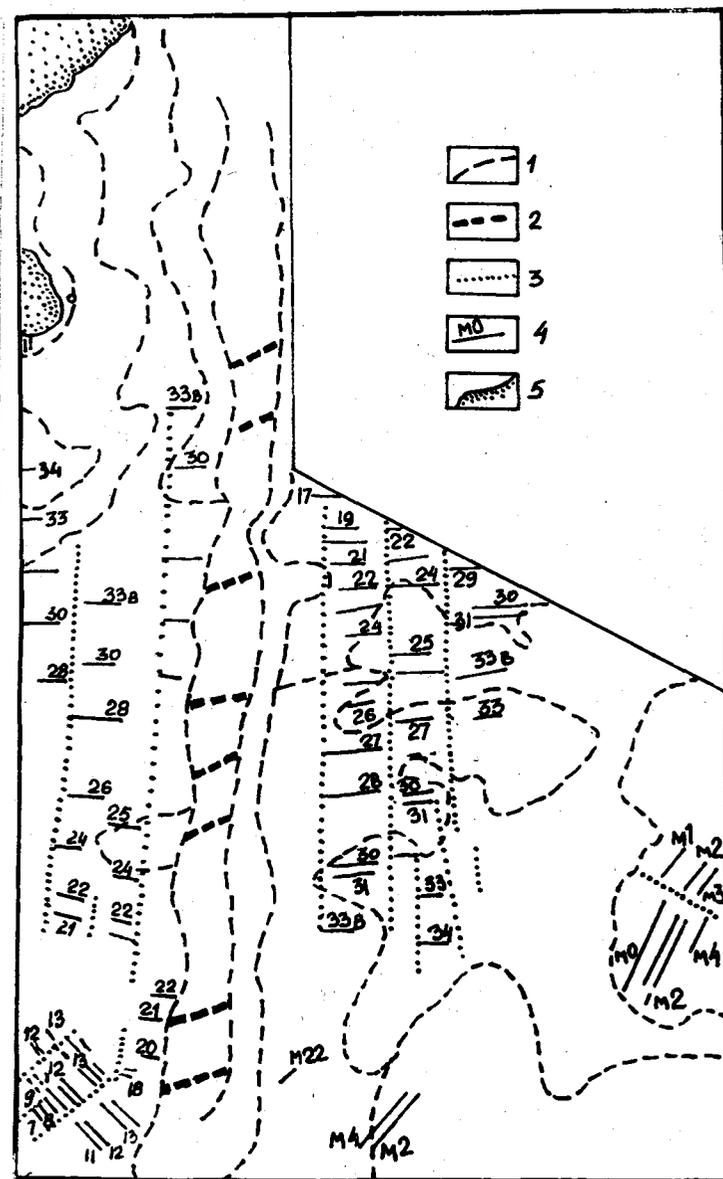


Рис. 5. Схема геомагнитного районирования района Восточно-Индийского хребта (по А.А.Шрейдеру и В.И.Трухину, 1981).

1 — границы областей; 2 — границы провинций в пределах областей; 3 — трансформные разломы; 4 — линейные магнитные аномалии; 5 — суша.

данных по Восточно-Индийскому хребту, включающих материалы компонентной съёмки в 58-м рейсе нис "Витязь" не позволил А.А.Шрейдеру и В.И.Трухину (1981) выделить в его пределах в "чистом виде" аномалий, идентифицируемых с геохронологической шкалой. Магнитные аномалии в пределах обособленных структурных блоков локальны и часто имеют северо-восточное простирание. В результате геомагнитного районирования северо-восточной части Индийского океана выделен ряд областей, отличающихся характером аномального магнитного поля (Шрейдер, Трухин, 1981). Границы этих областей показаны на рис.5. Неоднородность магнитного поля над Восточно-Индийским хребтом позволила этим авторам выделить в его пределах девять провинций, соответствующих основным структурным блокам.

§ 4. Поле силы тяжести.

Гравиметрические исследования на Восточно-Индийском хребте, проведённые советскими (Гайнанов, 1981) и зарубежными исследователями (Bowin, 1973; Detrick, Watts, 1979) на детальных полигонах и отдельных пересечениях показали, что его вершинной поверхности соответствует широкая полоса повышенных значений силы тяжести в редукции в свободном воздухе, хорошо коррелирующаяся с рельефом акустического фундамента. Над Восточно-Индийским желобом значения аномалий в свободном воздухе значительно уменьшаются, а над обрамляющим желоб с востока одноименным валом наблюдается интенсивный максимум силы тяжести, связанный с выходом на поверхность дна основных и ультраосновных пород (Гайнанов, 1981).

Анализ карт аномалий силы тяжести в редукции Фая

(Le Pichon, Talwani, 1969; Геолого-геофизический Атлас..., 1975) показывает, что Восточно-Индийский хребет в целом, а также одноименный вал характеризуются близкими к нулю абсолютными значениями аномалий силы тяжести (Непрочнов, Шрейдер, 1981), что подтверждает точку зрения К.Боуина (Bowin, 1973) об их изостатической компенсации. Абсолютные значения аномалий в Восточно-Индийском желобе близки к -75 мГал.

§ 5. Тепловой поток.

В южной части хребта значения теплового потока составляют 1,3 ЕТП в скв.254 и 1,4 ЕТП в скв.253 б/с "Гломар Челленджер" (Davies, Luyendyk, e.a., 1974). На севере, в районе 3° с.ш. отмечены более высокие значения $-1,7$; $2,5$ и $4,8$ ЕТП (Геолого-геофизический Атлас, 1975).

В прилегающих к Восточно-Индийскому хребту участках котловин значение теплового потока составляет, в основном, 1,3-1,6 ЕТП. Повышенные значения (от 2 до 3,2 ЕТП) получены в нескольких точках, расположенных как к западу, так и к востоку от хребта в районе 13° ю.ш. (Геолого-геофизический Атлас..., 1975).

§ 6. Глубоководное бурение и драгировки.

В 1971 году в 22-м (Von der Borch, Sclater, e.a., 1974) и 26-м рейсах б/с "Гломар Челленджер" (Davies, Luyendyk, e.a., 1974) было пробурено 5 скважин на Восточно-Индийском хребте (скв. 214, 216, 217, 253, 254), скв. 255 на Западно-Австралийском хребте, скв.215 в восточной части Центральной котловины, скв.218 на юге Бенгальского залива, скв.213 на западе

Кокосовой котловины, а также скв.212 и 256 в центральной части Западно-Австралийской котловины (см.рис.4). Разрезы большинства из этих скважин приведены на рис. 6. Их подробное описание и корреляция с данными НСП дано в главе III настоящей работы.

Результаты исследований коренных пород Восточно-Индийского хребта и прилегающих областей, полученные в результате драгировок в экспедициях нис "Витязь" и глубоководного бурения, изложены в работе Г.Л.Кашинцева с соавторами (1981).

В ней выделены основные ассоциации магматических пород северо-восточной части Индийского океана, различающиеся особенностями вещественного состава и приуроченностью к определённым тектоническим структурам. Так для Восточно-Индийского хребта характерны крайне специфические для ложа океанов ферротолиты (базальты и долериты), отличающиеся от толитов срединно-океанических хребтов повышенным содержанием К и

Fe и по ряду петрохимических характеристик близкие траппам платформ. К ферротолитам Восточно-Индийского хребта близки базальты из скв.213 в Кокосовой котловине. Однако наряду с ферротолитами в основании разреза скв.253 на юге Восточно-Индийского хребта были обнаружены пикритовые базальты, отнесённые к высокомагнезиальным разностям океанских толитов. В пределах Восточно-Индийского желоба преобладают низкокальциевые океанские толиты с умеренной железистостью, сходные с толитами средних хребтов. Промежуточное между ферротолитами и толитами срединно-океанических хребтов положение занимают породы Западно-Австралийской котловины, отличающиеся также повышенной щёлочностью. Несколько обособленное положе-

ние занимают щёлочные базальты восточной части Центральной котловины, которые по составу близки как к щелочным породам океанских островов, так и к андезитам островных дуг.

Метаморфические породы, установленные драгированием в зоне Восточно-Индийского хребта, представлены обломками, содержащимися в двух типах эдафогенных брекчий. В более древних брекчиях преобладают обломки ультраосновных пород, габброидов, метаморфизованных толеитовых базальтов, высокомагнетизальных зелёных сланцев, гранулитов и амфиболитов (близких упомянутым выше пикритовым базальтам из скв. 253). Более молодые рыхлые брекчии содержат, наряду с обломками вышеперечисленных пород, большое количество обломков первого типа, а также ферротолиты.

Изучение магматических и метаморфических пород дало возможность выделить два основных этапа магматизма в зоне Восточно-Индийского хребта (Кашинцев и др., 1981). Первый этап (ранний мел — первая половина позднего мела) характеризуется излияниями толеитовых базальтов, близким породам срединных хребтов. Второй этап (конец мела — эоцен) знаменуется мощными излияниями высокожелезистых толеитов.

§ 7. Основные представления о тектонике и геологической истории Восточно-Индийского хребта.

В настоящее время отсутствует единая точка зрения на структуру и историю развития Восточно-Индийского хребта Г.Франсис и Р.Райт (Francis, Raitt, 1967), относят его к структурам горстового типа (рис. 7а), в то время как А.Лаутон с соавторами (Loughton, e.a., 1970) считает его односторон-

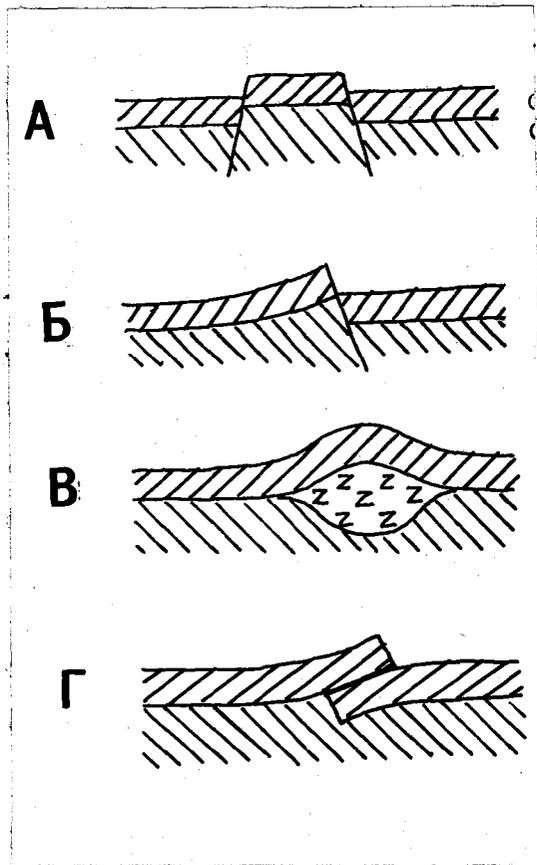


Рис. 7 а-г. Модели строения земной коры Восточно-Индийского хребта (по Francis, Paitt, 1967(а); Loughton e.a., 1970 (б); Bowin, 1973 (в); Le Pichon, Heitzler 1968 (г)).

ним горстом (рис. 7б). К.Боуин (Bowin, 1973) показал, что обе эти модели не объясняют современного изостатического равновесия хребта и высказал предположение о том, что Восточно-Индийский хребет представляет собой антиклинальное поднятие океанской коры, образовавшееся за счёт внедрения в её подошву габбро и серпентинизированных перидотитов (рис. 7в) в зоне крупного меридионального трансформного разлома вблизи центра спрединга. Этот вывод впоследствии был подкреплён анализом поля силы тяжести хребта (Detrick, Watts, 1979). Требованию изостатической компенсации хребта также удовлетворяет модель К.Ле Пижона и Дж.Хейрцлера (Le Pichon, Heirtzler, 1968), предполагавших, что Восточно-Индийский хребет образовался в результате надвига Индийской плиты на Австралийскую по зоне трансформного разлома Амстердам (рис. 7г). Однако позднее было отмечено (Bowin, 1973), что эта модель не согласуется с сейсмическими данными.

Большинство появившихся в 70-е годы моделей развития ложа северо-восточной части Индийского океана, рассматривающих Восточно-Индийский хребет, базируются на идеях тектоники литосферных плит и представляют собой развитие упомянутых выше представлений К.Ле Пижона и Дж.Хейрцлера. Наиболее полный обзор и анализ существующих моделей, основанных, главным образом, на геомагнитных данных, приведён в работе Дж.Виверса (Veevers, 1977). Эти модели могут быть объединены в несколько групп: МакКензи и Склейтер (McKenzie, Selater, 1971) подобно К.Ле Пишону и Дж.Хейрцлеру (Le Pichon, Heirtzler, 1968) предположили, что Восточно-Индийский хребет представляет собой восточный край Индийской плиты, поднятый в ре-

зультате поддвига под неё Австрало-Антарктической плиты (Wharton plate).

Дж.Виверс с соавторами (Veevers, e. a., 1971) разработали модель, в которой Восточно-Индийский хребет, точнее его часть, расположенная севернее экватора, в меловое время являлась осью спрединга (на месте первичного раскола между Индией и Австралией), а после перестройки кинематического плана всего региона в кайнозой стала служить трансформным разломом. Близкие представления независимо высказывал Дж.Хейртцлер (Heirtzler, 1971).

Проведённое в 1971 году бурение на Восточно-Индийском хребте и в прилегающих котловинах, в результате которого была установлена вулканическая природа хребта и получены свидетельства его "омоложения" в южном направлении, выдвинуло на первые места представление об образовании Восточно-Индийского хребта в результате вулканических извержений, природа которых связывалась либо с участком сочленения оси спрединга и трансформного разлома, либо с деятельностью одной или двух горячих точек.

В модели, разработанной Дж.Склейтером и Р.Фишером (Sclater, Fisher, 1974) предполагается, что магматическая камера расположена непосредственно к северу от оси спрединга в пределах восточного края Индийской плиты, ограниченной Восточно-Индийским трансформным разломом. В интервале 100-80 млн. лет Индия дрейфовала в северо-западном направлении относительно Австрало-Антарктической единой плиты (рис. 8а). Затем направление спрединга меняется на север - северо-восточное, и к западу от трансформного разлома формируется

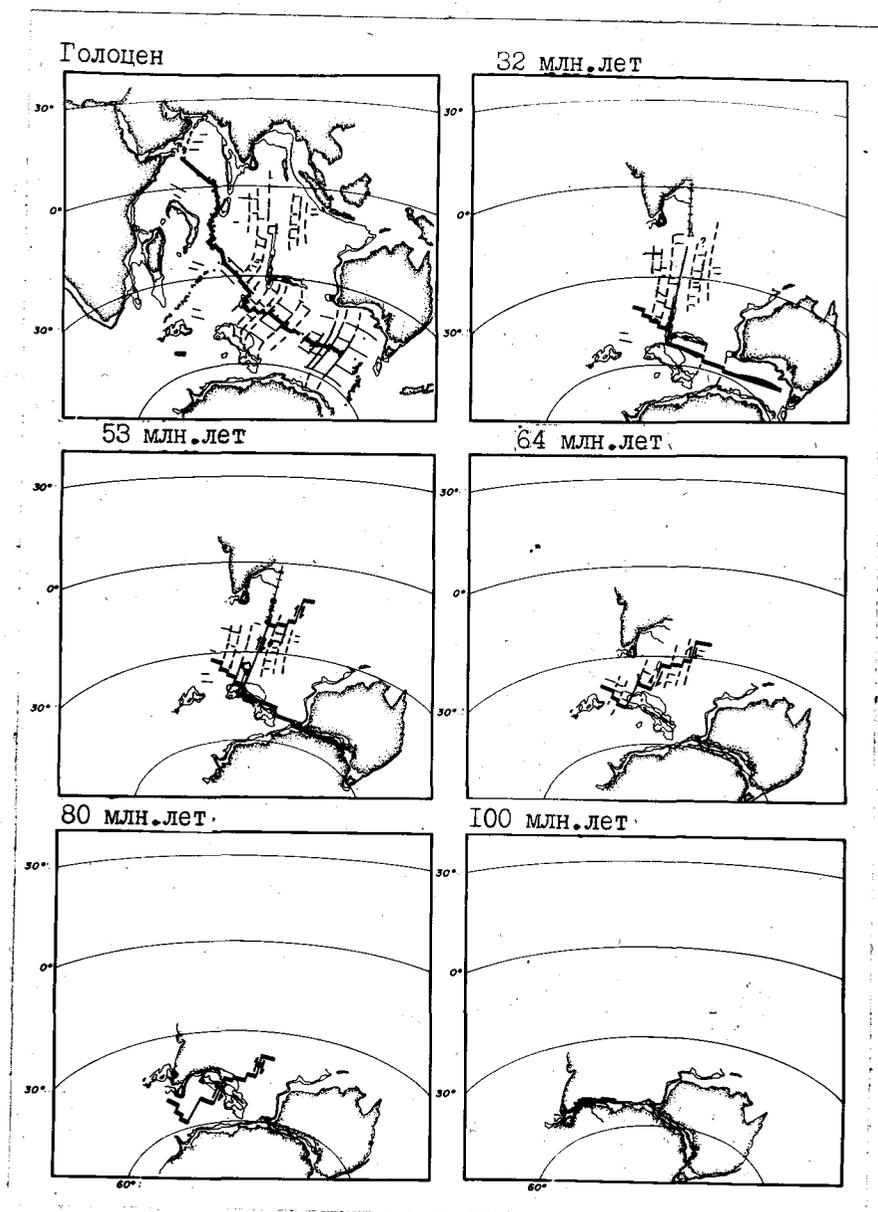


Рис. 8 а. Модели образования Восточно-Индийского хребта, разработанные: а - Дж.Склейтером и Р.Фишером (Sclater, Fisher, 1974).

современная северная часть Восточно-Индийского хребта, расположенная севернее 7° ю.ш. Между 64 и 53 млн. лет назад ось спрединга, расположенная восточнее трансформного разлома, резко перемещается на 11° в южном направлении и закладывается новая раздвиговая зона между Австралией и Антарктидой. Южный участок трансформного разлома южнее 7° ю.ш. сохраняет активность, при этом за счёт излияний базальтов в зоне "зияющего" трансформного разлома (leaky transform) формируется сегмент хребта между плато Осборн и 7° ю.ш. Само плато Осборн рассматривается как фрагмент северо-западной части единого массива Брокен-Кергелен, образовавшегося при северо-западном дрейфе Индийской плиты в позднем мелу и разобъённого при расколе Австралийской и Антарктической плит. Относительное перемещение Индийской и Австралийской плит по Восточно-Индийскому трансформному разлому продолжается до времени 32 млн. лет назад, когда они объединяются в единую плиту, чем, собственно, и завершается формирование Восточно-Индийского хребта.

Образование Восточно-Индийского хребта путем выплавления базальтов при дрейфе литосферной плиты над фиксированной горячей точкой впервые было рассмотрено в модели Дж.Моргана (Morgan, 1972) и впоследствии уточнено в моделях других исследователей (Curray, Moore, 1974; Kerr, 1978; Pierce, 1978; Curray, e.a., 1982). Согласно этим представлениям (рис. 86) первоначально горячая точка находилась под Индостаном. В период 130–90 млн. лет назад, после первичного раскола восточной части Гондваны между Индостаном и Австрало-Антарктической плитой спрединг осуществлялся в северо-западном нап-

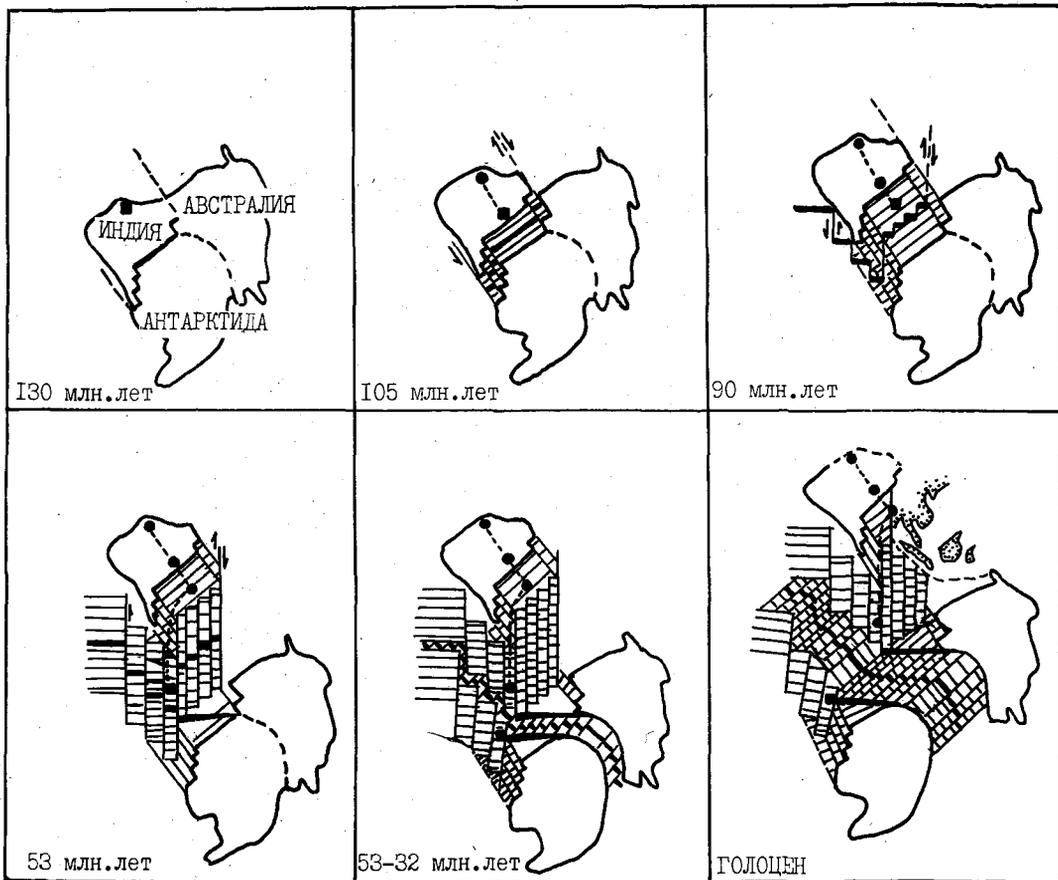


Рис. 86. Модели образования Восточно-Индийского хребта, разработанные: б – Кэрри с соавторами (Curry e.a., 1982).

равлении (с деятельностью этой горячей точки связывается образование нижнемеловых траппов Раджмахал). 90 млн. лет назад направление спрединга изменилось на субмеридиональное, которое господствовало до времени 32–35 млн. лет назад. Трансформный разлом в это время существовал несколько восточнее горячей точки, и движение плиты над ней в северном направлении сопровождалось интенсивным внедрением магмы, сформировавшим собственно тело Восточно-Индийского хребта. 32 млн. лет назад произошёл раскол между Австралией и Антарктидой, и направление спрединга изменилось на юго-запад – северо-восточное. При этом новом расколе горячая точка оказалась расположенной на южном фланге оси разрастания в пределах Антарктической плиты, и в промежутке от 32 млн. лет до настоящего времени её магматическая активность привела к формированию коры хребта Кергелен.

Б. Лайендином и В. Ренником (Luyendyk, Rennick, 1977) была разработана модель, согласно которой Восточно-Индийский хребет образовался в интервале 90–20 млн. лет назад в результате "деятельности" двух фиксированных горячих точек в настоящее время находящихся под островом Кергелен и островами Амстердам и Сен-Поль. Эта модель во многом близка изложенным выше представлениям Дж. Склейтера и Р. Фишера. Аналогичным образом рассматривается в ней происхождение относительно низкого и узкого участка хребта между 7° ю.ш. и плато Осборн, а также самого плато. При этом предполагается, что оно древнее сегмента хребта, заключённого между 25° и 10° ю.ш. Массивная, высоко приподнятая южная часть Восточно-Индийского хребта в данной модели рассматривается как результат прохождения Индийской плиты поочерёдно над обеими горячими точками.

Большинство советских исследователей придерживаются пред-

ставлений об океанской природе Восточно-Индийского хребта. Так, Ю.М.Пущаровский и П.Л.Безруков (1973) считали его горстовидным поднятием, сформировавшимся в конце мезозоя — начале кайнозоя в результате блоковых тектонических движений, сопровождавшихся образованием базальтовых покровов на самом хребте и в сопредельных океанских впадинах. Представления о глыбовой природе хребта также развиваются М.Р.Пустильниковым с соавторами (1980). Ю.П.Непрочнов с соавторами (1976; 1979) на основании анализа геофизических данных совместно с результатами петрографических и стратиграфических исследований предположили, что Восточно-Индийский хребет заложился в конце мела на уже сформировавшейся коре океанского типа в зоне гигантского меридионального, возможно трансформного, разлома, в которой происходили мощные излияния лав траппового типа. Вершина хребта в мелу — первой половине палеогена достигала уровня океана и в конце эоцена вновь погрузилась вместе с обрамляющими котловинами. Эти представления получили развитие в работе Г.Л.Кашинцева (1981), который на основе изучения магматических и метаморфических пород выделил основные этапы геологической истории хребта и присущие им магматические ассоциации.

Г.Б.Удинцев и Е.В.Коренева (1980) на основании изучения комплексов спор и пыльцы из скважин глубоководного бурения высказали предположение, что Восточно-Индийский и Западно-Австралийский хребты представляют собой фрагмент континентального массива, существовавшего в центральной части Индийского океана ещё в начале кайнозоя.

Необходимо отметить, что упомянутые выше гипотезы,

рассматривающие Восточно-Индийский хребет как позднемеловую ось спрединга, впоследствии служившую трансформным разломом, или как след одной либо двух горячих точек, базируются, главным образом, на результатах проведенной более 10 лет назад по редкой сетке профилей магнитометрической съёмки и предположительной идентификации линейных магнитных аномалий в обрамляющих хребет котловинах. При этом на самом хребте магнитных аномалий, идентифицируемых с геомагнитной хронологической шкалой, не выделено (Шрейдер, Трухин, 1981). Эти гипотезы не учитывают всех имеющихся геологических и геофизических данных и не объясняют происхождение современной структуры хребта. Кроме того, проведенный недавно пересмотр возраста линейных магнитных аномалий в юго-восточной части Индийского океана, показал, что первичный раскол Австрало-Антарктической плиты произошёл не 64-53 млн. лет назад, а 110-90 млн. лет назад (Cande, Mutter, 1982). Это диктует необходимость критического анализа и пересмотра существующих палеомагнитных данных по центральной и северо-восточной частям Индийского океана и основанных на них палеотектонических реконструкций.

Г Л А В А П

МЕТОДИКА НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Основной новый фактический материал, использованный автором при исследовании геологического строения рассматриваемого региона, получен в результате сейсмоакустических исследований осадочной толщи по методике непрерывного сейсмического профилирования (НСП). НСП в упомянутых во "Введении" рейсах нис "Витязь", "Дмитрий Менделеев" и "Академик Курчатов" осуществлялось по стандартной методике, разработанной в Лаборатории сейсмических исследований ИОАН СССР и применяемой при работах в Мировом океане (Мерклин и др., 1979; Мерклин, Непрочнов, 1981).

Система НСП включает три основных элемента: излучатели упругих сейсмических волн, приёмное устройство и регистрирующая аппаратура.

В качестве излучателей упругих сейсмических волн использовались, в основном, пневмоизлучатели (ПИ) объёмом 0,3 и 3,0 л, а также электроискровой излучатель (спаркер) мощностью 20 кдж, буксируемые на глубине 5–8 м на удалении 20–30 м от кормы судна.

Приёмное устройство представляет собой шланговую маслонаполненную секцию длиной 50 м, содержащую 42–126 виброустойчивых пьезоприёмников давления ПДС–7 или ПДС–21, буксируемую на кабель–буксире длиной 250–350 м на глубине 5–12 м. Между кабелем–буксиром и приёмной секцией располагается шланговая маслонаполненная бесприборная секция – амортизатор длиной

25–50 м, обеспечивающая механическую и акустическую развязку приёмной секции от кабеля–буксира. Вынос приёмного устройства из кильватерной струи судна осуществляется с помощью бортового выстрела длиной 8–10 м, укрепляемого в районе поперечной оси судна, что позволяло уменьшить влияние килевой качки. Кабель–буксир крепился к выстрелу через многозвенный резиновый амортизатор переменной жёсткости. Подобная система буксировки вместе со специальной конструкцией самого приёмного устройства (оптимальная схема группирования пьезоприёмников) позволили существенно улучшить соотношение сигнал/шум при буксировке на скоростях 10–15 узлов (Непрочнов и др., 1979).

Регистрация сейсмических волн на борту судна обеспечивалась с помощью сейсмопрофилографа "Горизонт" (в ранних экспедициях модернизированного фототелеграфного аппарата ФАК-П) на электрохимическую бумагу ЭХБ-И и ЭХБ-4.

Взрывной интервал при проведении работ НСП обычно составлял 12 с, полоса регистрируемых частот – 20–230 Гц, скорость развертки – 2; 4; 8 (10) с. Особенности методики НСП, применявшейся на Восточно-Индийском хребте в различных экспедициях ИОАН СССР показаны в таблице I.

Съёмка НСП осуществлялась на переходах судна по протяжённым галсам, ориентированным как вдоль оси хребта, так и вкрест его простираения, а также на полигонах размером $0,5 \times 0,2^{\circ}$ и $1 \times 4^{\circ}$.

Потенциальная проникающая способность методики НСП составляет не менее $2 + 2,5$ с в осадочной толще (Мерклин, Непрочнов, 1981), что для изучаемого района является вполне достаточным для выделения акустического фундамента. Ему, как

правило, соответствует наиболее глубокая из поддонных отражающих границ. Она представляет собой сильно "шероховатую", расчленённую поверхность, выделяемую на профилограммах как огибающую интервалов относительно повышенной энергии отражённых волн с большим количеством коротких взаимнопересекающихся осей синфазности. Поскольку совместный анализ данных НСП и бурения показал, что акустический фундамент в изученном районе практически повсеместно отвечает кровле базальтового фундамента, слово "акустический" в дальнейшем описании ради краткости и с некоторой долей условности, опускается и специальным образом оговаривается лишь при непосредственной корреляции фундамента, выделяемого на записях НСП, и фундамента, вскрытого бурением.

В процессе обработки данных обычно проводился анализ волновой картины на записях НСП, выделение и прослеживание характерных отражающих границ, расчленение осадочной толщи на основные слои, определение их мощности и её изменений по простиранию. Особое внимание уделялось изучению несогласий и тектонических нарушений. (В работе использовалась классификация несогласий, разработанная П.Вейлом и Р.Митчемом с соавторами (1982)).

Профилограммы НСП с выделенными и прокоррелированными наиболее протяжёнными и характерными отражающими границами перестраивались в глубинные или временные сейсмические разрезы, на которых показывались также отдельные тектонические элементы (разломы и зоны разломов, предполагаемые вулканические постройки). По материалам полигонных съёмок строились структурные карты мощности осадочного покрова и рельефа акустического

Таблица I

Особенности методики НСП, применявшейся на Восточно-Индийском хребте в различных экспедициях ИОАН СССР

	54 рейс нис "Витязь", 1973 год	58 рейс нис "Витязь", 1976 год	25 рейс нис "Дм.Менделеев", 1980 год	32 рейс нис "Ак. Курчатов", 1981 г.
Объём данных НСП, полученных на Восточно-Индийском хребте	400 миль	2500 миль	1300 миль	1200 миль
Навигация	Астрономические определения; на полигонах по заякоренному бую	Астрономические определения; на полигонах по заякоренному бую	Спутниковая навигация ("Магнавокс")	Спутниковая навигация ("Магнавокс")
Источники упругих сейсмических волн	Спаркер	ПИ объёмом 3; 6 л	ПИ объёмом 0,3; 3,0 л; спаркер	ПИ объёмом 0,3 и 3,0 л
Устройство приёмной секции	49 пьезоприёмников ПДС-4, группирование треугольное	60 пьезоприёмников ПДС-7, группирование линейное; 36 пьезоприёмников ПДС-31, группирование треугольное	126 пьезоприёмников ПДС-7, группирование треугольное	126 пьезоприёмников ПДС-7, группирование треугольное
Регистратор	"Ладога"	"Горизонт", ФАН-П	"Горизонт"	"Горизонт"
Скорость судна (узлы)	6-12	10-12	13-15	12-14

фундамента. При построении карт и глубинных разрезов использовалось осреднённое значение скорости в осадках, равное 2,0 км/с. Автором, в частности, было проведено уточнение отдельных структурных карт по полигонам 58-го рейса нис "Витязь", построенным ранее в результате экспресс-обработки данных НСП (Непрочнов и др., 1979 в).

Стратиграфическая привязка выделенных слоёв осадков и разделяющих их опорных отражающих границ осуществлялась посредством корреляции материалов НСП и данных скважин глубоководного бурения, проведённого в районе Восточно-Индийского хребта с б/с "Гломар Челленджер".

Для крайних северной и южной частей Восточно-Индийского хребта использовались репродукции профилограмм НСП 22-го и 26-го рейсов б/с "Гломар Челленджер", приведённые в томах Отчётов по глубоководному бурению (Von der Borch, Sclater e.a., 1974; Davies, Luyendyk e.a., 1974). Качество и масштаб имеющихся репродукций и неполное представление материалов в этих изданиях, к сожалению, не дают возможности использовать их для детального сейсмостратиграфического анализа осадочной толщи, а позволяют лишь получить представления о мощности и распространении основных слоёв осадков и рельефе фундамента. В связи с этим при сопоставлении данных НСП с разрезами скважин использовались высококачественные профили НСП 58-го рейса нис "Витязь", 25-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" и 32-го рейса нис "Академик Курчатов", пересекающие точки бурения скважин 214; 215; 261; 217 и 253.

Г Л А В А Ш

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ

Основой для последующего описания строения осадочной толщи Восточно-Индийского хребта является сводный продольный сейсмический разрез, построенный автором в результате интерпретации данных НСП 58-го рейса нис "Витязь", 25-го рейса нис "Дмитрий Менделеев", 22-го и 26-го рейсов б/с "Гломар Челленджер" (рис. 9). Общее представление о распределении осадков вкрест простирания хребта иллюстрируют сейсмические разрезы по данным НСП зарубежных экспедиций, представленные на рис. 10. Важное значение имеют материалы НСП, полученные на детальных полигонах 54-го и 58-го рейсов нис "Витязь" (Неп-рочнов и др., 1976; 1979в), которые дают наиболее полное представление об особенностях строения осадочного чехла и фундамента при переходе от окружающих хребет котловин в области его западного и восточного склонов и, далее, в сводовую часть. Ценную информацию о соотношениях чехла Восточно-Индийского хребта с отложениями Бенгальского и Никобарского конусов выноса дали профили НСП 32-го рейса нис "Академик Курчатов" К-32-17, - 18 и - 19, отработанные в северной части хребта (Милановский и др., 1982). Положение перечисленных профилей показано на рис. 4.

По простиранию Восточно-Индийский хребет разделяется на три сегмента - Южный, Центральный и Северный, различающиеся своей шириной, высотой, расчленённостью рельефа дна и фундамента, а также особенностями строения осадочной толщи. Этим сегментам, положение которых показано на рис. 9, соответству-

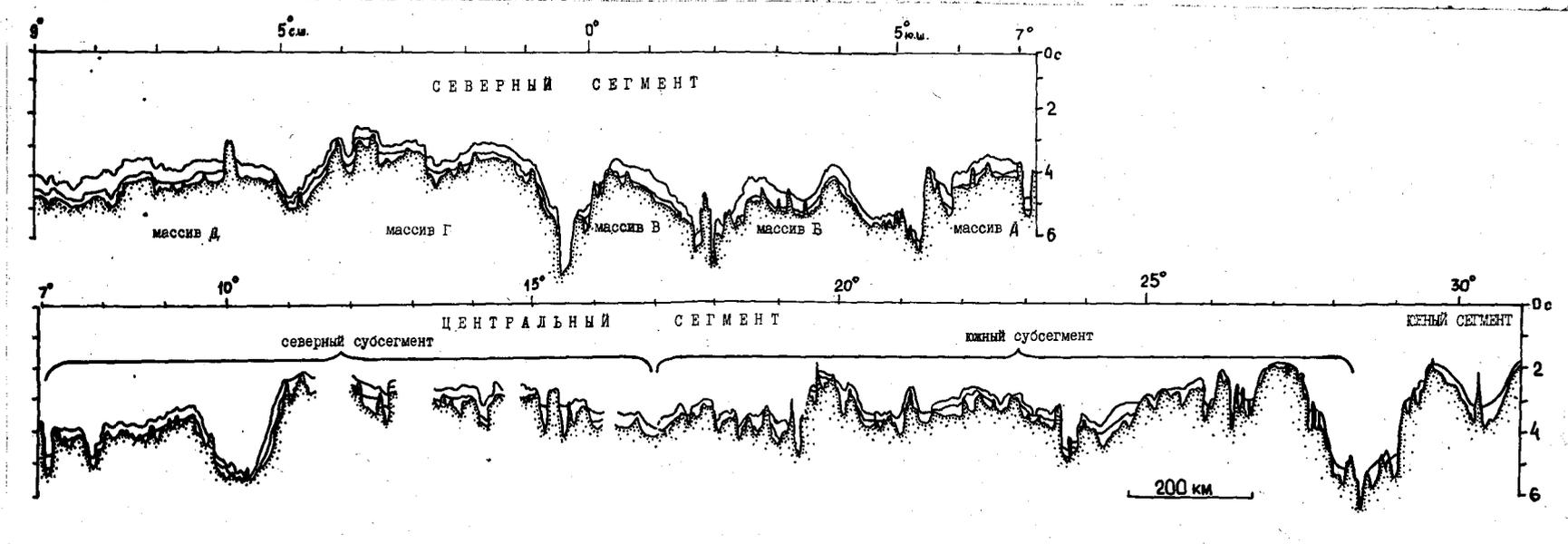


Рис. 9. Сводный сейсмический разрез вдоль гребня Восточно-Индийского хребта, составленный по данным НСП 58-го рейса нис "Витязь" и 25-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" с использованием материалов НСП 22 и 26-го рейсов б/с "Гломар Челленджер" (Von der Borch, Sclater e.a., 1974; Luyendyk, Davies e.a., 1974). Положение использованных профилей НСП показано на рис. 4.

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
 ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
 ИНСТИТУТ
 СССР
 Москва В. И. Давидов

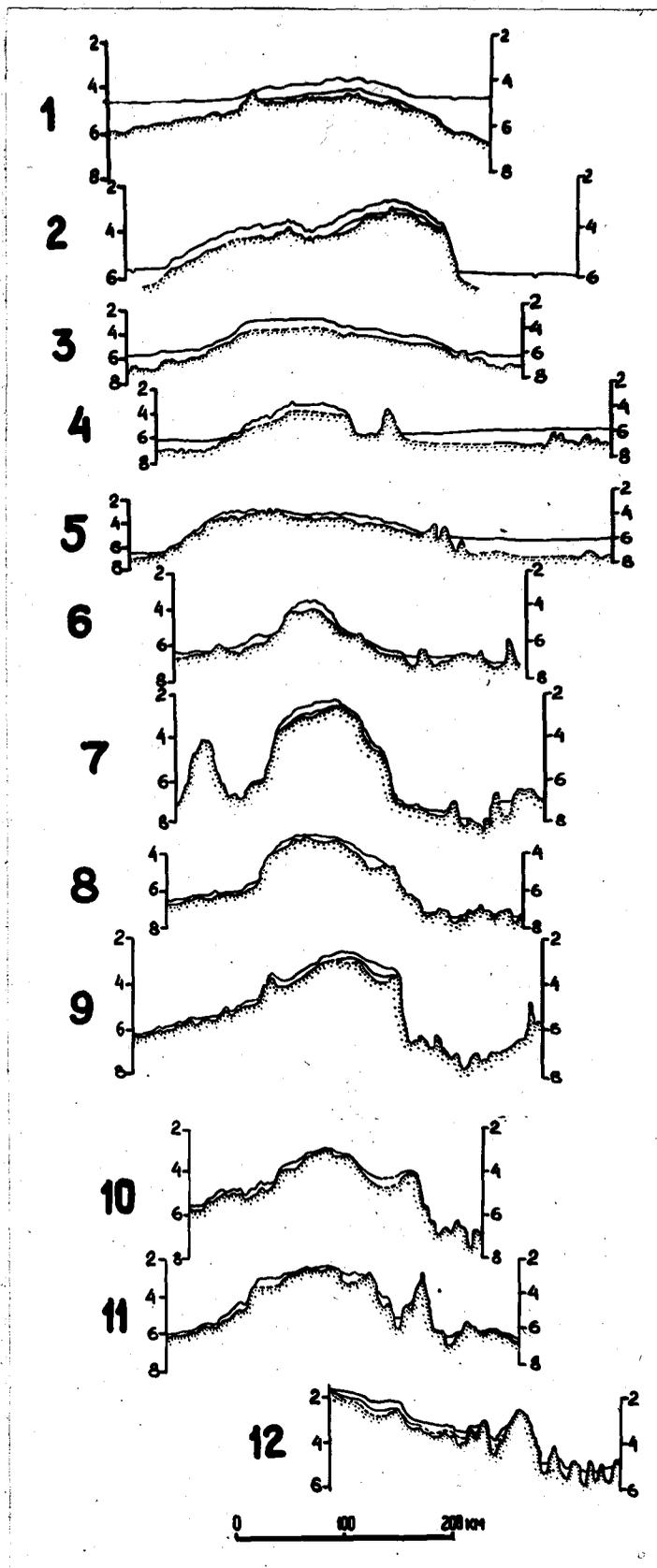


Рис. 10. Сейсмические разрезы по профилям НСП, пересекающим Восточно-Индийский хребет. Положение профилей показано на рис. 4. (Геолого-геофизический Атлас Индийского океана, 1974; Bowin, 1973; Ewing e.a., 1969; McKenzie, Sclater, 1971).

ют следующие профили НСП:

- I - Южный сегмент - профиль Гл.Чел. - 26 ($31^{\circ} - 29^{\circ}$ ю.ш.);
- II - Центральный сегмент ($28^{\circ} - 7^{\circ}$ ю.ш.) - профиль Гл.Чел. - 26, продолжение ($27^{\circ}30' - 25^{\circ}$ ю.ш.); профиль В-58-4 ($16^{\circ}30' - 7^{\circ}$ ю.ш.);
- III - Северный сегмент (севернее 7° ю.ш.); профиль В-58-4, продолжение (7° ю.ш. - $1^{\circ}30'$ с.ш.); профиль Гл.Чел. - 22 ($1^{\circ}30' - 9^{\circ}$ с.ш.). Этот сегмент по простиранию разделяется на ряд тектонически обособленных массивов, которым с юга на север присвоена алфавитная индексация.

Положение выделенных сегментов и массивов показано на рис.9.

§ I. Южный сегмент.

Исследованиями НСП на профиле Гл.Чел. - 26 охвачены лишь северная и восточная части Южного сегмента. Его северная часть, в пределах которой пробурена скв.254, на описываемом профиле (Luyendyk, 1974) состоит из двух массивов, вершины которых расположены на глубине 1,0-1,1 км, разделённых широкой депрессией относительной глубиной около 1 км (см.рис. II). Осадки в сводовой части данного сегмента развиты повсеместно. Они отсутствуют лишь на крутых участках склонов, отвечающих зонам разломов. Мощность чехла меняется от 0,1-0,3 км в вершинных частях массивов до 0,7-0,8 в депрессии, разделяющей Южный и Центральный сегменты ($29^{\circ} - 27^{\circ}30'$ ю.ш.) и на восточном склоне хребта в районе скв.254 (рис. IIa). Осадочная толща, в основном, имеет трехслойное строение. В приподнятых частях массивов нижний, а на отдельных местах и средний

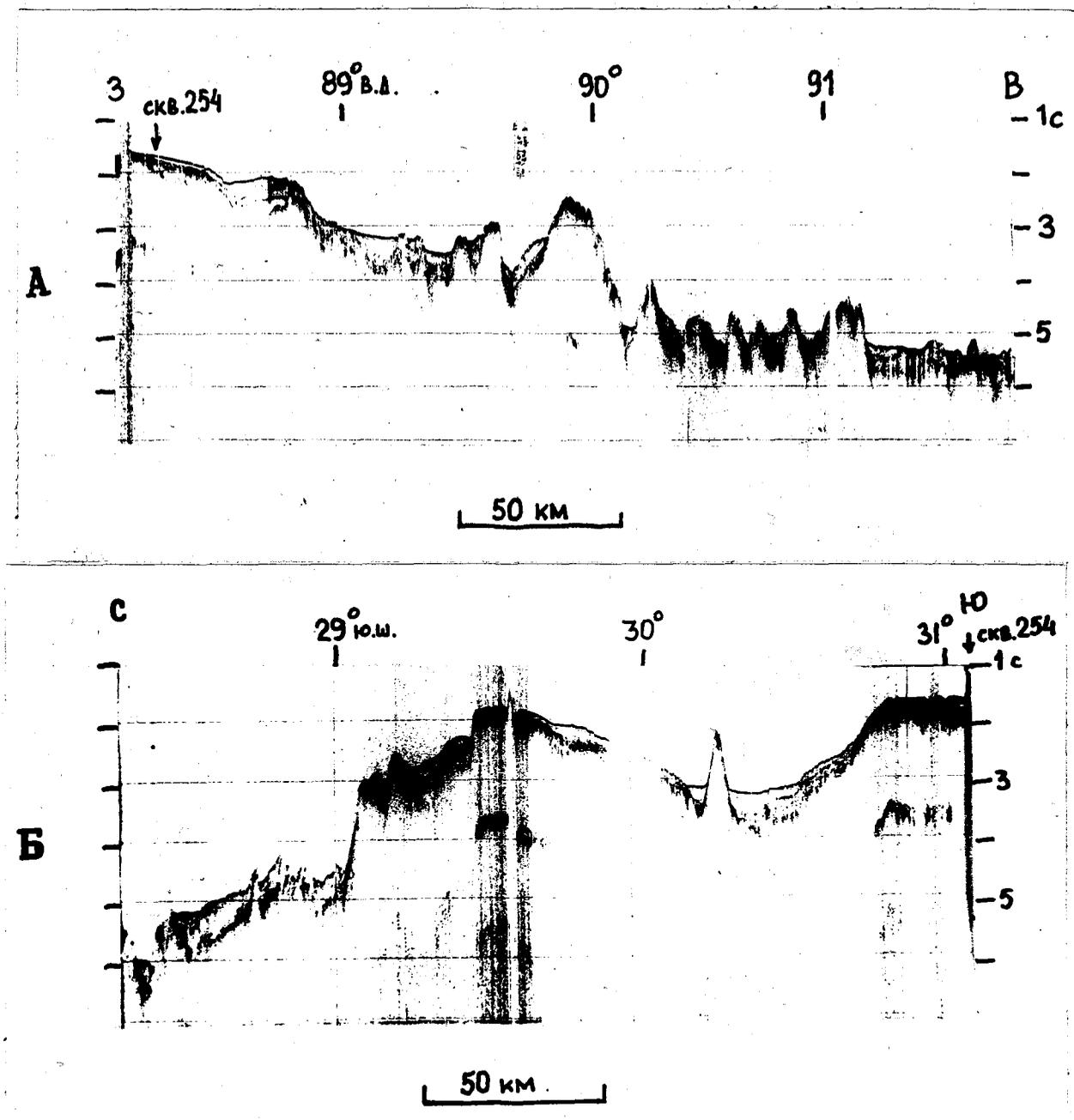


Рис. II а-б. Примеры записей НСП по профилю G1.Ch.-26 в районе скв.254.
 а - широтный профиль скв.254 - 91°30 в.д.;
 б - меридиональный профиль скв.254 - 28°25 ю.ш.
 Положение профилей см. рис. 4.

осадочные слои выклиниваются. На записях НСП полный разрез осадочной толщи выглядит следующим образом: верхний акустически прозрачный слой, средний стратифицированный и нижний слабо стратифицированный слои. Мощности отдельных слоёв меняются в широких пределах. На рис. II а, б, показан характер строения осадочной толщи и его изменчивость в пределах Южного сегмента хребта. Интенсивность отражений от разделяющих слоёв границ уменьшается с глубиной. Шероховатая поверхность акустического фундамента характеризуется наибольшей, среди поддонных границ, расчленённостью. Качество используемых материалов НСП позволяет установить налегание лишь в подошве верхнего слоя. В то же время выклинивание нижележащих слоёв на поднятиях в рельефе фундамента даёт возможность предположить размыв слагающих эти слои отложений.

В районе $29^{\circ}30'$ ю.ш. в сводовой части северного массива наблюдается возрастание отражающих свойств подошвы верхнего слоя. В центре этого участка выделяется узкое (около 2 км в основании) поднятие фундамента относительной высотой 0,4 км (см. рис. II б), представляющее собой, очевидно, вулканическую постройку, сформировавшуюся до накопления верхнего осадочного слоя.

Ещё одна коническая вулканическая постройка выделяется на $30^{\circ}20'$ ю.ш. в днище разделяющей массивы депрессии (см. рис. II б). Её высота над дном 0,8 км (полная высота более 1,3 км), ширина в основании 8–10 км. Характерно, что поблизости здесь не наблюдается сильно отражающих границ в осадках, подобных описанным выше, а некоторое увеличение интенсивности отражений отмечается на границе между средним и нижним оса-

дочными слоями. Это, вероятно, обусловлено относительно более ранним формированием данного вулканического аппарата по сравнению с другими, расположенными на вершинах массивов ($30^{\circ}58'$ ю.ш., $87^{\circ}54'$ в.д.).

Разрез скв. 254 представлен на рис. 12 (Davies, Luwenduk, e.a., 1974). В основании осадочной толщи на глубине 301 м вскрыты базальты, в которых скважина прошла 42 м. Среди них выделяется три основных типа (снизу вверх):

- 1) мелкозернистые автобрекчированные оливинные базальты мощностью 9 м;
- 2) миндалекаменные стекловатые оливинные базальты мощностью 20 м;
- 3) среднезернистые офитовые базальты мощностью 13 м.

Взаимоотношения упомянутых типов базальтов неясны.

Все породы сильно изменены. Определения абсолютного возраста дали цифры $18 \pm 0,5$; 49 ± 5 (Rundle e.a., 1974) и 38 млн. лет (Duncan, 1978).

На сильно выветрелых базальтах залегает папка мелководных алевритистых глин и песчаников, содержащая отдельные прослойки галечниковых конгломератов, общей мощностью 91,5 м. Обломочный материал представлен продуктами разрушения базальтов. На глубине 277 м вскрыто 0,5 м базальтов, близких непосредственно подстилающим осадочную толщу. Характер их контакта с вмещающими породами невыявлен. Резкое изменение твердости пород на двух интервалах, отмеченное в процессе бурения, указывает на существование ещё двух аналогичных прослоев базальтов. Изучение фрагментов раковин моллюсков позволило приблизительно определить возраст этой

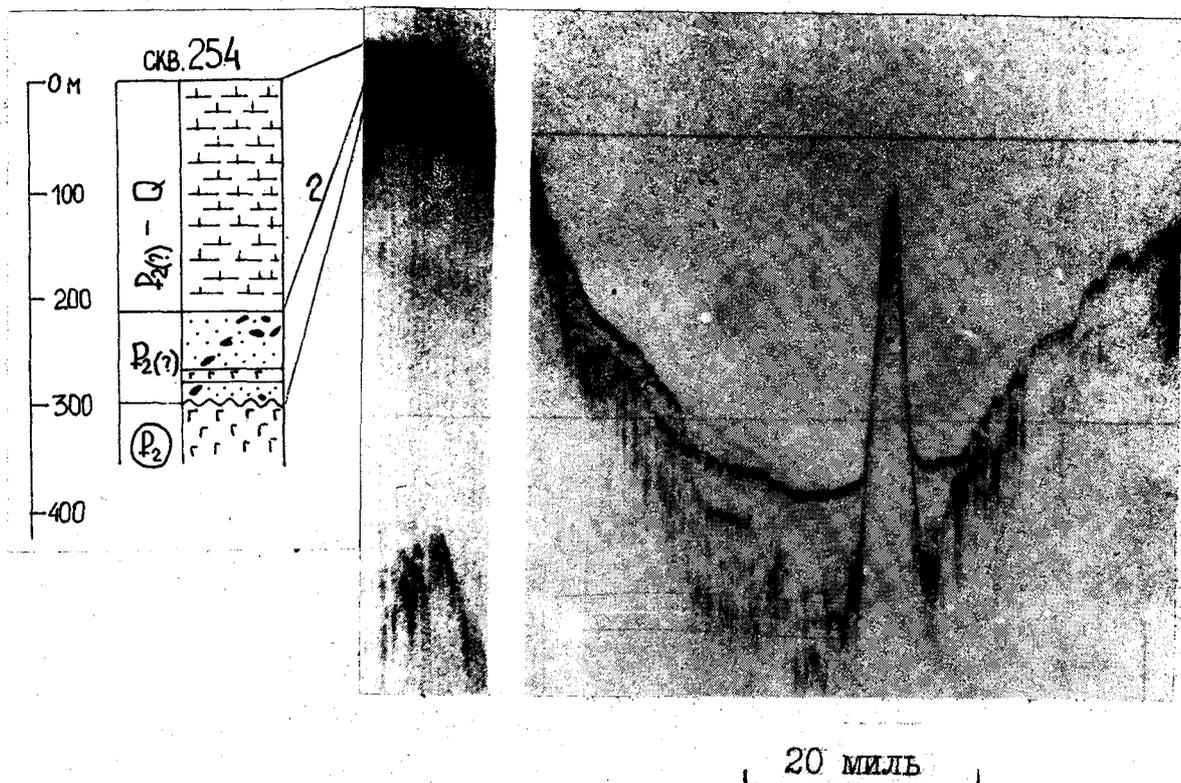


Рис.12. Корреляция разреза скв. 254 с данными НСП 26-го рейса б/с "Гломар Челленджер" (Davies, Luyendyk e.a., 1974).
Условные обозначения к колонкам скважин в данной и последующих схемах корреляции данных НСП и бурения см. рис. 6.

пачки как эоценовый.

Выше залегает пачка карбонатных отложений мощностью 210 м, в основании сложенная кокколитовым и микарбовым мелом, вверх по разрезу переходящим в кокколитовый ил.

Фаунистически определен олигоцен-четвертичный возраст лишь верхних 180 м этой пачки, сложенных кокколитовыми илами. Возраст нижних 30 м можно приблизительно определить как средне-, верхнеэоценовый лишь по аналогии со скв. 253, где вскрыто 35 м микарбового и кокколитового мела среднего-верхнего эоцена и 116 м олигоцен-четвертичных кокколитовых илов. Участниками бурения отмечено, что для разреза скв. 254 характерен постепенный переход от прибрежных мелководных условий осадконакопления в низах разреза в эоцене к глубоководным в конце олигоцена. Но отдельные формы мелководных фораминифер отмечены также в отложениях нижнего миоцена.

Корреляция данных НСП и скв. 254 затруднена в связи с тем, что скважина пробурена на склоне погребённого поднятия фундамента в зоне сокращения мощности и выклинивания нижних осадочных слоёв. Лишь верхний акустически прозрачный слой уверенно коррелируется с пачкой карбонатных отложений эоцена (?) — плейстоцена (см.рис. 12). Средний слой стратифицированных осадков соответствует пачке терригенных вулканомиктовых отложений эоценового (?) возраста, а разделяющая средний и нижний осадочные слои отражающая граница коррелируется с кровлей базальтов. За акустический фундамент принята граница, залегающая в районе скв. 254 на 0,375 с под дном (по данным радиобуя), то есть на 0,065 с глубже кровли достигнутых бурением базальтов. Это позволяет предположить, что нижний слой слабо стратифици-

рованных осадков представлен досреднеэоценовыми отложениями.

Между 29° и $27^{\circ}30'$ ю.ш. профиль НСП пересекает глубокую и широкую впадину с наибольшей глубиной около 4,5 км, соответствующей глубинам в окружающих котловинах. Акустический фундамент во впадине сильно расчленён и перекрыт акустически прозрачными осадками мощностью до 0,8 км, сходными с аналогичными отложениями, развитыми в южных частях близлежащих Центральной и Западно-Австралийской котловин.

§ 2. Центральный сегмент.

В пределах северной части профиля НСП Гл.Чел. — 26 (между $27^{\circ}30'$ и $24^{\circ}53'$ ю.ш. — скв.253) выделяется три тектонически обособленных массива, разделённых депрессиями относительной глубиной до 1,2 км (рис. 13). Вершинная поверхность двух южных массивов ($27^{\circ}30'$ ю.ш. — 26° ю.ш.) располагается на глубине 1,9–2,0 с (1,4–1,5 км). Здесь развиты акустически прозрачные осадки мощностью 0,15 — 0,20 км, залегающие непосредственно на сравнительно слабо расчленённой поверхности акустического фундамента. На склонах этих массивов, при глубинах моря свыше 2 с (1,5 км) мощность осадочной толщи возрастает до 0,3–0,35 км и в её нижней части появляется маломощный слой стратифицированных осадков. Вершинная поверхность северного массива расположена на глубине 2,3–2,5 с (1,7–1,9 км). В её пределах осадочная толща имеет двуслойное строение — нижний стратифицированный слой и перекрывающий его акустически прозрачный. Мощность нижнего слоя стратифицированных осадков составляет 0,3 км во впадинах в рельефе фундамента, сокращаясь до 0,1 км над поднятиями. Вблизи выступов фундамента

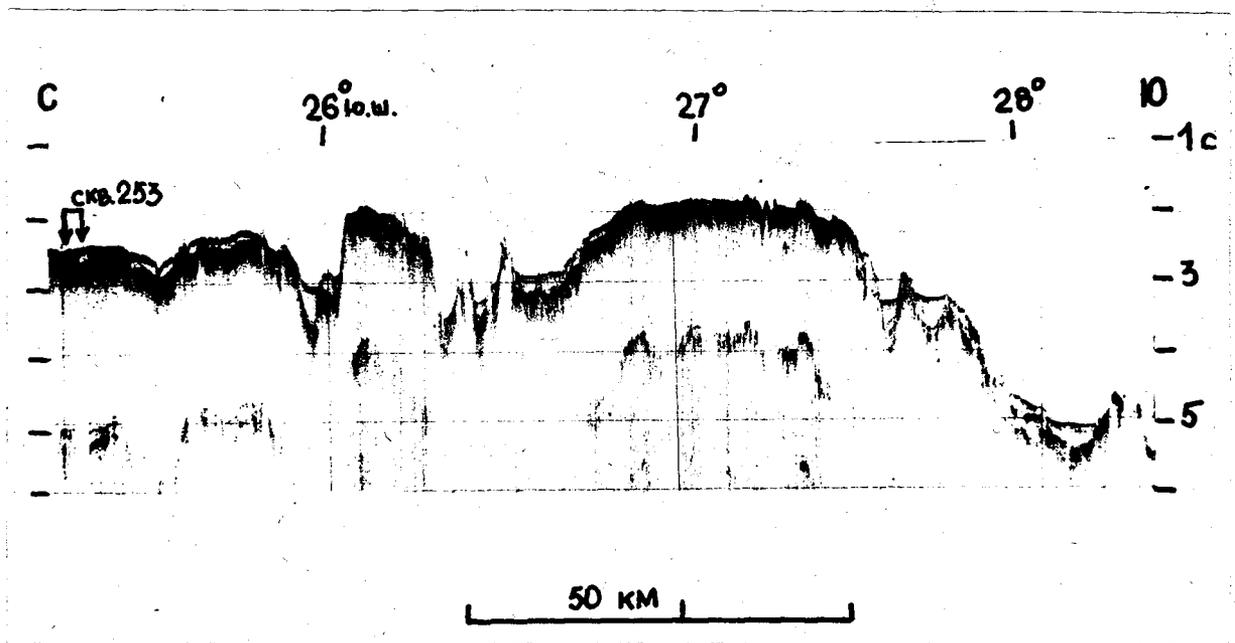


Рис. 13. Пример записи НСП по профилю
от $28^{\circ}25'$ ю.ш. до скв. 253 (по Luyendyk,
Davies, e.a., 1974).

Положение профилей см. рис. 4.

этот слой выклинивается. Верхний слой акустически прозрачных осадков имеет выдержанную по простиранию мощность около 0,2 км. Во впадинах, разделяющих упомянутые массивы, развиты акустически прозрачные осадки мощностью до 0,5 км. В пределах одной из них, на $26^{\circ}30'$ ю.ш. выделяется два поднятия фундамента, интерпретируемые автором как вулканические постройки (см.рис. I3).

Характерной особенностью строения осадочной толщи описанного участка хребта, выделенной по данным НСП, является выклинивание стратифицированных осадков выше определённой глубины моря, составляющей около 2 с (1,5 км).

Разрез скв. 253 ($24^{\circ}53'$ ю.ш., $87^{\circ}22'$ в.д.) представлен на рис. I4. В его основании вскрыты мелкозернистые оливинные базальты, петрохимически близкие толеитам срединных хребтов (Кашинцев и др., 1981). Их абсолютный возраст, определённый K - Ar методом - 101 млн.лет (альб) (Rundle, e.a., 1974). На базальтах залегает мощная (388 м) пачка вулканокластических отложений, накопившаяся в относительно мелководных условиях. Вулканогенные отложения представлены, преимущественно, изменёнными стекловатыми туфами, а также лапиллиевыми туфами и пеплами базальтового состава. Часть вулканогенного материала переотложена. Отдельные горизонты обогащены карбонатным материалом. Интересно, что несмотря на то, что формирование вулканогенной толщи должно было происходить неподалёку от центра извержения, встречено лишь два маломощных (0,15 и 0,35 м) потока пузырьчатых базальтов. Возраст вулканогенно-осадочной толщи по определениям заключённых в ней фораминифер и кокколитов - среднеэоценовый, причем

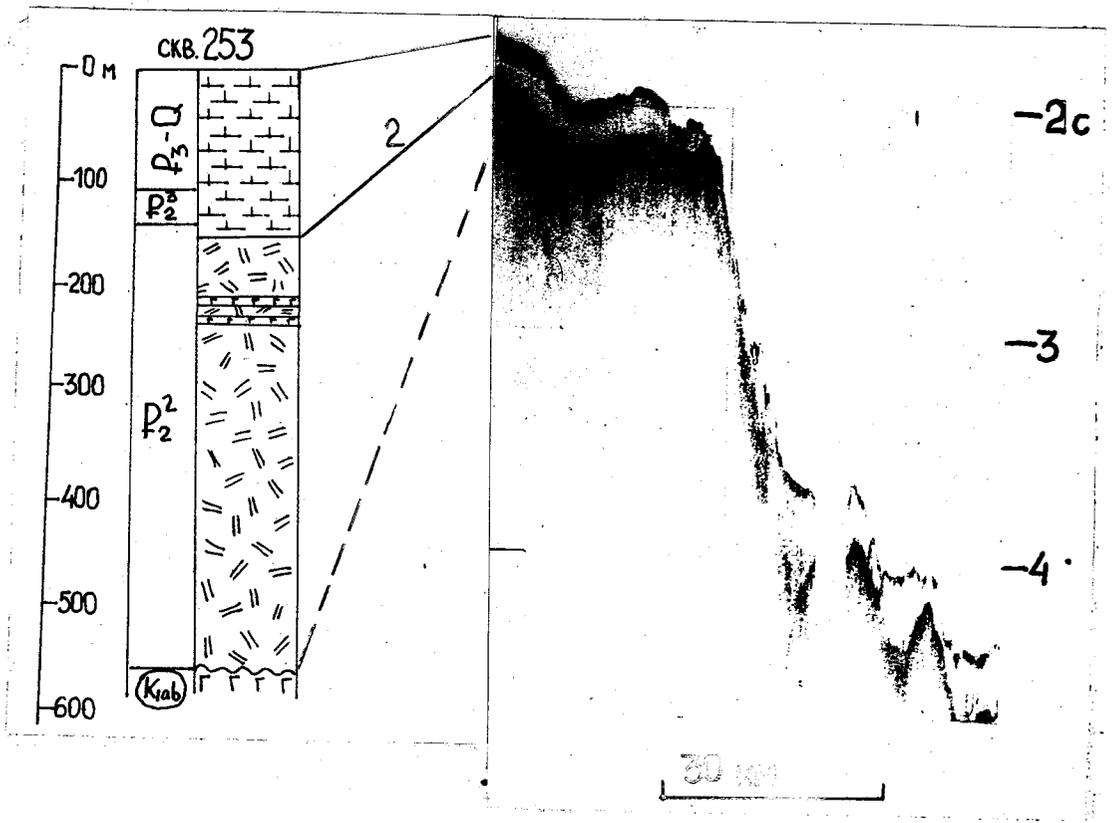


Рис. 14. Корреляция разреза скв. 253 с данными НСП 26-го рейса б/с "Гломар Челленджер" (Davies, Luyendyk e.a., 1974).

участниками бурения отмечено, что длительность её формирования вряд-ли превышала 2-4 млн. лет.

На вулканогенных отложениях залегает толща кокколитовых илов среднеэоценового-четвертичного возраста мощностью 153 м. Изучение микрофауны этой толщи показало, что на протяжении конца эоцена - начала миоцена осадконакопление происходило в прибрежных мелководных условиях (присутствие в нижнемиоценовых отложениях перетолженных верхнеэоценовых кокколитов может указывать на осушение близлежащих участков дна), и лишь с рубежа раннего и среднего миоцена здесь господствовали пелагические условия осадконакопления.

В ходе бурения в районе скв. 253 было отработано несколько коротких профилей НСП, на которых в непосредственной близости от скважины выделялись лишь очень интенсивные реверберационные отражения от подошвы верхнего акустически прозрачного слоя на времени 0,15 с под дном. На сейсмическом профиле, полученном с помощью радиобуя, удалось выделить слабые отражения от нижележащих границ, которые были сопоставлены с данными бурения (Davies, Luendenk e.a., 1974. p.p. 164-166). Верхняя сильно отражающая граница на 0,16 с соответствует контакту карбонатных и вулканогенных отложений на глубине 153 м (рис. 14). Граница на 0,48 с сопоставляется с кровлей оливковых базальтов на глубине 558 м, причём ниже выделены отражения на 0,575 и 0,625 с. Промежуточные слабо отражающие границы на 0,25 и 0,34 с видимой связи с литологией не обнаруживают.

Приведённая схема корреляции может быть применена лишь в непосредственной близости от скв. 253 в силу специфичности нижней части вскрытого бурением разреза, сложного рельефа дна и нижележащих границ и неуверенного выделения большей части из них.

ПРОФИЛЬ М-25-9, представленный на рис. 15, по диагонали пересекает восточный склон хребта, в точке скв. 253 поворачивает на север (см. рис. 4) и далее протягивается до полигона В-58-1. Его участок, приведённый на рис. 16а, иллюстрирует строение осадочной толщи и фундамента в районе скв. 253. Анализ данных НСП пр. М-25-9 совместно с материалами 26-го рейса б/с "Гломар Челленджер" (сейсмическими и буровыми), показывает, что эта скважина пробурена на склоне изометричной в плане подводной вулканической постройки размером 20-30 км и относительной высотой около 1 км, сложенной среднеэоценовыми вулканокластическими образованиями и погребенной под более молодыми кокколитовыми илами. Вулканокластические отложения в точке скважины залегают непосредственно на меловых (альбских (?)) (Rundle e. a., 1974) базальтах основания Восточно-Индийского хребта, по составу резко отличающихся от вышележащих вулканитов. Вместе с тем, возможно присутствие на соседних участках под последними досреднеэоценовых осадков. Об этом свидетельствует резкое изменение строения чехла к северу от подножья вулкана — здесь появляется двуслойная осадочная толща, состоящая из верхнего акустически прозрачного слоя (непрерывно прослеживающегося от скв. 253) мощностью 0,25 км и нижнего стратифицированного слоя мощностью также около 0,25 км, в подошве которого уверенно следятся отражения от акустического фундамента.

Таким образом, чрезвычайно интересный разрез скв. 253 является неполным и может быть использован для идентификации в прилегающих участках хребта лишь верхнего акустически прозрачного слоя, так как вулканокластические образования распро-

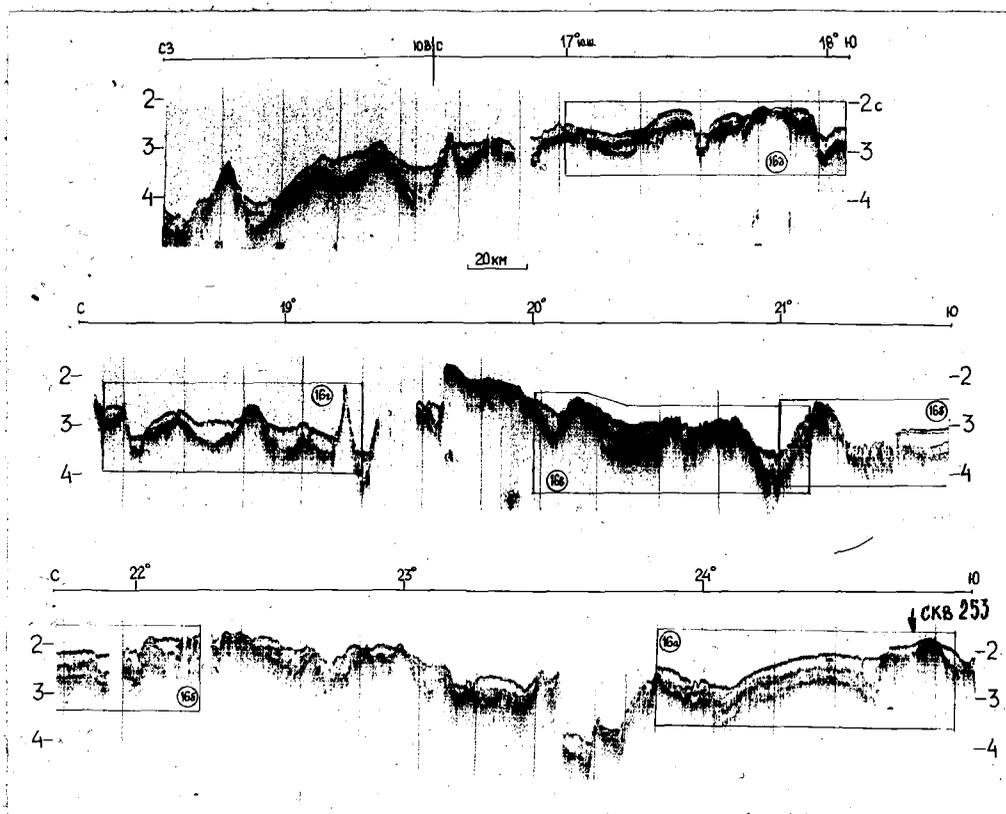


Рис. 15. Профиль НСП М-25-9. Положение профиля показано на рис. 4. Участки профиля, приведенные на рис. 16, заключены в рамку, в кружках даны номера рисунков.

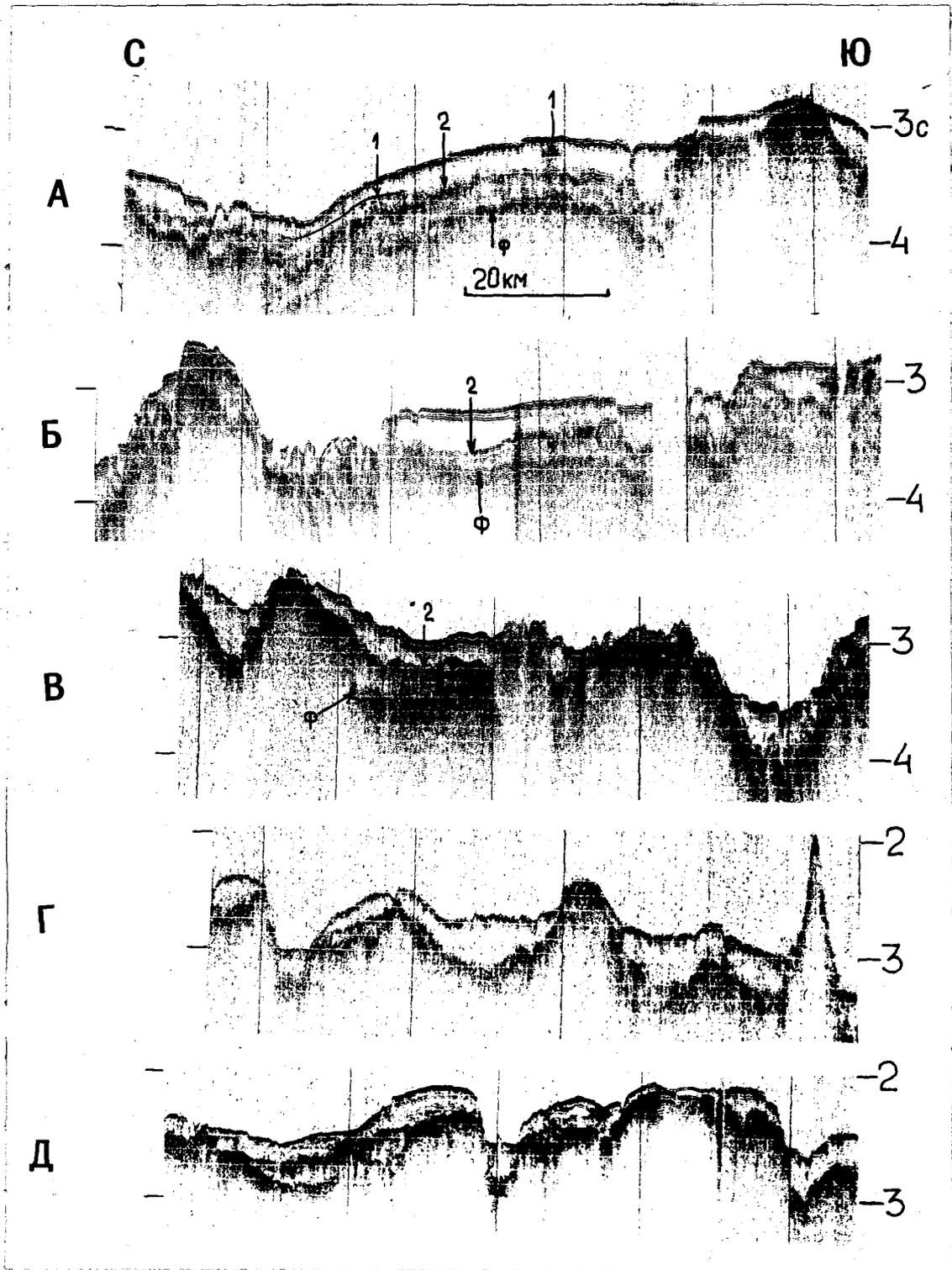


Рис. 16 а-д. Примеры записей НСП по отдельным участкам пр. М-25-9. Положение приведенных участков профилей НСП показано на рис. 15.

странены только в непосредственной близости от центра извержения, а у подножия этого вулкана под верхним осадочным слоем несомненно залегают более древние отложения.

На всём протяжении пр. М-25-9 осадочная толща имеет аналогичное описанному выше двуслойное строение. Разделяющая слои сильно отражающая граница (по интенсивности отражений часто превосходящая акустический фундамент) представляет собой пуг коррелирующихся отражений длительностью до 0,1 с.

Мощность осадков колеблется от 0,05-0,1 км на вершинах поднятий в рельефе фундамента до 0,6 км во впадинах, составляя в среднем 0,4-0,5 км. На рис. 16 а-д показаны наиболее характерные фрагменты профиля. Можно выделить два основных типа строения осадочной толщи.

Первый тип характерен для участков с относительно спокойным, субгоризонтальным рельефом дна (см. рис. 16 а, б). Здесь на более или менее ровной поверхности фундамента согласно залегают отложения нижнего и верхнего осадочных слоев. Мощности обоих слоёв выдержаны по простиранию, составляя 0,2-0,25 км для нижнего и 0,25-0,35 км для верхнего. Протяжённость подобных участков 25-40 миль.

Второй, более распространённый тип строения осадочной толщи, свойственен участкам с сильно расчленённым рельефом дна и фундамента и обычно наблюдается во впадинах и на склонах поднятий. Здесь нижний стратифицированный слой залегают лишь во впадинах в рельефе фундамента, достигая мощности 0,3 км, и выклинивается на обрамляющих их поднятиях (см. рис. 16 г). Если впадина обладает плоским дном, то осадочная толща сочетает в себе черты, свойственные как первому, так и второму

типу (см. рис. 16 в).

Мощность верхнего слоя акустически прозрачных осадков в ряде случаев возрастает до 0,5 км, однако над поднятиями в рельефе фундамента она сокращается до 0,1–0,2 км и менее, а на узких вершинах отдельных поднятий фундамента, предположительно имеющих вулканическое происхождение, осадочный чехол отсутствует (см. рис. 16 г, д). Разделяющая слои отражающая граница уверенно прослеживается на всём протяжении профиля. В районе 18° ю.ш. (см. рис. 16 д, справа) в сводовой части поднятия в рельефе фундамента одновременно с сокращением мощности верхнего слоя осадков до 0,1 км наблюдается резкое усиление интенсивности отражений от кровли нижнего слоя. Отражения от более глубоких границ отсутствуют. В целом, эта картина очень близка к описанной для района скв. 253, что позволяет предположить существование эоценового подводного вулкана на 18° ю.ш.

Рассматривая положение в разрезе участков с различным строением осадочной толщи, нетрудно заметить их приуроченность к определенным глубинам. Так, участки с выдержанным по простиранию двуслойным строением чехла характерны для глубин свыше 2,2–2,5 км. Выклинивание нижнего слоя на пологих склонах относительно крупных поднятий фундамента часто отмечается на глубинах менее 2,2–2 км, хотя эта закономерность в отдельных случаях нарушается опусканиями отдельных блоков по сбросам и естественным выклиниванием осадков на крутых склонах выступов фундамента.

Полигон В-58-1

Этот полигон, расположенный между 15° и 16° ю.ш. непосредственно южнее сочленения Восточно-Индийского хребта и поднятия Осборн, охватывает сводовую часть, западный и восточный склоны и восточное подножие хребта (Восточно-Индийский желоб). НСП проводилось по сетке широтных и меридиональных галсов (рис. 17) с расстоянием между первыми в 10-15 миль. Участок полигона в районе восточного склона размером 15 x 15 миль (микрполигон) был исследован более детально: профили НСП располагались на расстоянии примерно 2 мили друг от друга. Сейсмические разрезы по широтным профилям НСП и пример записи по одному из них приведены на рис. 18, 19 и 20, а примеры записей по отдельным участкам профилей НСП приведены на рис. 21-22.

Мощность осадков в сводовой части хребта составляет в среднем 0,4-0,6 км, увеличиваясь до 0,8-0,9 км во впадинах фундамента субмеридионального и северо-восточного простирания, отчётливо выделяющихся на схеме мощности осадков, приведённой на рис. 23 а. Осадочная толща здесь имеет строение, близкое описанному выше для расположенных южнее участков хребта. Верхний слой повсеместно развит как в сводовой части хребта, так и в пределах пологого западного склона (рис. 21 а-г). Слагающие его осадки слабо стратифицированы, а в нижней части слоя (при его повышенной мощности) акустически прозрачны. Их мощность колеблется от 0,5 км во впадинах до 0,1-0,2 км над поднятиями фундамента. Отражающие границы внутри слоя слабо деформированы. Наиболее полный разрез верхнего осадочного слоя фиксируется в глубоких впадинах близ

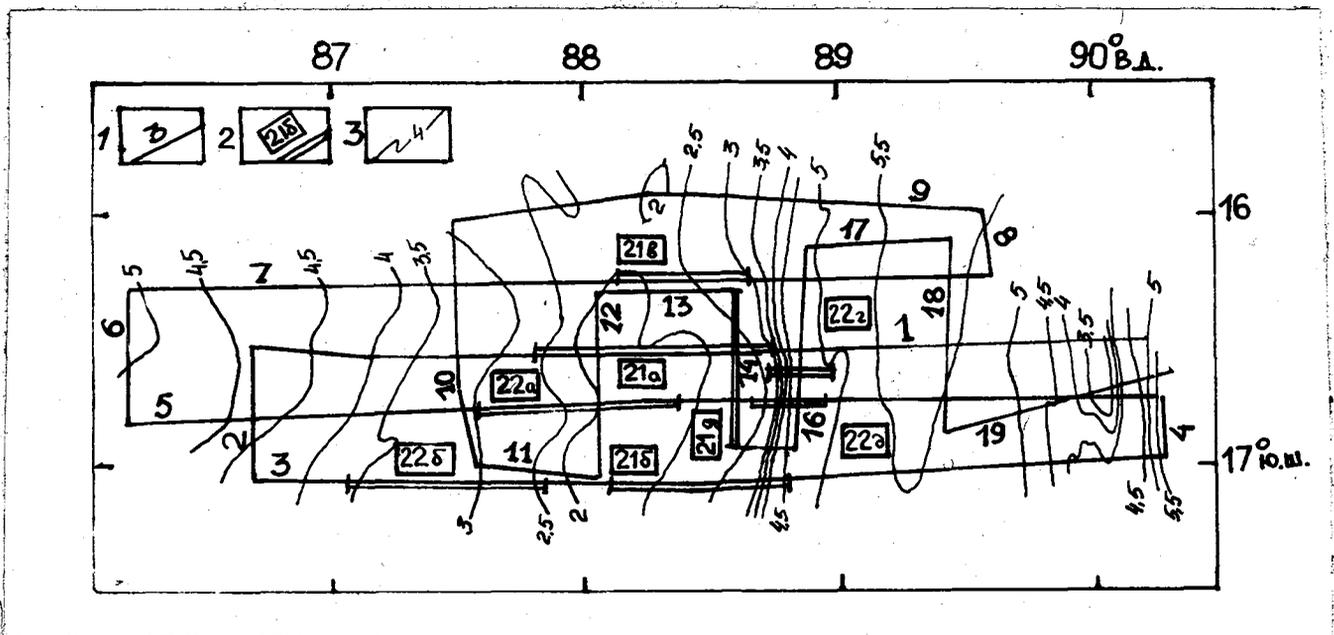


Рис. 17. Рельеф дна и положение профилей НСП на полигоне В-58-1: 1 - профили НСП; 2 - участки профилей НСП, примеры записей по которым приведены на рис. 21 и 22 (в прямоугольниках даны номера рисунков); 3 - изобаты в километрах.

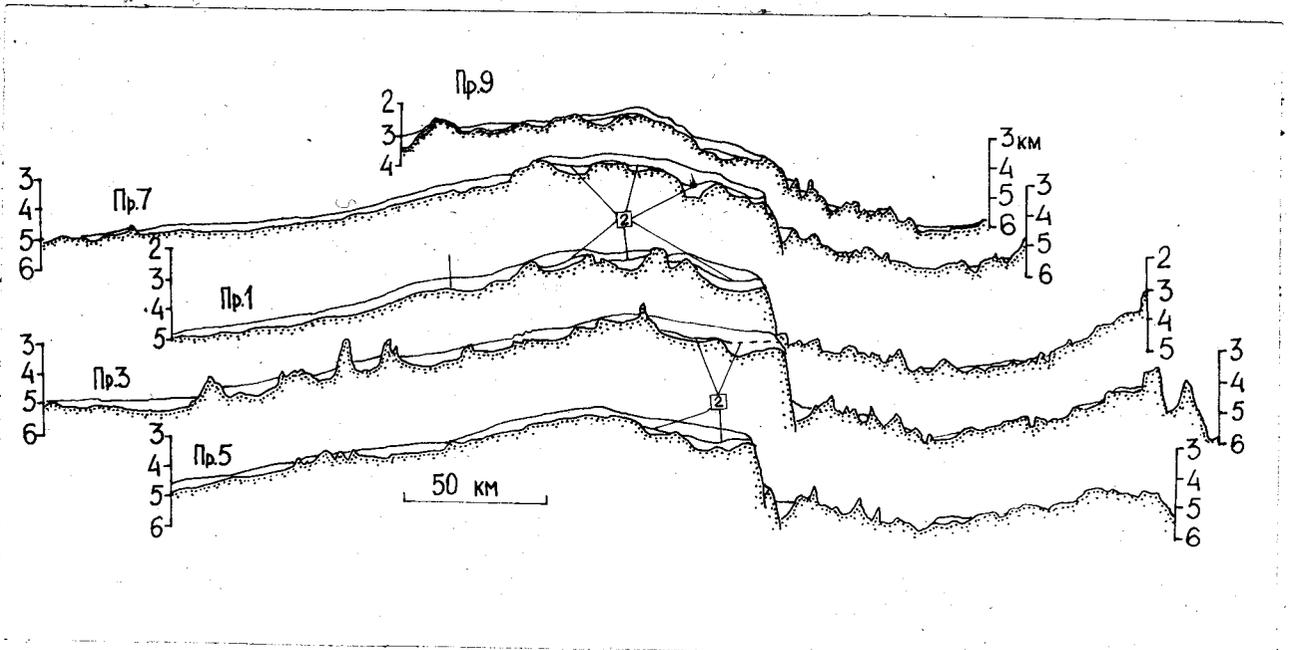


Рис. 18. Сейсмические разрезы по широтным профилям НСП на полигоне В-58-1. Положение профилей показано на рис. 17. Внутри осадочной толщи выделена отражающая граница 2.

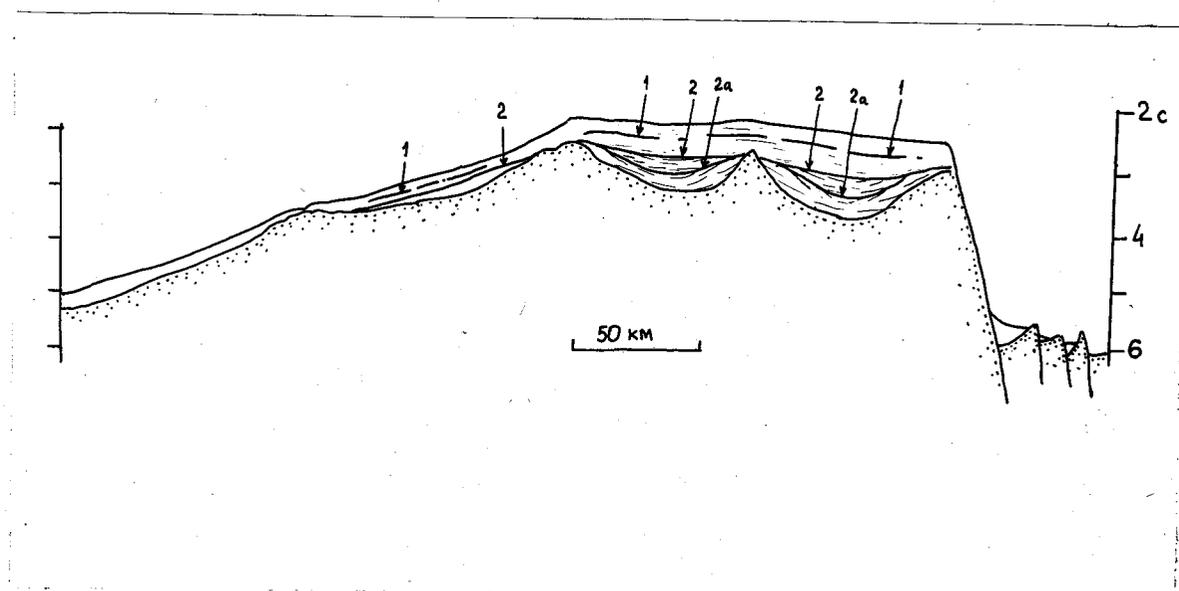


Рис. 19. Схематизированный сейсмический разрез,
иллюстрирующий строение осадочной толщи
на полигоне В-58-1.

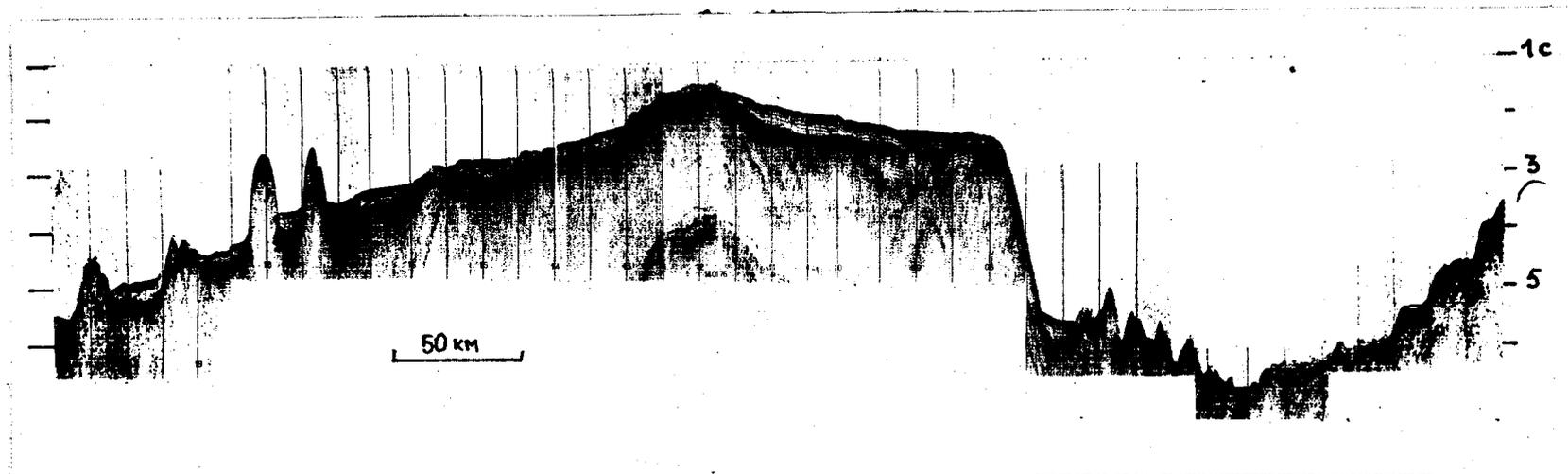


Рис. 20. Пример записи НСП по профилю 3 на полигоне В-58-І.

бровки восточного склона. Хорошо видно (рис. 19; 21 б, в), прилегание отражающих границ в подошве верхнего слоя, благодаря чему на соседних, расположенных гипсометрически выше участках нижние горизонты верхнего осадочного слоя в разрезе отсутствуют. В средней части этого слоя на участках, расположенных над глубокими впадинами в рельефе фундамента, выделяется отражающая граница I (эта граница прослеживается также на отдельных участках в районе гребня и западного склона хребта) (см. рис. 21, 22).

Восточнее описанных впадин, в наиболее приподнятой части хребта и в верхней части западного склона мощность верхнего слоя акустически прозрачных и слабо стратифицированных осадков сокращается до 0,2–0,3 км. Этот слой становится здесь более выдержанным по простиранию, хотя его сглаживающая роль по отношению к рельефу нижележащих границ по-прежнему сохраняется. Его кровля, совпадающая с поверхностью дна, изрезана многочисленными мелкими каньонами и уступами, имеющими эрозионную природу, но приуроченными, во многих случаях, к зонам тектонических нарушений. Расчленённость дна сильнее выражена на меридиональных профилях, что свидетельствует о преимущественно субширотной ориентировке этих форм рельефа.

Разделяющая верхний и нижний слои отражающая граница 2 хорошо выделяется на профилограммах в виде цуга интенсивных, как правило, хорошо коррелирующихся отражений длительностью 0,05–0,1 с (аналогично описаным выше более южным участкам). Как уже упоминалось выше, с этой границей ассоциируется отчётливое угловое несогласие. В сводовой части хребта эта граница на некоторых участках деформирована, причём в одних

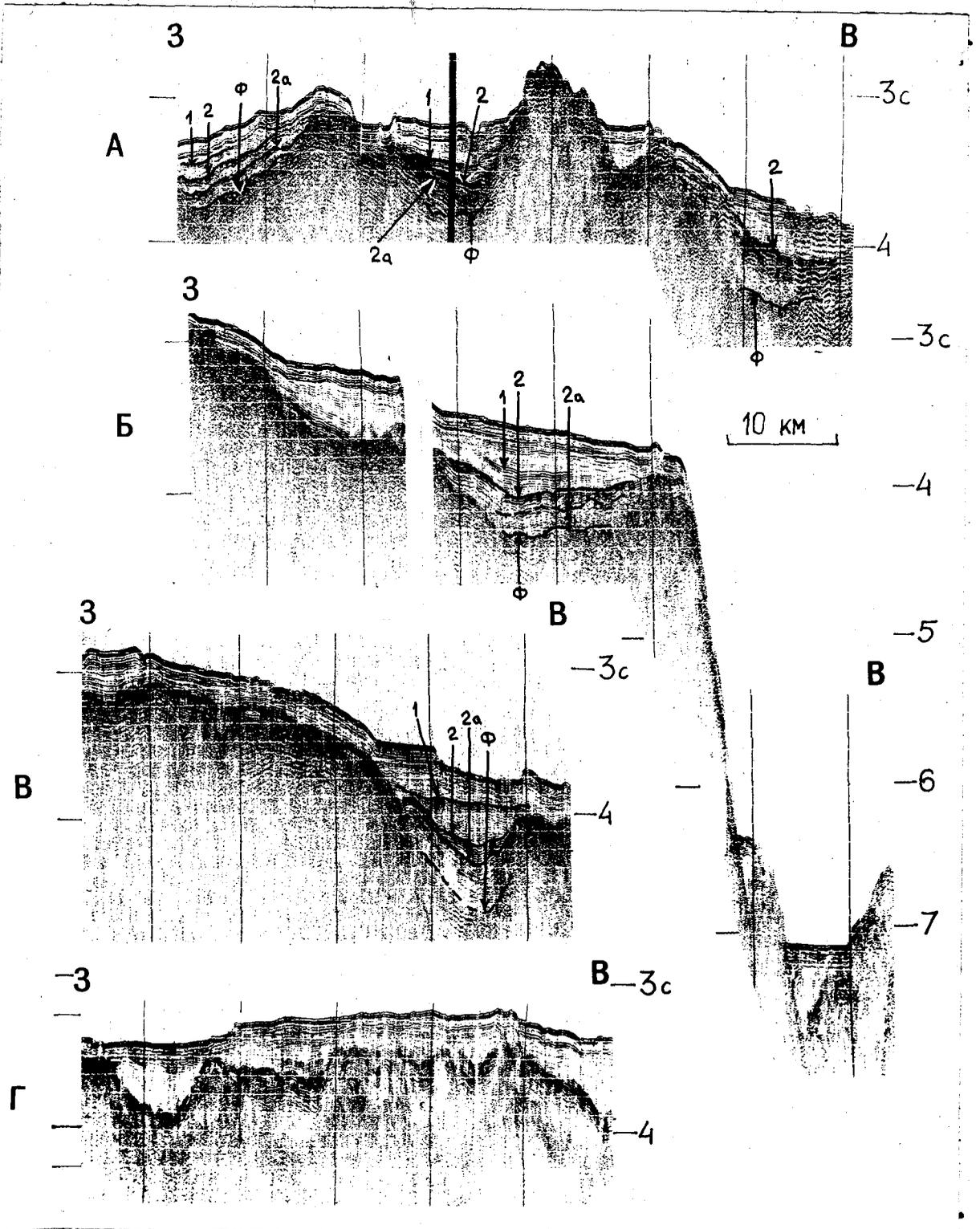


Рис. 21 а-г. Примеры записей НСП по участкам профилей на полигоне В-58-1, иллюстрирующие строение осадочной толщи и фундамента в сводовой части Восточно-Индийского хребта. Положение приведённых участков профилей НСП показано на рис. 17.

случаях (рис. 21 б) согласно с нижележащими осадками (тектоническая природа деформаций), в других — под деформированной границей залегают слабодислоцированные отложения (рис. 21 г), что указывает на эрозионный характер её рельефа. На некоторых участках сводовой поверхности на времени около 0,1 с ниже границы 2 выделяются отражения от границы 2а, с которой, подобно границе 2, ассоциируется несогласие типа подошвенного прилегания (рис. 19; 21 а, б, в).

Нижний слой стратифицированных осадков в сводовой части хребта по простиранию не выдержан в мощности. Во впадинах у кромки восточного склона его мощность достигает 0,3 км, на остальных участках она сокращается до 0,1 км и менее, а в пределах отдельных, наиболее высоких погребённых выступов фундамента этот слой выклинивается (см. рис. 21 а, б). Отражающие границы внутри слоя обычно слабо деформированы.

Наиболее глубокой отражающей границей является поверхность акустического фундамента, маркирующая подошву нижнего (граница Φ) слоя. Акустический фундамент отчетливо выделяется лишь там, где мощность нижнего осадочного слоя превышает 0,1–0,15 км. По интенсивности записи граница Φ уступает границе 2 (см. рис. 21 б, д), а на отдельных участках записи практически не видна (см. рис. 21 а), но в то же время отличается сильной акустической шероховатостью и расчленённостью рельефа.

На склонах поднятий фундамента, в местах сокращения мощности нижнего слоя, отражённые волны от границ 2 и Φ интерферируют и образуют сложную и изменчивую картину, затрудняющую интерпретацию.

Переход от сводовой части хребта к его пологому западному

склону на всех профилях довольно резкий. Уже в верхней части склона, на глубине более 2,8–3,0 км нижний слой как таковой на записях отсутствует. Здесь под акустически прозрачными осадками выделяется цуг интенсивных, хорошо коррелирующихся отражений длительностью до 0,2 с, сопоставляемый с границей 2, наложенный на отражения от шероховатой поверхности акустического фундамента (рис. 22 а, б), прослеживаемого в виде многочисленных взаимно пересекающихся осей синфазности. Огибающая интервала наиболее интенсивных гиперболических осей, интерпретируемая как граница Φ , расположена на 0,1–0,05 с и менее ниже первых вступлений отражённых волн от границы 2. На отдельных участках отложения верхнего слоя залегают непосредственно на шероховатой поверхности границы Φ (рис. 22 а). Аналогичная картина наблюдается в зоне перехода западного подножия хребта в Центральную котловину на глубинах свыше 4,5 км.

Крутой восточный склон хребта лишён осадочного покрова. В районе бровки осадки верхнего и нижнего слоёв мощностью 0,3 км срезаны сбросом (см. рис. 21 а; 22 в). Акустически прозрачные осадки мощностью 0,3–0,5 км, развитые на террасах в средней части склона и во впадине у его подножия (см. рис. 21б; 22 в), по всей видимости представляют собой опущенные по сбросам фрагменты осадочной толщи сводовой части хребта.

У подножья крутого восточного склона залегают слабо стратифицированные отложения мощностью до 0,4 км, являющиеся, вероятно, продуктами размыва и переотложения чехла сводовой части хребта. Внутри этих осадков встречаются линзовидные осадочные тела, интерпретируемые как олистолиты (рис. 22 г – показано стрелкой).

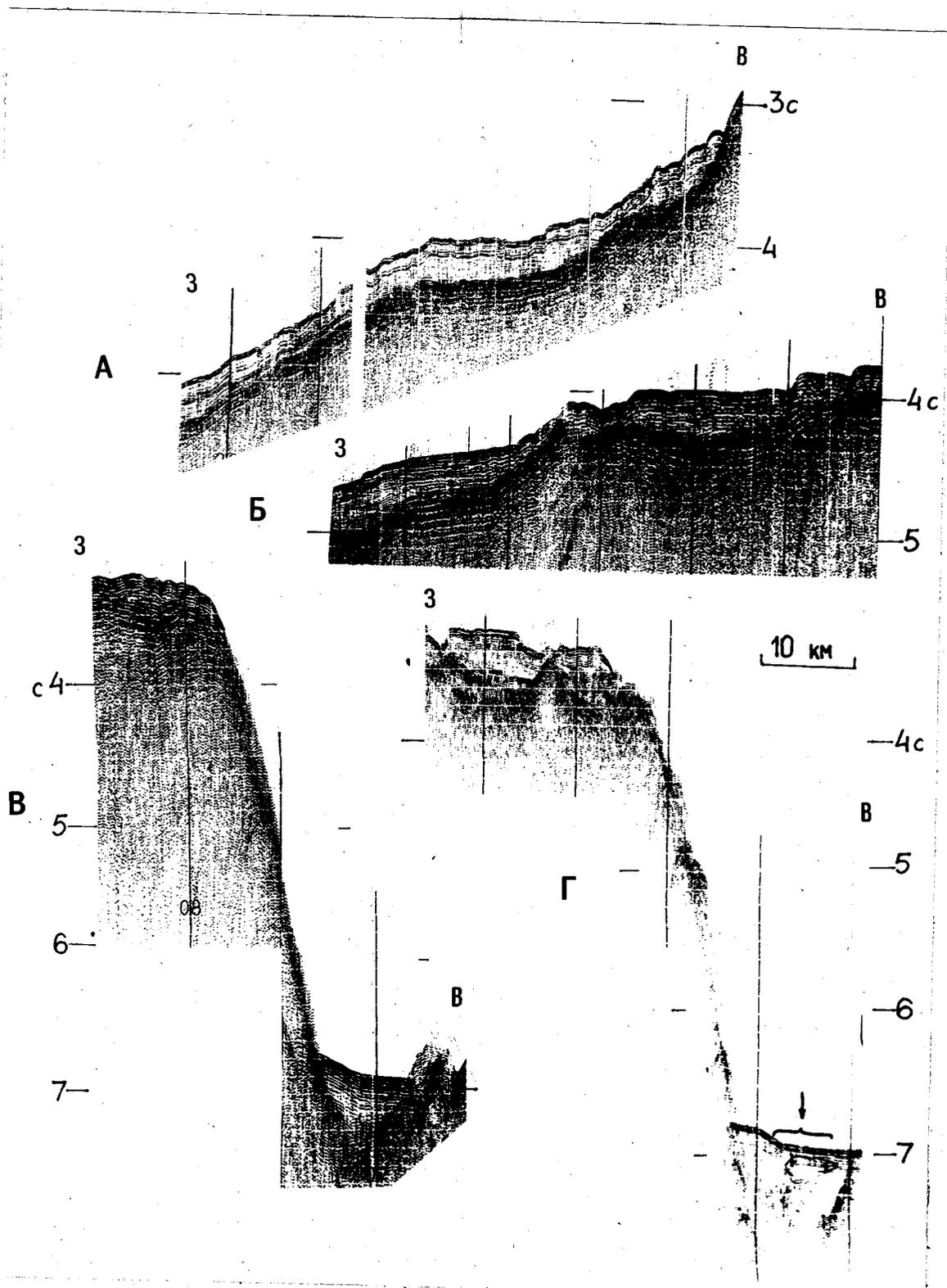


Рис. 22 а-г. Примеры записей НСП по участкам профилей на полигоне В-58-1, иллюстрирующие строение осадочной толщи и фундамента на склонах Восточно-Индийского хребта.

а, б — западный склон; в, г — восточный склон. Положение приведённых участков профилей НСП показано на рис. 17.

Восточнее подножья хребта, в зоне Восточно-Индийского желоба, дно и фундамент исключительно интенсивно раздроблены (рис. 20). Здесь развиты маломощные (до 0,2 км) слабо стратифицированные отложения, облегающие выступы фундамента и горизонтально-слоистые, вероятно переотложенные донными течениями, стратифицированные осадки мощностью до 0,3 км, заполняющие впадины между отдельными выступами. На протяжённых участках осадочный покров отсутствует.

На основании сейсмических разрезов, составленных по данным НСП, были построены карты мощности осадков и рельефа акустического фундамента в рамках полигона В-58-1.

Карта мощности осадков (рис. 23 а) показывает, что практически сплошной осадочный чехол мощностью 0,2-0,3 км развит на пологом западном склоне хребта. В пределах сводовой части хребта линейные впадины субмеридионального и северо-восточного простирания заполнены осадками мощностью до 0,8-1,0 км, а многочисленные выступы фундамента лишены осадочного покрова. В районе восточного подножья хребта осадки мощностью до 0,6 км выполняют только узкую линейную впадину, расположенную у основания восточного склона хребта и заполненную, как было показано выше, продуктами размыва и переработки чехла его сводовой части, в то время как в осевой части Восточно-Индийского желоба их мощность не превышает 0,2 км.

На карте рельефа акустического фундамента (рис. 23 б) видно, что на севере полигона сводовая часть хребта, оконтуренная изолинией 2,5 км, смещена относительно южного участка в юго-западном направлении на 10-15 км. Это смещение практически не проявляется в осевой части Восточно-Индийского желоба. Северная и северо-восточная части полигона опущены относительно южной.

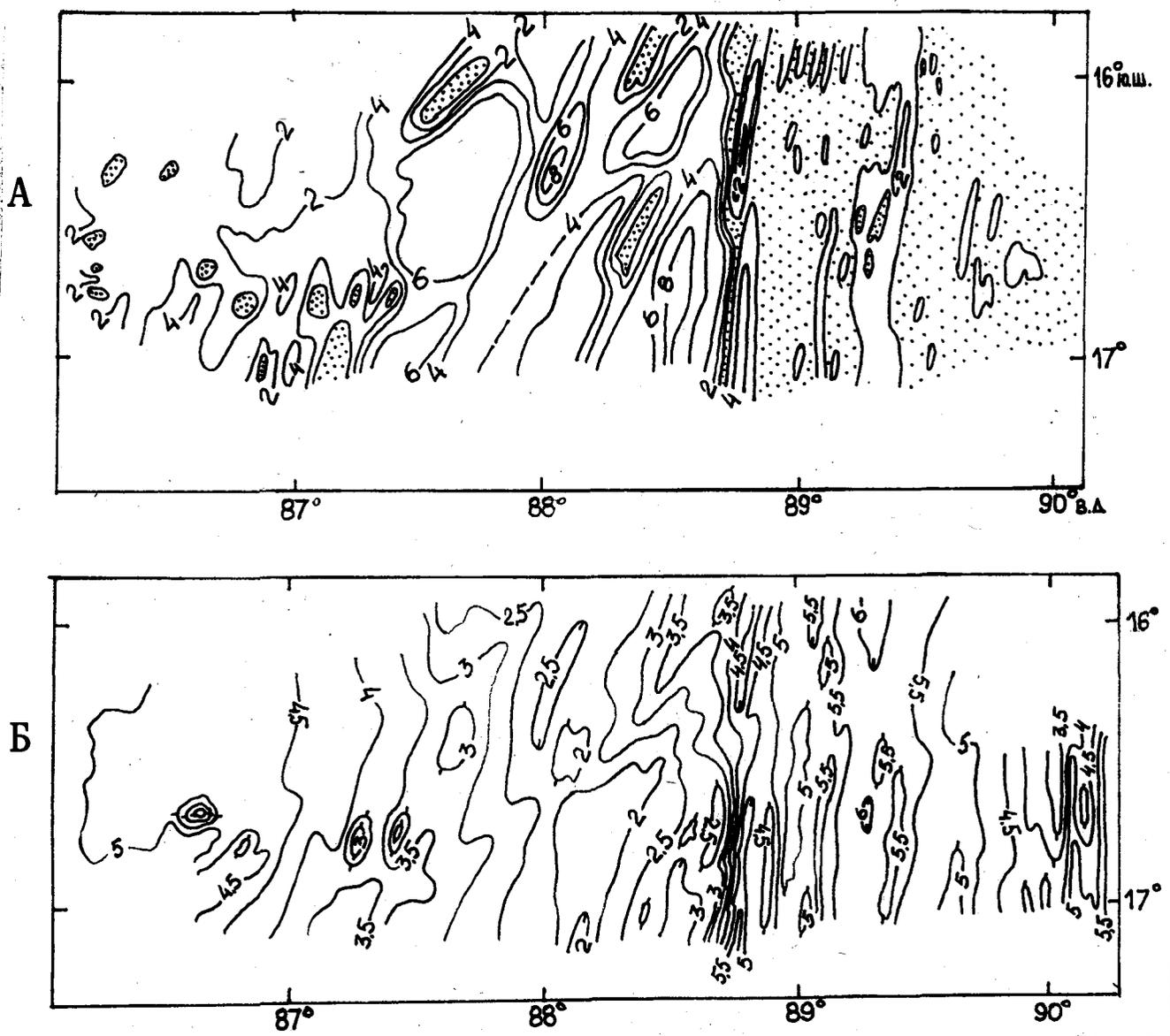


Рис. 23. Схемы мощности осадков в сотнях метров (а) и рельефа акустического фундамента в километрах (б) на полигоне В-58-І.

Плато Осборн

Плато Осборн примыкает с запада к Восточно-Индийскому хребту непосредственно севернее полигона В-58-1. Впервые НСП на плато Осборн было проведено в 25-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" на двух галсах, пересекающих само плато и его подножие, а также Восточно-Индийский хребет (рис. 24).

Мощность осадков в сводовой части плато составляет 0,3-0,5 км. Обращает на себя внимание сходство внутреннего строения осадочной толщи плато Осборн и Восточно-Индийского хребта — здесь также развит двуслойный осадочный чехол, состоящий из верхнего, выдержанного по мощности акустически прозрачного слоя с промежуточной отражающей границей в средней части и нижнего слоя стратифицированных осадков, развитого в понижениях в рельефе фундамента. Общая мощность осадочной толщи на плато Осборн приблизительно равна таковой на Восточно-Индийском хребте, а на участках пр. М-25-30 даже несколько превышает её. Плато и хребет разделены грабеном, заполненным деформированными слабо стратифицированными осадками мощностью до 0,6 км. У западного подножия плато Осборн развиты акустически прозрачные отложения мощностью около 0,1 км.

ПРОФИЛЬ В-58-4. Этот профиль (рис. 25) протяжённостью около 2500 км связывает между собой полигоны В-58-1 и В-58-П и скважины 214 и 216. Профиль В-58-4 протягивается вдоль свода северного участка Центрального сегмента (17° ю.ш. — 7° ю.ш.) и южного участка Северного сегмента (7° ю.ш. — $1^{\circ}40'$ с.ш.) Восточно-Индийского хребта.

От полигона В-58-1 до района скв.214 дно постепенно под-

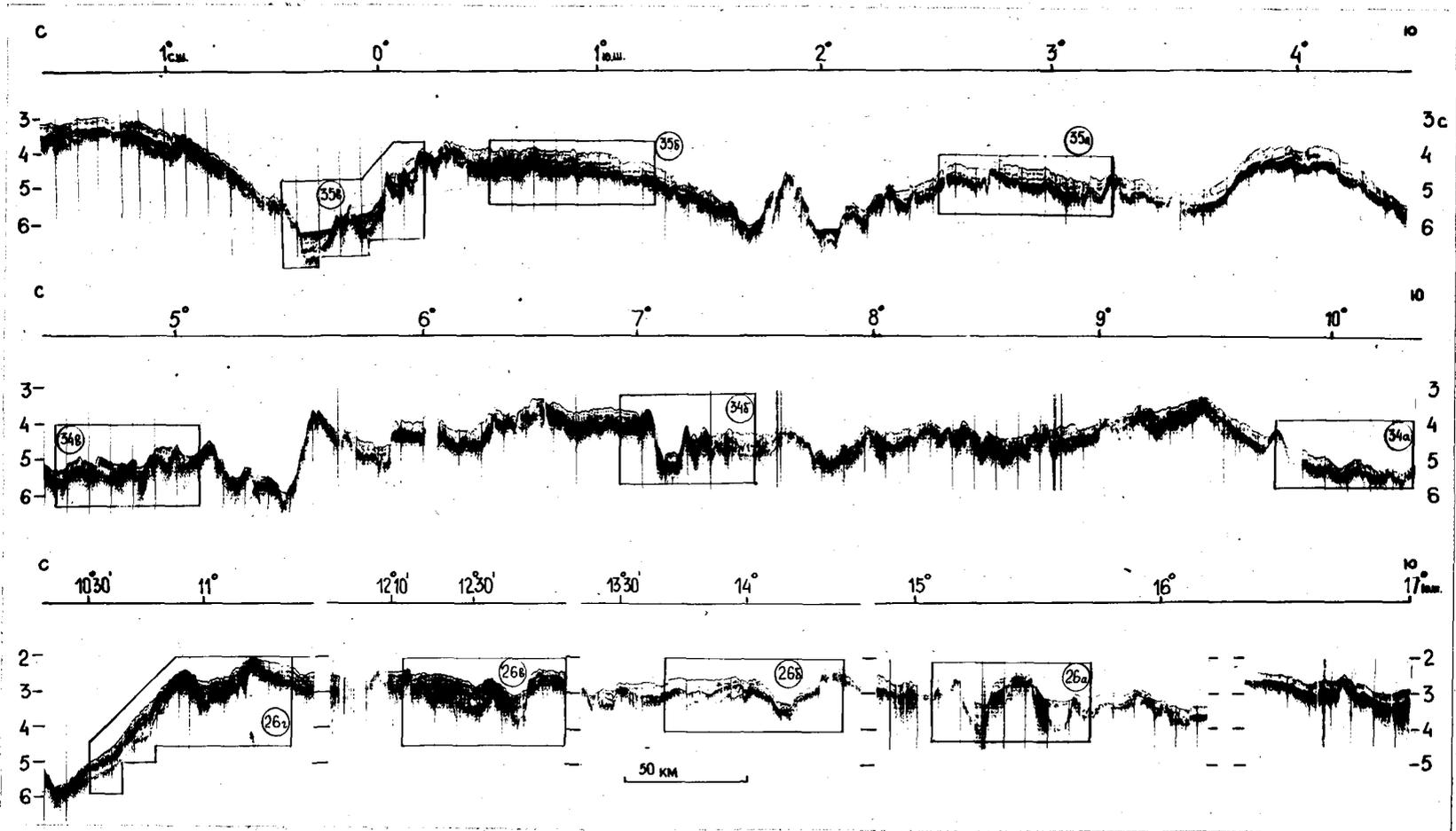


Рис. 25. Профиль НСП В-58-4. Участки профиля, приведенные на рис. 26; 34 и 35 заключены в рамку, в кружках даны номера рисунков.

нимается от глубины 3 до 1,5 км. Для большей части этого участка характерно строение типичное для описанного выше полигона В-58-1 профиля М-25-9. Повсеместно выделяется выдержанный в мощности (0,2-0,3 км) верхний слой, который залегает или непосредственно на фундаменте или подстилается стратифицированными осадками. Мощность последних на участках с выровненным рельефом фундамента колеблется от 0 до нескольких десятков метров, во впадинах достигает 0,2-0,5 км (рис. 26 а, б). Две глубокие впадины, расположенные на траверсе плато Осборн (рис. 26 а), имеют по всей видимости древнее заложение, а грабен на 14°10' ю.ш. (рис. 26 б) сформировался одновременно с границей 2 и впоследствии обновлялся более молодыми движениями. В его днище у подножия северного борта и верхах осадочной толщи выделяется линзовидное осадочное тело, по всей видимости, оползневой природы. Средняя глубина, при которой выклинивается нижний слой осадков, составляет 2,2-2,3 км.

Интересное строение имеет участок между 11 и 13° ю.ш. В пределах приподнятого блока (глубина 1,8 км) на юге этого участка (рис. 26 в, справа) под слабо стратифицированными отложениями верхнего слоя мощностью около 0,1 км залегают эрозивно срезанные, деформированные, в целом моноклиналино падающие на юг сильно стратифицированные осадки (нижний слой) мощностью порядка 0,2-0,3 км. Картина очень напоминает записи, полученные на Западно-Австралийском хребте в районе скв. 255 (Davies, Luyendyk e.a., 1974). Непосредственно к северу, в пределах относительно пониженного участка (рис. 26 в, слева) в основании чехла, на сильно расчленённой поверхности фундамен-

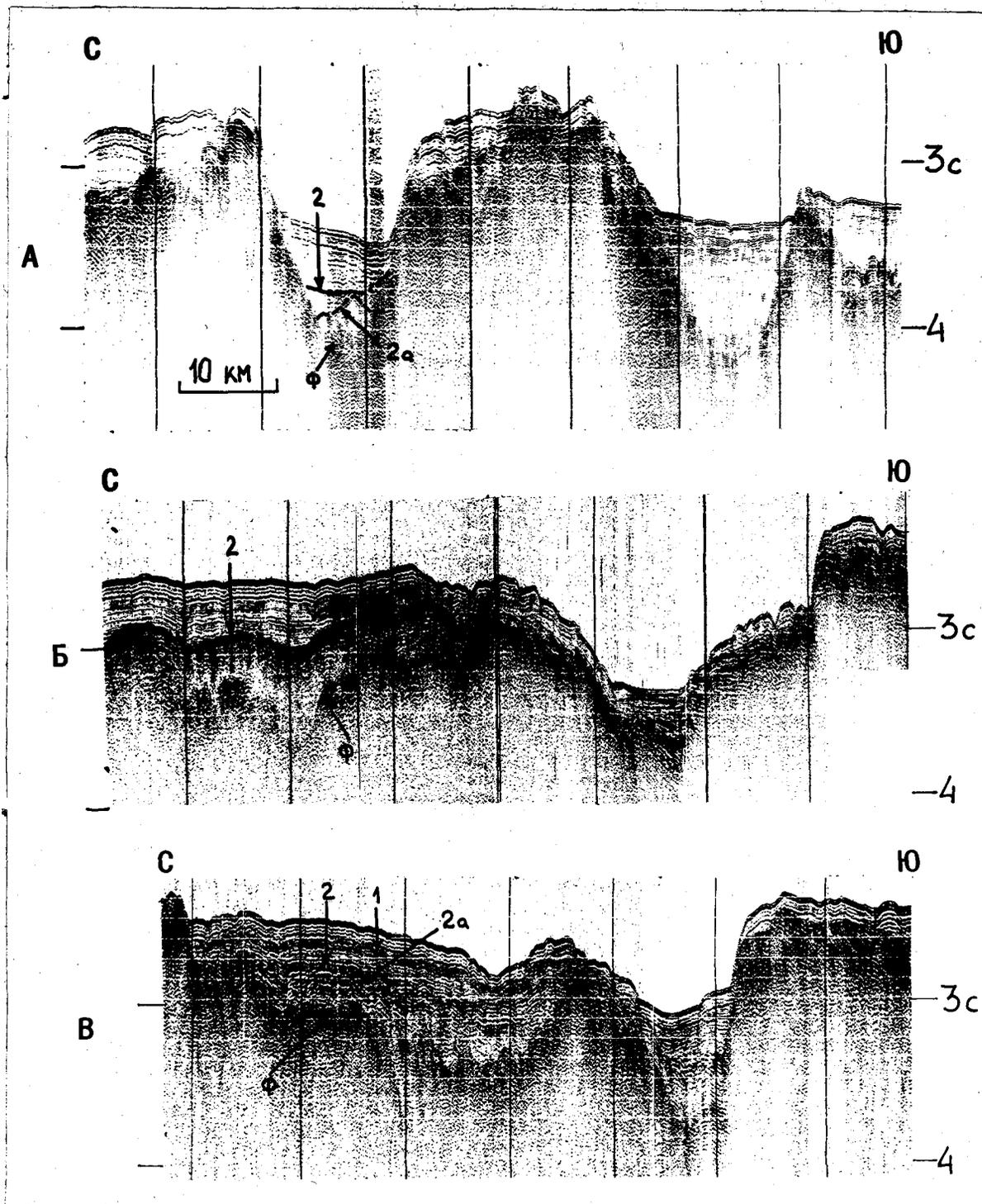


Рис. 26 а-в. Примеры записей НСП по отдельным участкам профиля В-58-4. Положение приведенных участков профилей показано на рис. 25.

та в понижениях его рельефа залегают стратифицированные деформированные осадки максимальной мощностью 0,4 км. На обрамляющих поднятиях фундамента они выклиниваются, причём на севере они, вероятно, также размыты. Рельеф сильно расчленённой кровли этой пачки, отождествляемой с границей 2 а, сглаживается маломощными (менее 0,1 км), выклинивающимися на поднятиях фундамента стратифицированными отложениями. Их кровля отождествлена с границей 2. Выше залегает с угловым несогласием выдержанный в мощности 0,3 км верхний слой слабо стратифицированных осадков.

Аналогичное строение осадочной толщи отмечено и на самом севере данного участка (рис. 26 г). Акустический фундамент здесь залегает сравнительно неглубоко под границей 2 а, что затрудняет его выделение. Верхняя часть нижнего слоя (заключённая между границами 2 и 2а) ввиду малой мощности выделяется с трудом и хорошо видна лишь в осевой части грабена, где её мощность достигает 0,2 км. В осадочной толще, развитой на пологом склоне севернее II⁰ ю.ш. (см. рис. 26 г, слева), отчётливо выделяется двуслойная осадочная толща, где мощность нижнего слоя стратифицированных осадков превышает 0,5 км. Несогласно разделяющая слои граница 2 здесь представляет собой цуг хорошо коррелирующихся отражений длительностью до 0,15 с. В основании осадочной толщи выделяется слоистая граница, отвечающая, вероятно, границе 2 а. Характерно, что нижний осадочный слой как на этом склоне, так и в упоминавшемся грабене появляется при глубине залегания границы 2 около 2,1 км.

Скважина 214. В связи с тем, что осадочная толща хребта между 22 и II⁰ ю.ш. имеет однообразное строение, а скв. 253

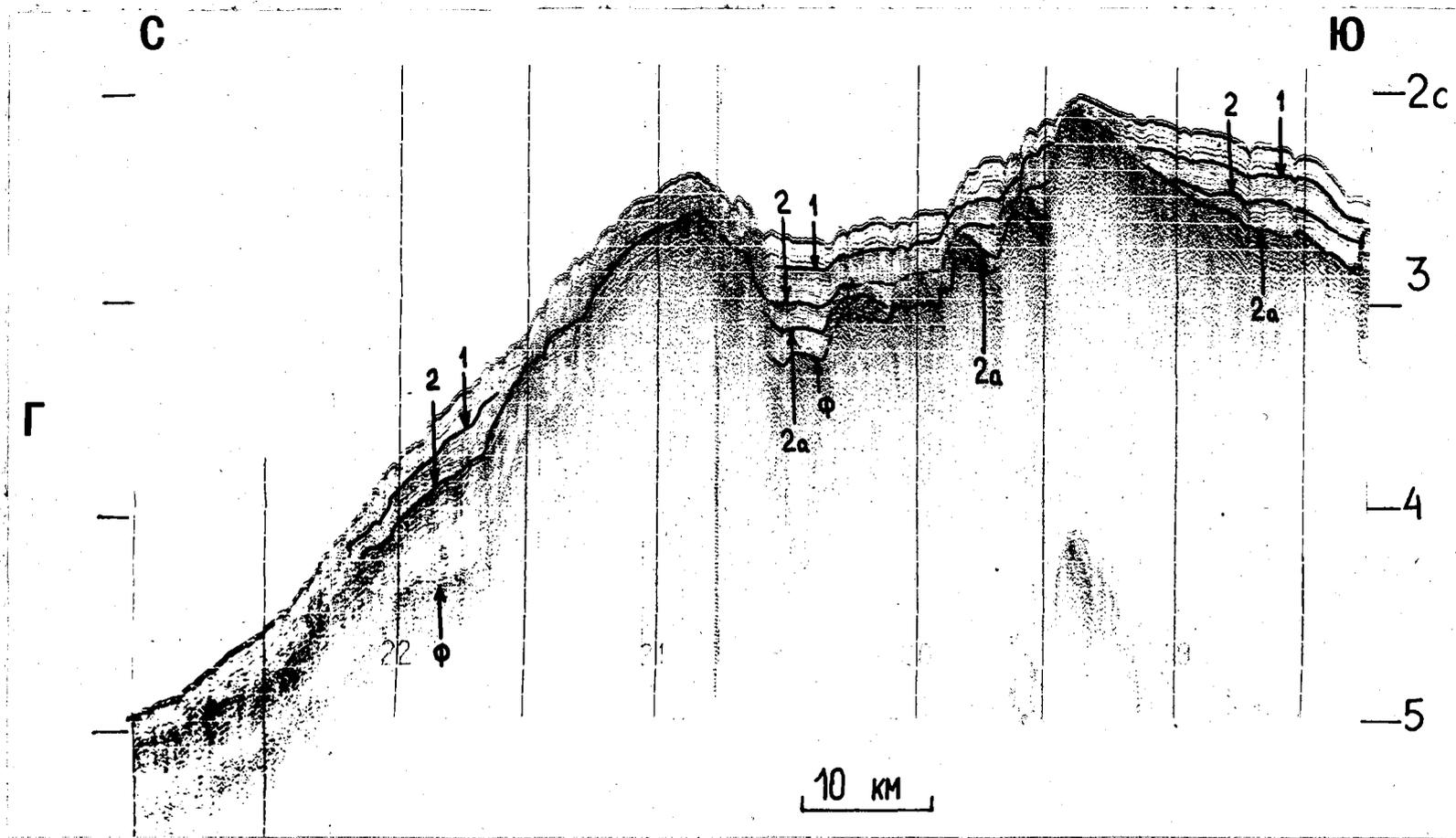


Рис. 26 г. Примеры записей НСП по отдельным участкам профиля В-58-4. Положение приведенных участков профилей показано на рис. 25.

на 25° ю.ш. как было отмечено выше, освещает лишь строение верхнего осадочного слоя, разрез скв.214 может быть использован для выяснения строения чехла, по существу, всей южной части Восточно-Индийского хребта. Разрез скважины и схема корреляции с данными НСП приведены на рис. 27.

В основании осадочной толщи вскрыто 10 м крупнокристаллических выветрелых базальтов, извергавшихся в субаэральных или мелководных условиях (Von der Borch, Sclater e.a., 1974). На базальтах залегает стометровая пачка переслаивания лигнитов, вулканогенных глин, туфов и лапиллиевых туфов, накопившаяся в субаэральных условиях и содержащая пыльцу верхнемеловых-палеоценовых растений (Harris, 1974). Эта пачка прорвана двумя sillами базальтов общей мощностью 28 м. Их абсолютный возраст по двум определениям K-Ar методом 53 и 54 млн.лет (McDougall, 1974). Кровля этих базальтов в районе скважины служит акустическим фундаментом, хотя отдельные коррелирующиеся отражения выделяются и глубже. Кровля пачки лигнитов и вулканогенных отложений отождествляется с границей 2 а. Выше залегает пачка мелководных глауконитовых карбонатных алевритов и песков с высоким содержанием вулканокластического материала мощностью 67 м. Её возраст, определенный по фораминиферам – средний палеоцен-нижний эоцен. На этой пачке залегают фораминиферовые и кокколитовые илы верхов нижнего эоцена-антропогена, в основании мелководные, но быстро сменяющиеся вверх по разрезу пелагическими, общей мощностью 323 м. Подошва илов, т.е. по существу переход от мелководных терригенно-карбонатных отложений к пелагическим отождествляется с границей 2. Граница I внутри верхнего оса-

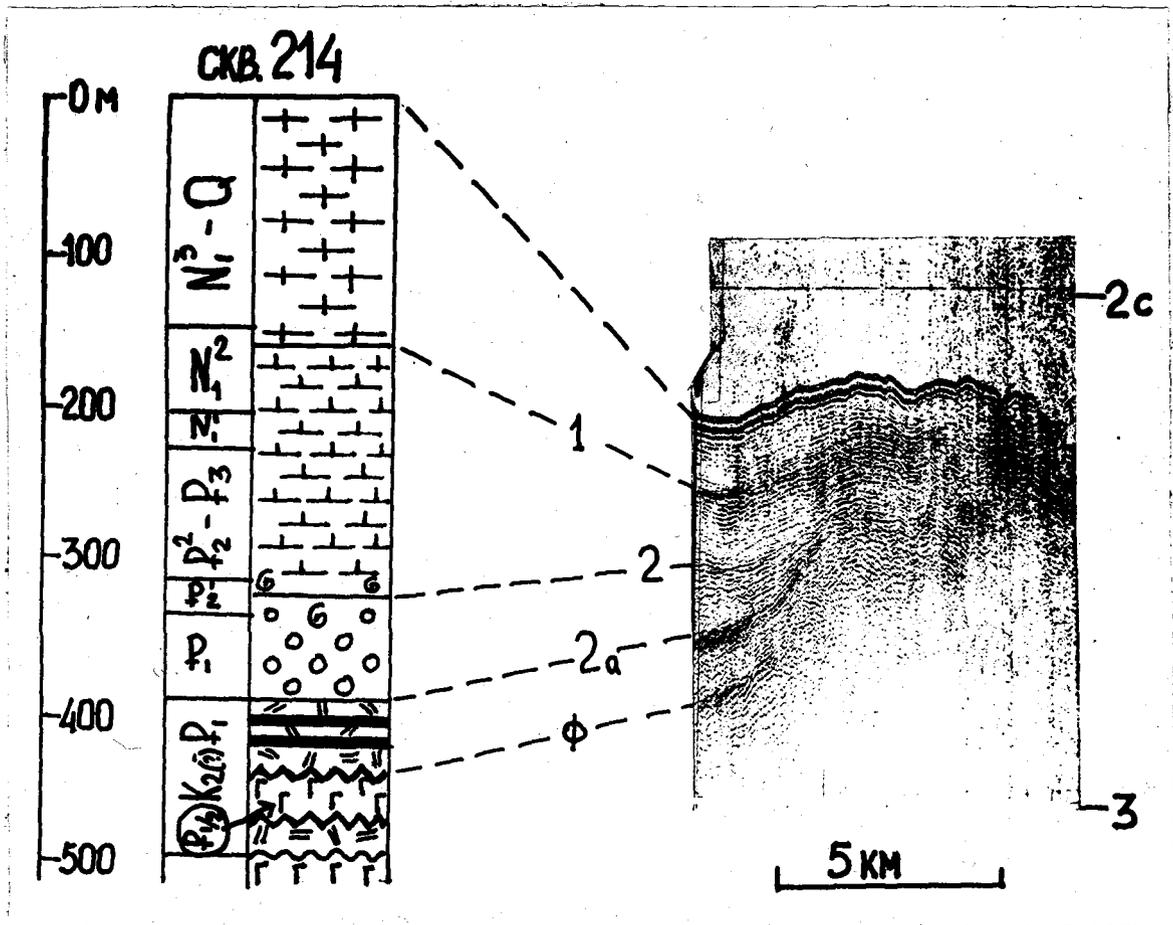


Рис. 27. Корреляция разреза скв. 214 с данными НСП
22-го рейса б/с "Гломар Челленджер" (по Von der
Borch, Sclater e. a., 1974)

дочного слоя приблизительно датируется средним миоценом и соответствует резкому повышению содержания остатков фораминифер в илах вверх по разрезу.

Полигон В-58-II

Полигон располагается между 9° и 10° ю.ш. в пределах северного склона обширной поперечной депрессии, рассекающей хребет между $9^{\circ}30'$ и 11° ю.ш. и охватывает, подобно полигону В-58-I, сводовую часть Восточно-Индийского хребта, его западный и восточный склоны с прилегающим к последнему участком котловины. НСП было проведено на 4-х широтных галсах, отстоящих на 15-30 миль друг от друга, и на 9-ти связывающих их меридиональных и диагональных галсах (рис. 28).

Восточно-Индийский хребет на большей части этого полигона, в отличие от района полигона В-58-I, имеет более крутой западный, а не восточный склон (рис. 29, 30). Осадки мощностью 0,4-0,5 км сплошным чехлом перекрывают сводовую часть хребта, выклиниваясь лишь на вершинах отдельных выступов фундамента и в пределах наиболее крутых участков западного склона. Во впадинах фундамента, расположенных в осевой части поднятия, мощность осадков достигает 0,8 км.

Внутри осадочной толщи, как и на полигоне В-58-I, выделяется два осадочных слоя, разделённые несогласием типа подошвенного прилегания, которое маркирует граница 2 (рис. 31 а-в). На отдельных участках записей внутри верхнего слоя выделяется граница I, делящая его на равные части. Интенсивность отражений от границ в осадочной толще и их положение в разрезе в целом соответствует описанному для полигона В-58-I. Наиболее характерным для района полигона В-58-II является почти повсе-

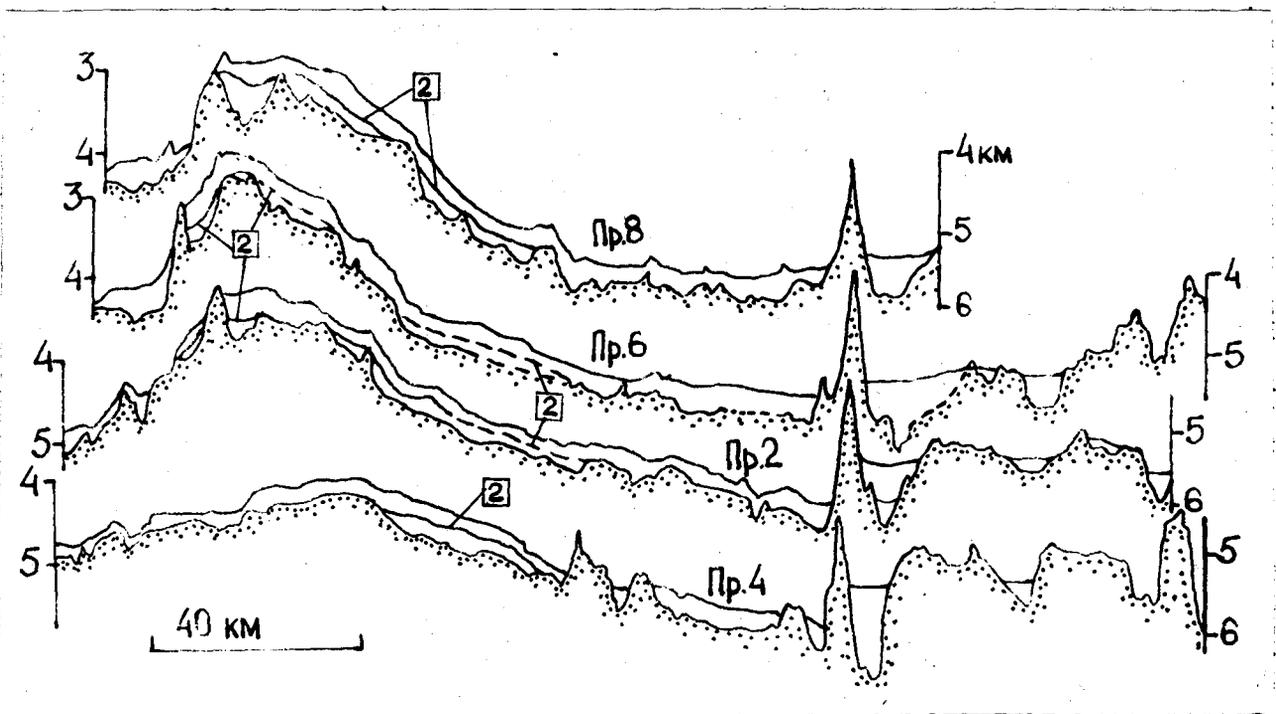


Рис. 29. Сейсмические разрезы по широтным профилям НСП на полигоне В-58-П. Положение профилей НСП показано на рис. 28. Внутри осадочной толщи выделена граница 2.

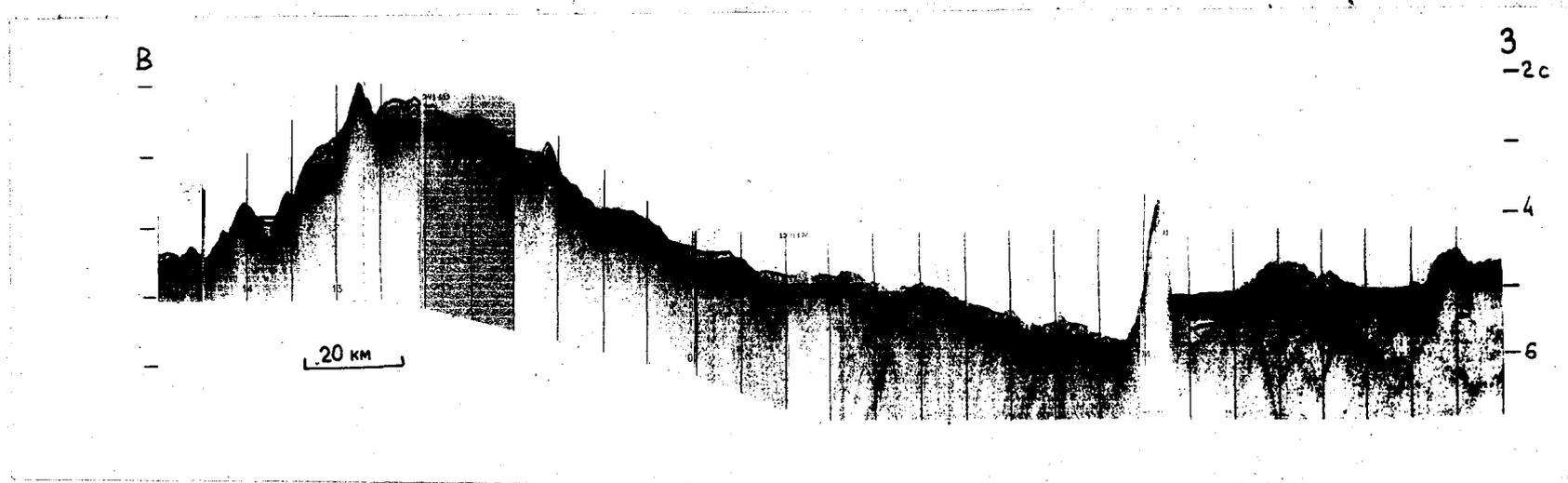


Рис. 30. Пример записи НСП по профилю 4 на полигоне В-58-П.

Положение профиля показано на рис. 28.

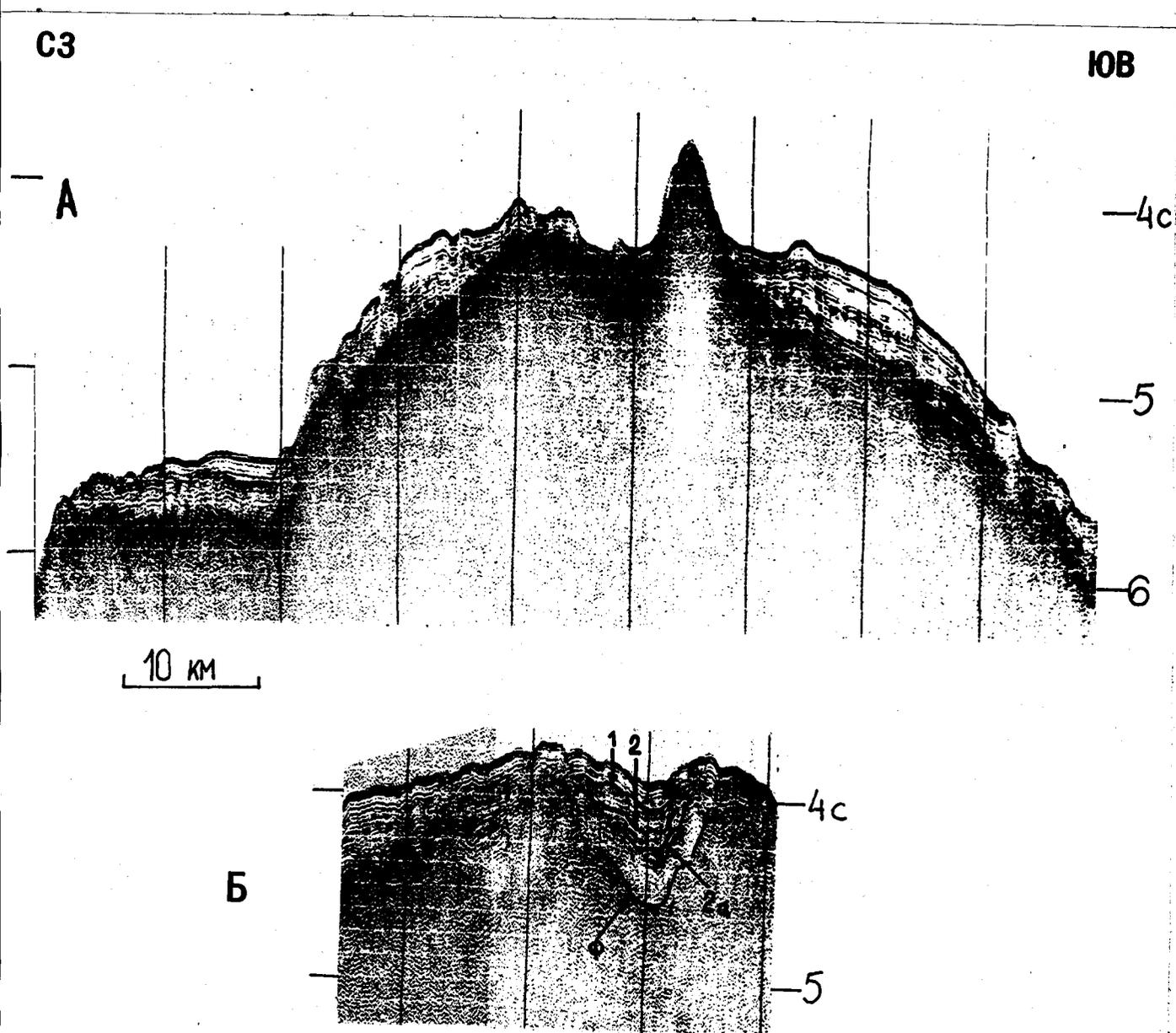


Рис. 31 а-б. Примеры записей НСП по участкам профилей на полигоне В-58-П. Положение профилей на рис.28.

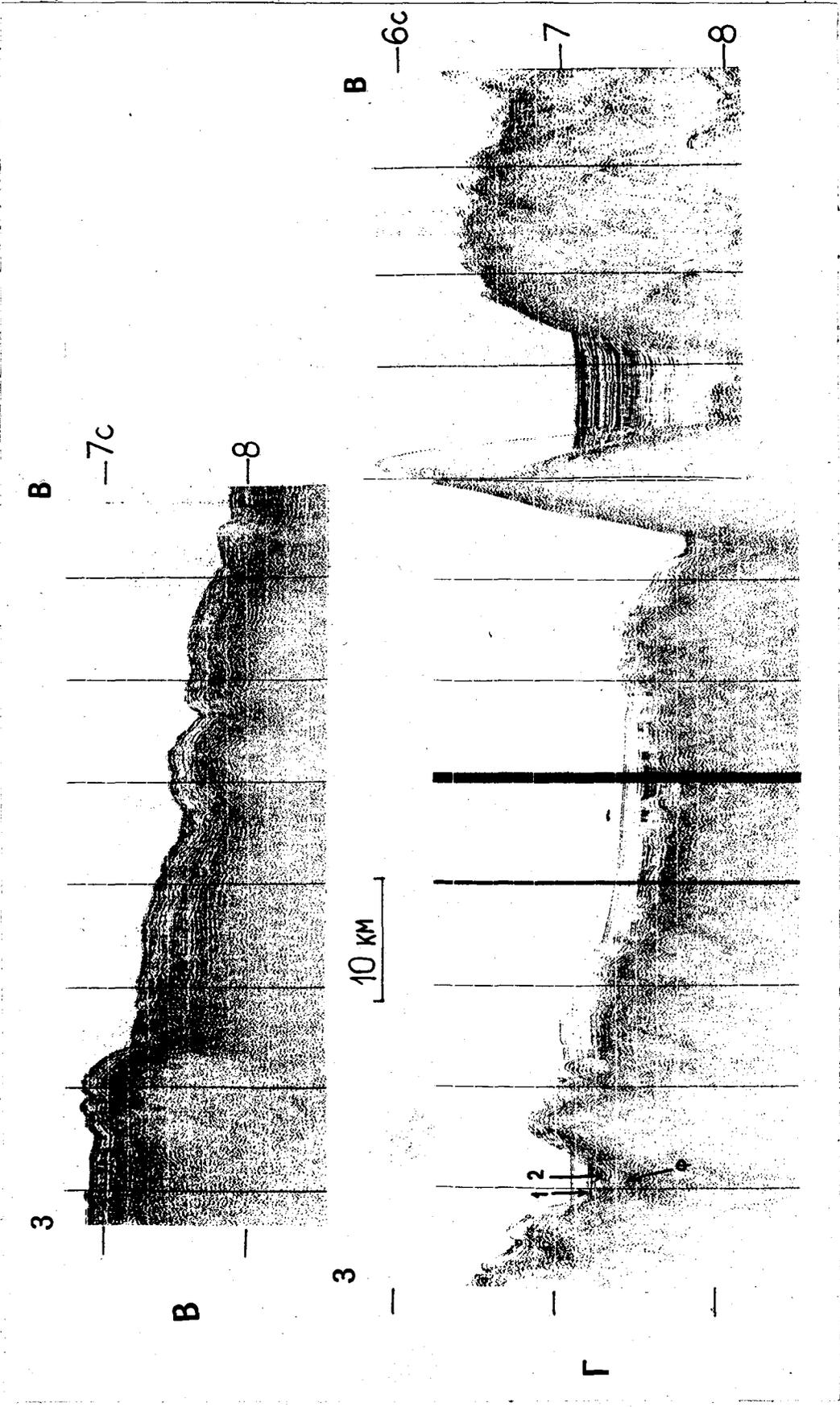


Рис. 31 в-г. Примеры записей НСП по участкам профилей на полигоне В-58-П. Положение профилей на рис. 28.

стное распространение отложений нижнего слоя. Так, в пределах восточного склона этот слой мощностью 0,2-0,3 км развит вплоть до глубин 5 км (рис. 3I г), в то время как на полигоне В-58-I он заполняет только впадины в рельефе фундамента сводовой части хребта на глубинах менее 3,5 км. Вероятно, значительная часть современного восточного склона в районе полигона В-58-II представляет собой опустившуюся часть древней вершинной поверхности Восточно-Индийского хребта.

Границы 1 и 2 деформированы очень слабо и в целом повторяют рельеф дна. На восточном склоне в осадках верхнего слоя выделяются пологие складки и сбросы небольшой амплитуды. В значительно большей степени деформированы отражающие границы внутри нижнего слоя (рис. 3I б). При этом в верхних частях восточного и, главным образом, западного склонов отчётливо выделяется угловое несогласие между нижним и верхним слоями. Наиболее сильно расчленённым рельефом среди поддонных границ в сводовой части хребта и в верхних частях склонов обладает граница Ф (акустический фундамент). Большая часть уступов, впадин и выступов в её рельефе сформирована сбросами амплитудой 0,1-0,2 км, а на западном склоне — до 0,7 км. Наряду с тектоническими формами могут быть выделены выступы фундамента, представляющие собой, вероятно, вулканические постройки (рис. 3I а).

Крутой западный склон хребта резко переходит в котловину (глубины 4,0-4,5 км). При этом у его подножья отсутствует зона интенсивно деформированного фундамента меридионального простираения, подобная выявленной у подножия крутого восточно-

го склона на полигоне В-58-1. Не прослеживаются также в меридиональном направлении сбросы, ограничивающие ступени и впадины в рельефе фундамента западного склона и прилегающей к нему части вершинной поверхности, что свидетельствует о их диагональном по отношению к хребту (вероятнее всего северо-восточном) простираении. В слабо стратифицированной осадочной толще у подножья западного склона выделяется два слоя: нижний мощностью до 0,15 км, сплошным чехлом облегающий поверхность фундамента, и верхний акустически прозрачный мощностью до 0,25 км, заполняющий впадины в рельефе нижележащей границы.

По данным НСП (рис. 32 а) в районе скважины 215 в основании разреза на фундаменте, представленном подушечными лавами базальтового состава, залегает слой слабо стратифицированных деформированных осадков, облегающих поверхность фундамента, мощностью менее 0,1 км. На них несогласно залегают горизонтально-слоистые отложения, в нижней части стратифицированные, в верхней - акустически прозрачные. Стратифицированные горизонтальные осадки в районе скважины практически выклиниваются и в разрезе отождествляются с прослоем цеолитовых глин мощностью 18 м, разделяющих карбонатные илы палеоцена - нижнего эоцена и кремнистые илы верхнего миоцена - плейстоцена. Можно предположить, что нижняя, стратифицированная часть горизонтально-слоистых осадков во впадинах представлена терригенными отложениями эоцена - среднего миоцена, а исчезновение вверх по разрезу в отложениях нижнего эоцена карбонатного материала указывает на погружение дна котловины в конце раннего эоцена.

Пологий восточный склон хребта осложнен многочисленными сбросами амплитудой до 0,1 км, захватывающими как фундамент, так и перекрывающие осадки. Осадочный покров в нижней части

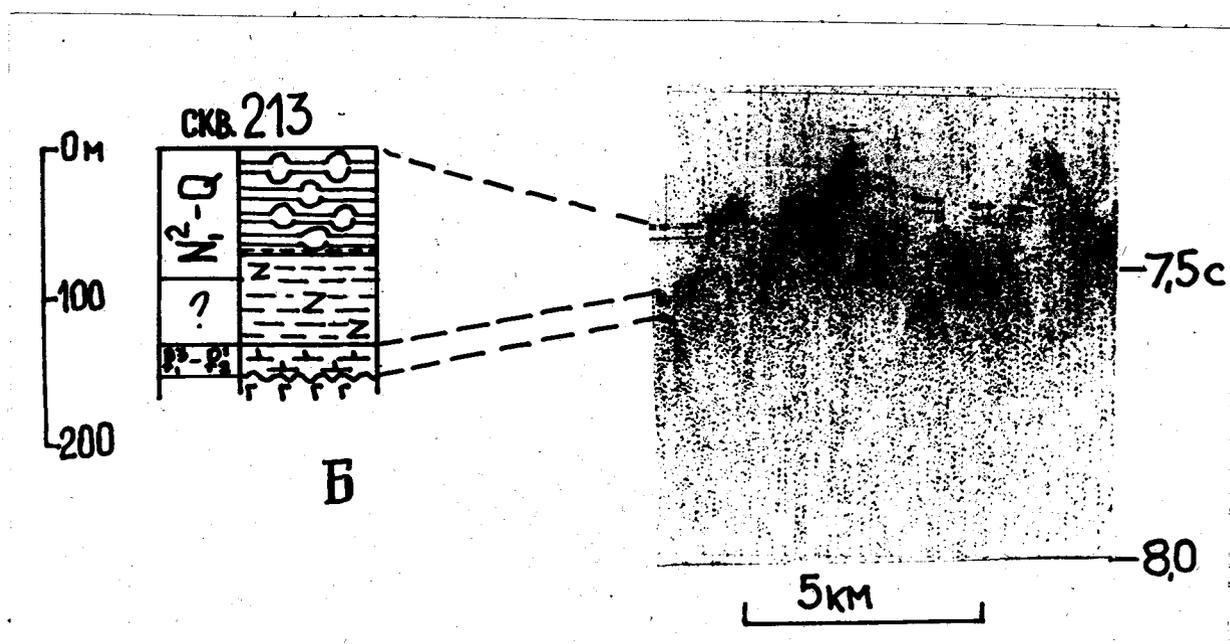
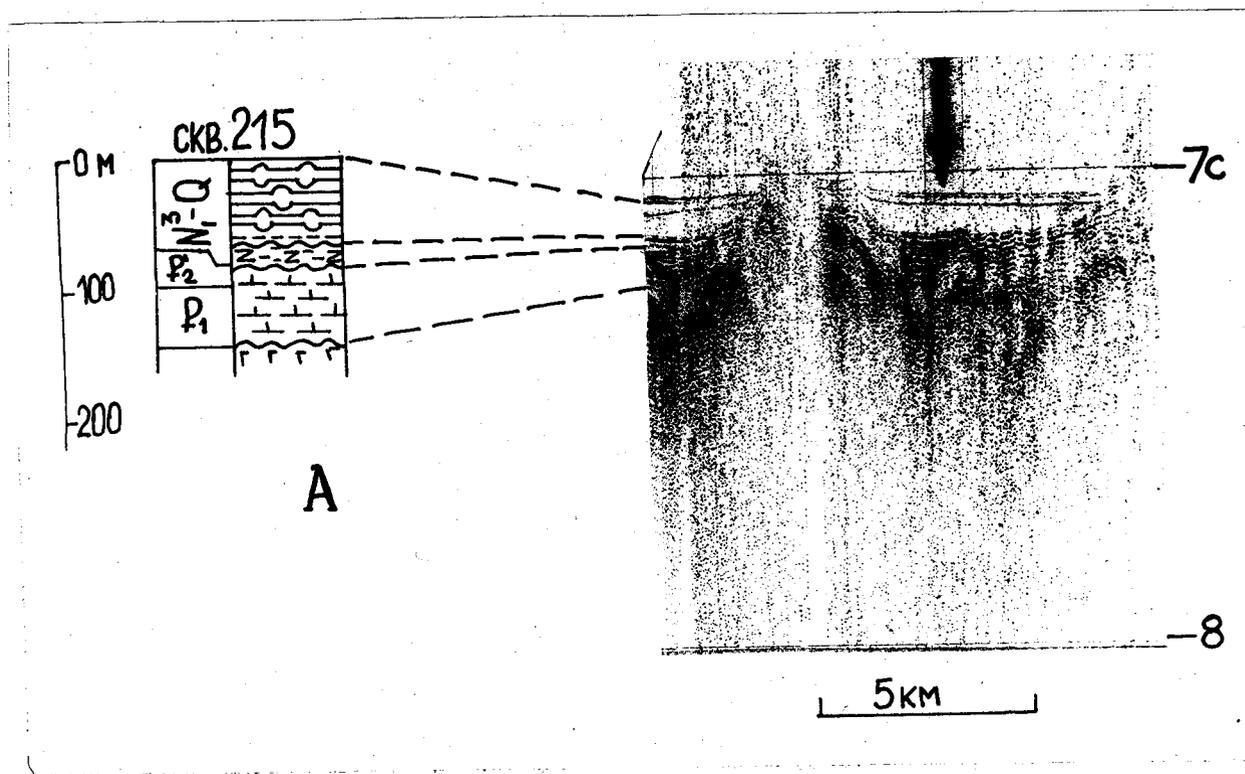


Рис. 32 а-б. Корреляция разрезов скв. 215 (Центральная котловина) и 213 (Кокосовая котловина) с данными НСП 22-го рейса б/с "Гломар Челленджер"
 а - скв. 215; б - скв. 213 (по Von der Borch, Sclater e.a., 1974).

восточного склона имеет мощность 0,2–0,3 км и состоит из двух слоёв – нижнего слабо стратифицированного и перекрывающего его акустически прозрачного. Нижний слой облекает расчленённую поверхность акустического фундамента, в то время как несогласно перекрывающий его верхний слой залегает горизонтально (см.рис. 31 г). В целом строение осадочной толщи у основания западного и восточного склонов хребта на полигоне В-58-II сходно.

На некоторых участках восточного склона со сглаженным рельефом при глубине дна более 3,5 км ниже границы 2 выделяется слоистая отражающая граница, аналогичная границе 2 а на западном склоне полигона В-58-I.

На долготе $90^{\circ}30'$ в.д. восточный склон ограничен грядовым поднятием фундамента высотой 1,3–1,5 км при ширине у основания 5–8 км, протянувшимся в меридиональном направлении через весь полигон (рис. 30; 31 г). Крутые склоны гряды (до 30°) и её узкий гребень лишены осадочного покрова. Западное подножие гряды маркирует положение активного до настоящего времени разлома меридионального простирания, наиболее ярко выраженного в южной части полигона, где превышение восточного блока относительно западного составляет около 1 км.

Восточнее гряды характер записей НСП существенно меняется. В рельефе фундамента здесь выделяются массивные сложно построенные блоки с сильно расчленённой поверхностью, разделённые гребнями, заполненными горизонтально залегающими стратифицированными турбидитами мощностью до 1 км. Уровень базиса аккумуляции здесь расположен на 0,2–0,5 км выше, чем у подножья восточного склона непосредственно западнее упомянутой гряды.

По всей видимости эта гряда ограничивает с запада узкую область распространения турбидитов Никобарского конуса.

В районе скважины 213, пробуренной в южной части Кокосовой котловины в 200 милях восточнее полигона, по данным НСП (рис. 32 б) расчленённую поверхность фундамента облекают маломощные стратифицированные осадки, отождествляемые с верхнепалеоценовыми — нижнеэоценовыми терригенно-карбонатными илами. Выше залегает слой акустически прозрачных осадков, нижняя часть которого представлена цеолитовыми глинами (для их верхних горизонтов определен средне, — верхнемиоценовый возраст), сменяющимися вверх по разрезу радиоляриевыми илами верхнего миоцена-плейстоцена. Фундамент в скв. 213 представлен подушечными базальтами. Нетрудно заметить, что разрезы скв. 213 и 215 очень близки и, по-видимому, отражают общие для Центральной и Западно-Австралийской котловин этапы геологического развития.

На основании сейсмических разрезов, составленных по данным НСП, были построены карты мощности осадков и рельефа акустического фундамента.

Карта мощности осадков (рис. 33 а) показывает, что узкая зона максимальных мощностей (0,5–0,6 км) приурочена к бровке крутого западного склона хребта, при этом отдельные впадины расположены хаотично и чередуются с выступами фундамента, выходящего на поверхность дна. Средняя мощность осадков на восточном склоне составляет 0,3 км. Цепочка выступов фундамента, лишённых осадочного покрова, маркирует зону разломов меридионального простирания (долгота $89^{\circ}45'$ в.д.). Отчётливо выраженной линейностью характеризуется расположенная восточнее

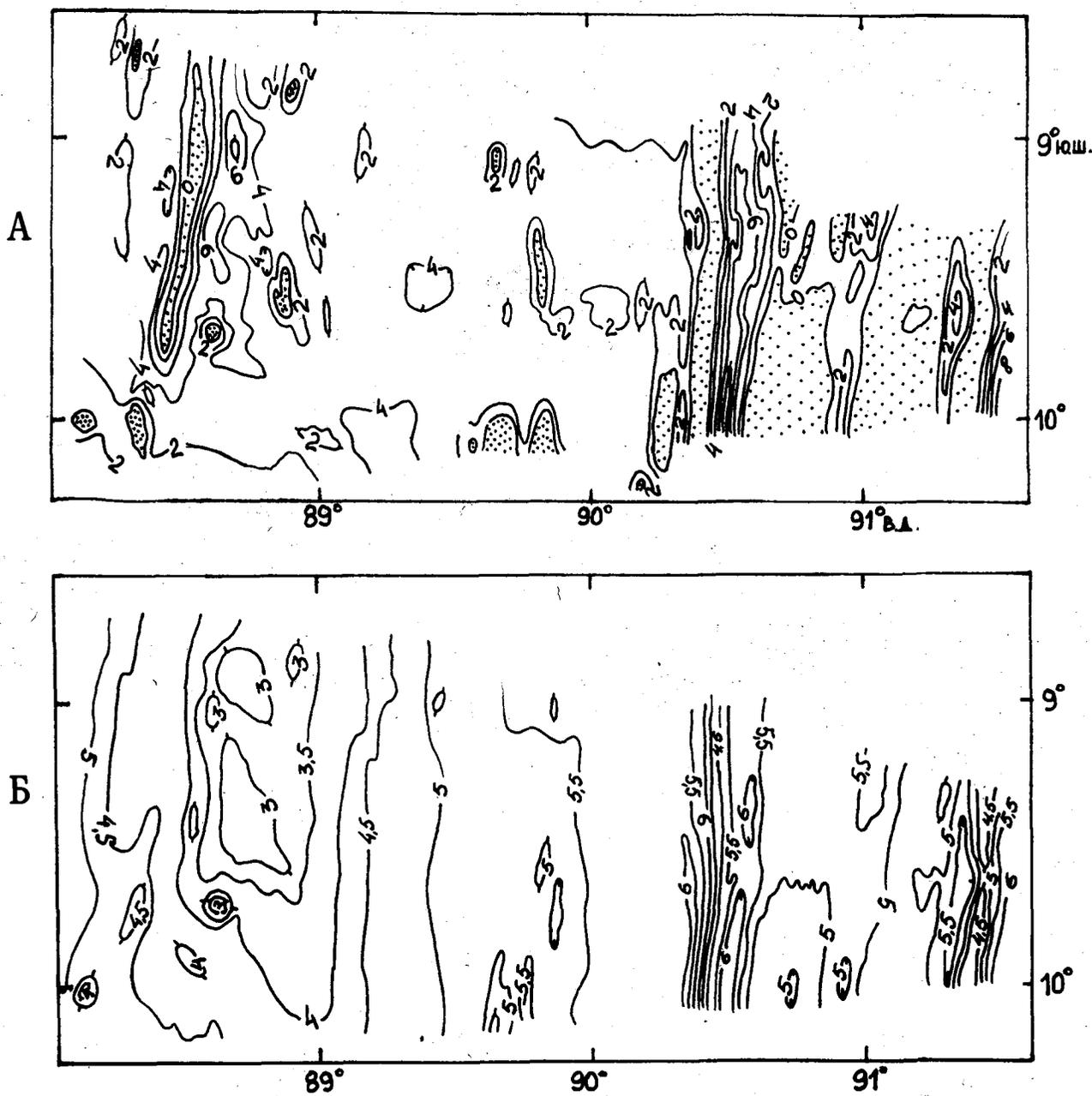


Рис. 33 а-б. Схемы мощности осадков в сотнях метров
 (а) и рельефа акустического фундамента в км
 (б) на полигоне В-58-П.

гряды на долготе $90^{\circ}30'$ в.д. область, в пределах которой узкие впадины, заполненные осадками мощностью до $0,8-1,0$ км, чередуются с крутыми выступами фундамента.

На карте рельефа акустического фундамента (рис. 33 б) хорошо видно, как узкая сводовая часть хребта, осложнённая многочисленными выступами, на юге полигона понижается и смещается к востоку. Это, вероятно, обусловлено влиянием зоны разломов предположительно северо-восточного простирания, с которой связана депрессия, рассекающая хребет между $9^{\circ}30'$ и 11° ю.ш. В рельефе фундамента также отчётливо выделяется меридиональное простирание гряд на долготе $90^{\circ}30'$ и $91^{\circ}25'$ в.д. и обрамляющих их впадин.

Крупная депрессия, на северном склоне которой расположен описанный выше полигон В-58-П, имеет ширину около 100 км при максимальной глубине 4 км. Мощность осадков в её днище составляет $0,1-0,2$ км. Дно и акустический фундамент в осевой части депрессии тектонически раздроблены.

Северная оконечность Центрального сегмента ($10^{\circ} - 7^{\circ}$ ю.ш.) характеризуется сильно расчленённой поверхностью акустического фундамента (на протяжении 250 км можно насчитать до 15 отдельных поднятий, вероятно представляющих собой останцы вулканических построек) и мелкоблоковой ($0,5-1,5$ км) раздробленностью осадочной толщи. Внутреннее строение осадочной толщи сходно с более южными участками. Здесь повсеместно выделяется верхний слой акустически прозрачных осадков мощностью $0,35-0,4$ км. Его отличительной особенностью является исключительно интенсивная раздробленность молодыми разломами, проявляющаяся в рельефе дна (рис. 34 б, в). В пределах ло-

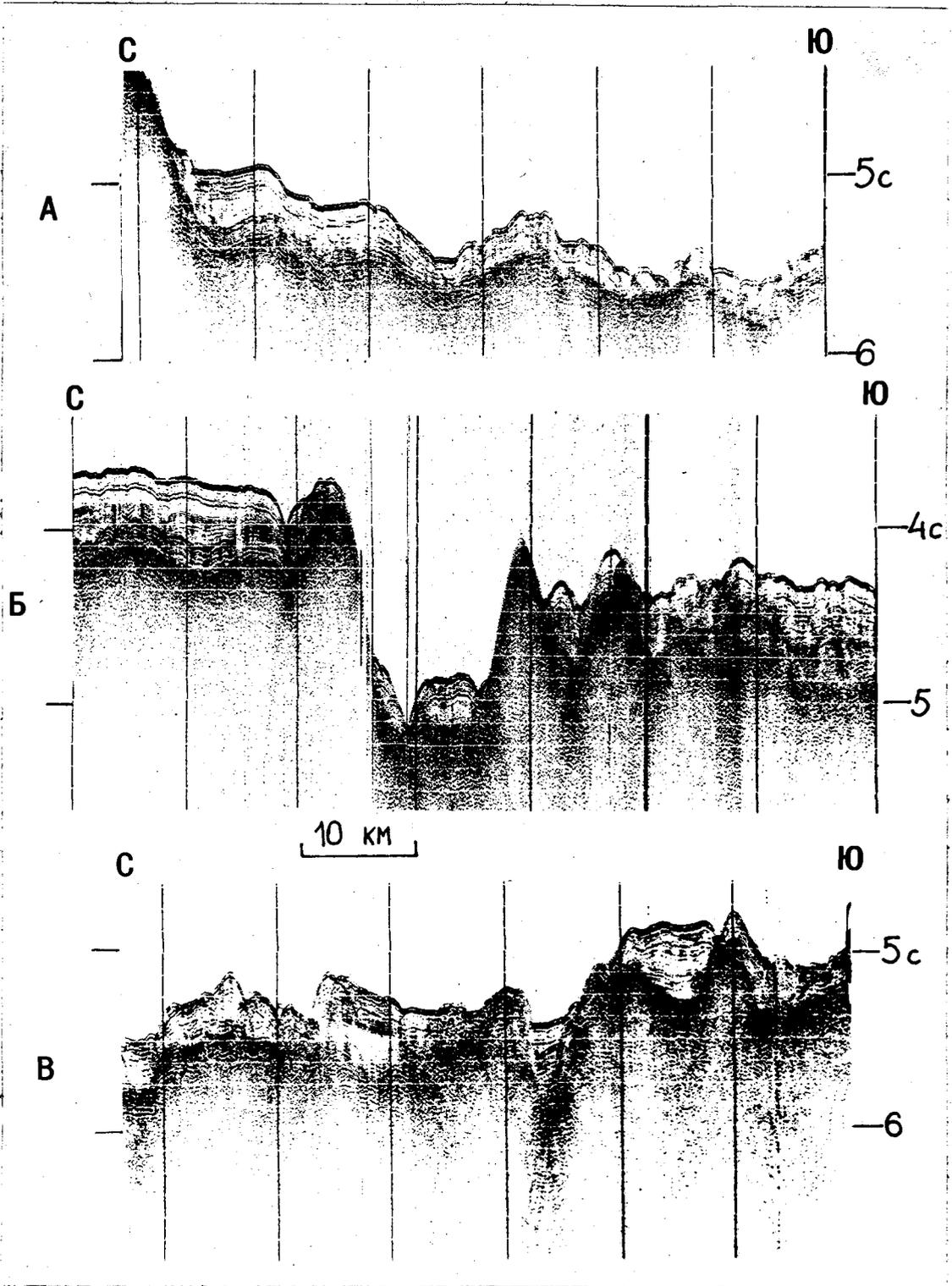


Рис. 34 а-в. Примеры записей НСП по отдельным участкам профиля В-58-4 в северной части Центрального сегмента. Положение приведенных участков профилей показано на рис. 25

кальных впадин в рельефе фундамента акустически прозрачные осадки с несогласием перекрывают стратифицированные отложения нижнего слоя.

§ 3. Северный сегмент.

ПРОФИЛЬ В-58-4. В строении северного сегмента по его простиранию выделяется четыре относительно приподнятых тектонически обособленных массива, разделённых глубокими депрессиями. Для удобства описания, как уже упоминалось в начале главы, этим массивам с юга на север присвоена алфавитная индексация (см. рис. 9).

Массив А ($7^{\circ} - 5^{\circ}30'$ ю.ш.) представляет собой относительно приподнятый блок (глубины 2,6–3,3 км), ограниченный с севера и юга крутопадающими сбросами. Рельеф дна и фундамент внутри него контролируются, главным образом, молодыми сбросами амплитудой до 1 км. На батиметрической карте массив А по сравнению с более южными выделяется резким расширением хребта. Разлом, обрамляющий его с юга на $7^{\circ}10'$ ю.ш. (рис. 34 в), судя по карте рельефа дна, имеет СВ простирание и служит северным ограничением Восточно-Индийского желоба.

Между массивами А и Б ($5^{\circ}30' - 4^{\circ}30'$ ю.ш.) расположен относительно погруженный блок (глубины 3,6–4,0 км), в пределах которого фундамент и залегающие на нём акустически прозрачные осадки мощностью 0,25–0,4 км разбиты молодыми разломами на несколько блоков (рис. 34 в). Развитые здесь осадки по мощности и по волновой картине близки к отложениям верхнего осадочного слоя в сводовой части хребта на глубинах 1,5–3,0 км, в то время как на его склонах на глубинах 3,5–4,0 км

мощность осадков составляет 0,1–0,2 км. Это даёт основание предполагать, что участок между 4°30' и 5°30' ю.ш. представляет собой раздробленный и просевший в относительно недавнее время блок некогда приподнятой сводовой части хребта.

Сводовые части массивов Б и В, располагающихся между 4°30' ю.ш. и экватором, лежат на глубине 3,0–3,5 км, массива Г – на глубине 2–2,2 км.

Гипсометрическое положение сводовой поверхности определяет особенности внутреннего строения осадочной толщи. В пределах массивов Б и В, внутри в целом слабо стратифицированной осадочной толщи выделяются следующие отражающие границы – прослеживаемая на отдельных участках граница 1, ниже, на глубине 0,25–0,3 км от дна – сильно отражающая граница 2, под ней, глубже на 0,15 км, отчетливая граница 2 а. Шероховатый акустический фундамент расположен на 0,1 км ниже границы 2 в (рис. 35 а, б). Все границы выдержаны по простиранию и, за исключением границы Ф, параллельны поверхности дна. Пачка, заключённая между границами 2 а и Ф, отождествляется с описанной выше нижней частью нижнего осадочного слоя, также прослеживается почти повсеместно, выклиниваясь лишь на вершинах наиболее крупных поднятий фундамента. По границе 2 а, а на отдельных участках и по границе 2, намечается подошвенное прилегание.

Исключительно интересно строение осадочного покрова в депрессии в районе экватора. Её южный склон разбит рядом ступенчатых сбросов. Характер несогласия между границей 2 а, параллельной поверхности фундамента и вышележащими границами 2 и 1 (рис. 35 в) однозначно указывает, что время заложения этих сбросов синхронно образованию границы 2 а. Ниже по склону

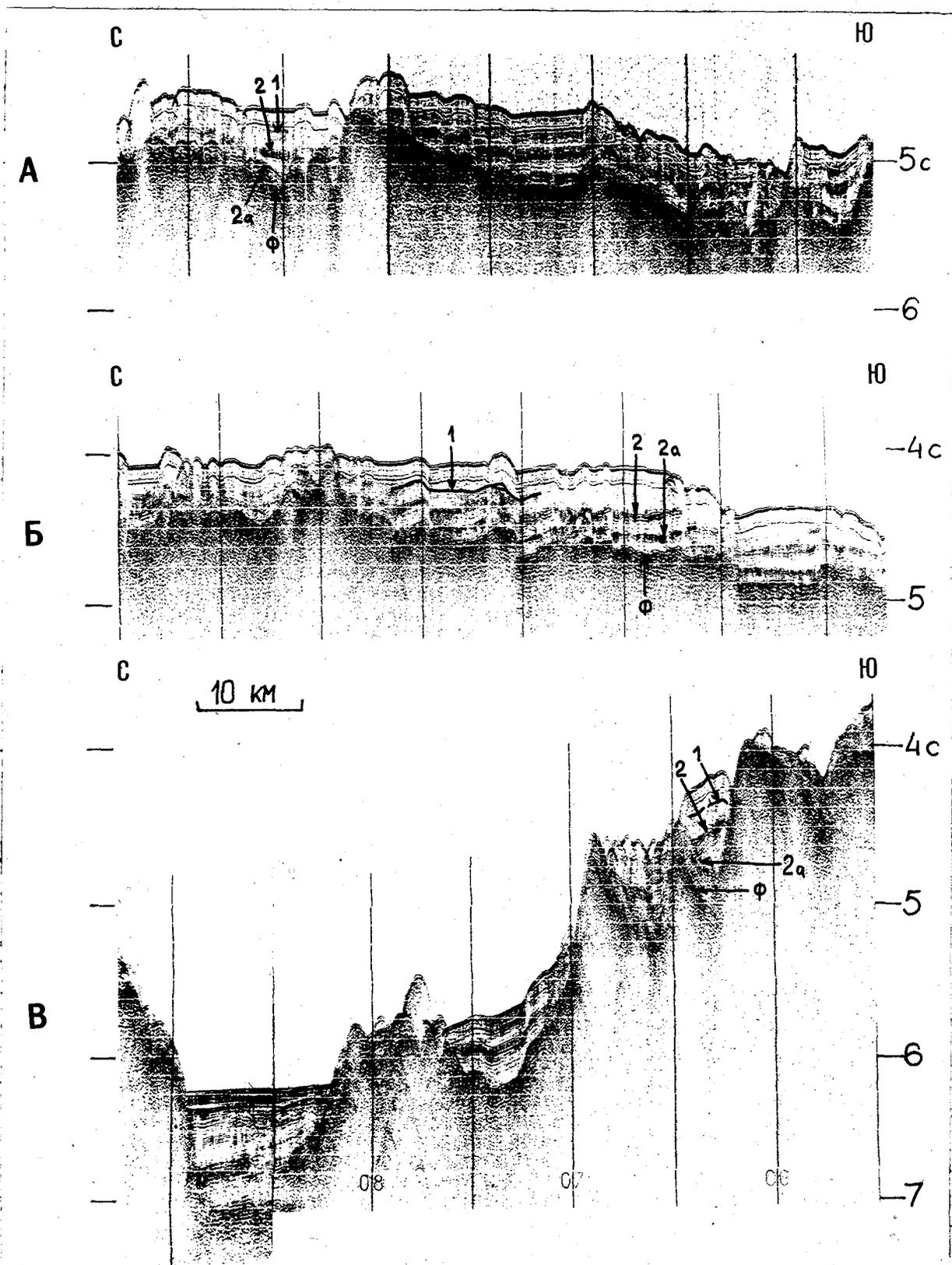


Рис. 35 а-в . Примеры записей НСП по отдельным участкам профиля В-58-4 в южной части Северного сегмента. Положение приведенных участков профилей показано на рис. 25.

эта граница сливается с границей Φ . Осадочная толща в днище депрессии состоит из верхнего и нижнего осадочных слоёв общей мощностью 0,5–0,7 км, смятых в пологие складки.

В наиболее глубокой части депрессии деформированные отложения верхнего слоя перекрыты горизонтально залегающими стратифицированными отложениями мощностью около 0,1 км, материал которых поступал, вероятно, из Никобарского конуса. Присутствие на глубине более 4,5 км полного разреза осадочной толщи, свойственной сводовой части хребта указывает, как и на участке в районе 5° ю.ш., на недавнее проседание осевой части депрессии с глубин составляющих, по крайней мере, 3–3,5 км. На продолжающееся проседание указывает слабый наклон на север выровненного дна в осевой части депрессии.

Строение осадочной толщи на своде южной части массива Γ (севернее $0^{\circ}20'$ с.ш.), где глубины составляют около 2 км, имеет много общего с картиной, описанной для большей части хребта – под верхним слоем акустически прозрачных осадков мощностью 0,25–0,3 км во впадинах в рельефе фундамента залегают стратифицированные осадки мощностью до 0,3 км (рис. 36; 37 а, б). Однако, в отличие от других участков хребта, здесь между этими слоями выделяется маломощный (0,05–0,1 км) прослой стратифицированных осадков, который прослеживается и над относительно приподнятыми блоками фундамента; кровля этого прослоя отождествляется с границей 2, а подошва – с границей 2а, по которой отчётливо выделяется угловое несогласие (рис. 36 а).

Акустический фундамент залегает на глубине 0,6–0,7 км. На пологом западном склоне (рис. 36) на глубинах более 3 км нижний слой становится непрерывным, а акустический фундамент

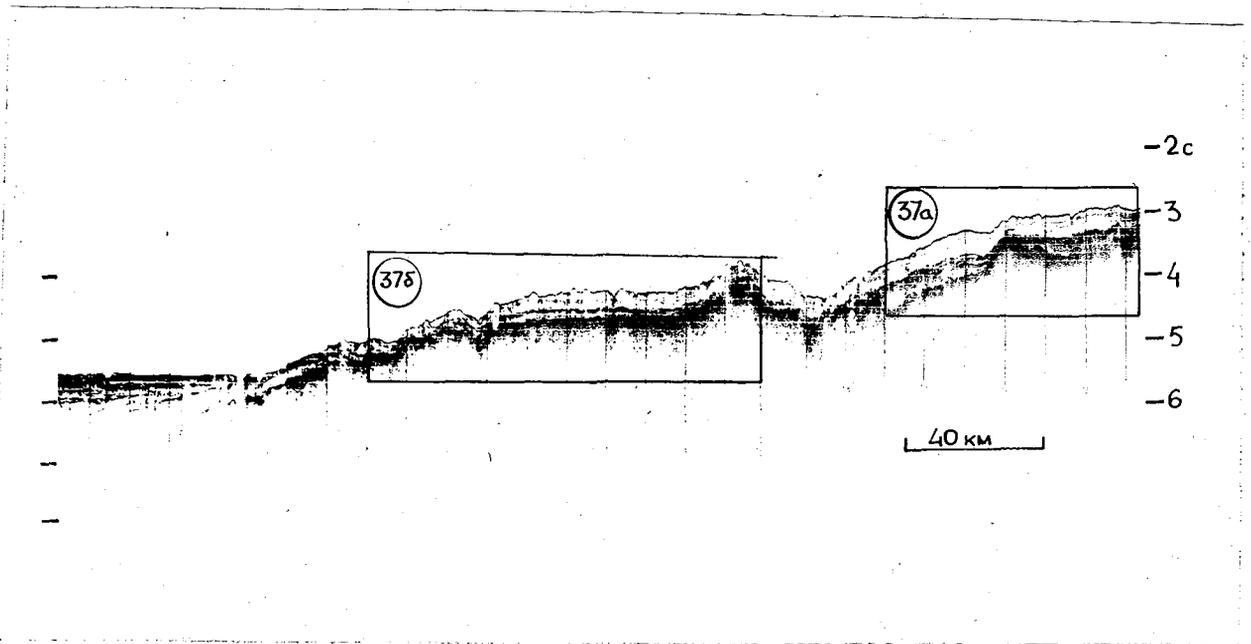


Рис. 36. Профиль НСП В-58-5.

Положение профиля см. рис. 4.

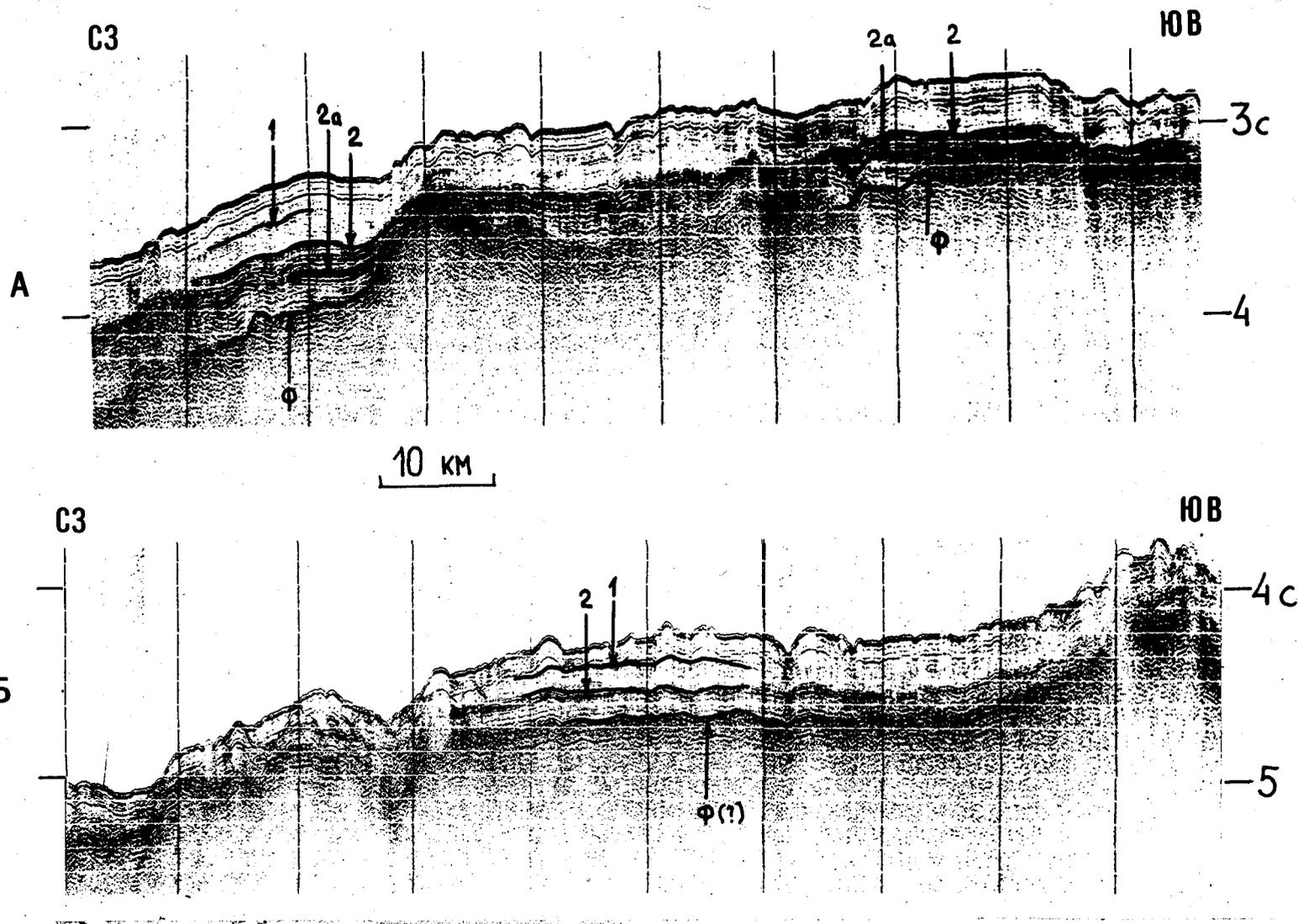


Рис. 37 а-б. Примеры записей НСП на участках профиля В-58-5 в районе скв.216 (а) и на западном склоне хребта (б): Положение приведённых участков профилей показано на рис.36.

слоистым, что указывает на его невулканическую природу.

Оба осадочных слоя на некотором протяжении погружаются под турбидиты Бенгальского конуса и затем выклиниваются (вероятно, за счёт фациальных замещений). Непосредственной связи между отражающими границами в осадочном чехле хребта и Бенгальского конуса здесь установить не удалось.

Скважина 216, разрез которой может быть использован при корреляции с данными НСП для южной части Северного сегмента, пробурена на своде массива Г на глубине 2,2 км (рис. 38).

В основании разреза вскрыты базальты, излившиеся, как предполагают участники бурения, в субаэральных условиях (Von der Borch, Sclater e.a., 1974). На базальтах залегает мелководная карбонатная вулканогенно-осадочная толща верхнего маастрихта мощностью 115 м. Выше расположена пачка кокколитового мела палеоцена – нижнего миоцена мощностью около 150 м. В её нижней части встречены прослой кремней, приуроченные к выпадению из разреза отложений части верхнего палеоцена и всего нижнего эоцена. Верхнюю часть разреза составляют кокколитовые илы мощностью около 180 м. Из выделенных отражающих границ, граница Ф соответствует кровле базальтов, граница 2 а – резкой смене мелководных вулканогенно-осадочных отложений пелагическими карбонатными илами и приурочена к перерыву в осадконакоплении, имевшему место в первой половине раннего палеоцена, граница 2 отвечает перерыву в конце палеоцена – раннем эоцене и связана с присутствием в разрезе прослоев кремней, а граница I соответствует изменениям литологического состава и степени литификации карбонатных отложений нижнего миоцена.

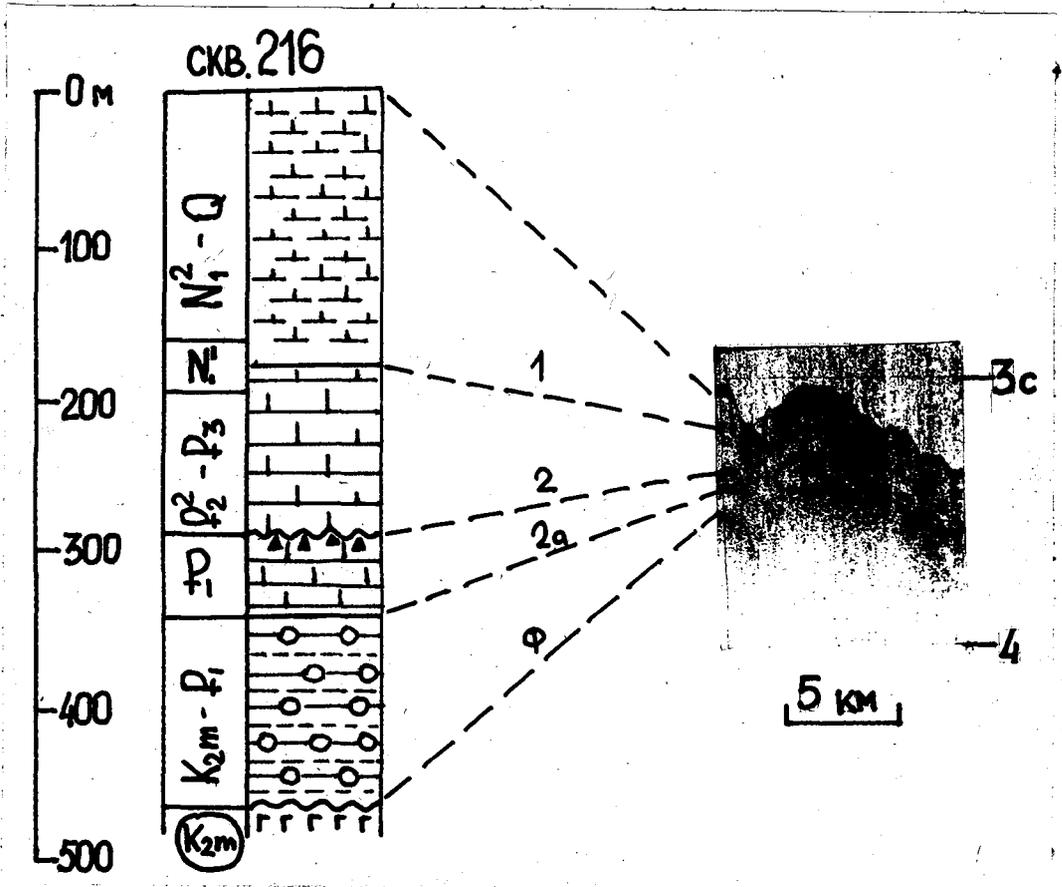


Рис. 38. Корреляция разреза скв.216 с данными НСП
(по Von der Borch, Sclater, e.a., 1974).

ПРОФИЛЬ Гл.Чел. - 22. Этот профиль НСП воспроизведён в XII томе отчёта глубоководного бурения в виде профилограмм и сейсмических разрезов (Von der Borch, Sclater e.a., 1974). Он соединяет между собой скв. 216 и 217, наращивая с севера профиль В-58-4 и соединяя профили К-32-17; - 18 и - 19.

В пределах пр.Гл.Чел. - 22 (рис. 39, 40) выделяется два крупных массива, разделённых на широте 5° с.ш. зоной разлома, имеющей, как показали описываемые выше профили К-32-17, - 18 и - 19, северо-восточное простирание. Массив, расположенный между $1^{\circ}30'$ и 5° с.ш. и представляющий собой северное продолжение массива Г (см. пр. В-58-4), имеет близкие отметки глубин сводовой поверхности (2,2-2,5 км) и сходное строение осадочной толщи - нижний стратифицированный слой с границей 2 а в верхней части и перекрывающий его верхний акустически прозрачный слой.

Вершинная поверхность массива Д, расположенного севернее 5° с.ш. лежит на глубине 2,7-3,3 км. В его южной, более высокой части ($5 - 7^{\circ}$ с.ш.) осадочная толща имеет строение, близкое наблюдаемому на своде массивов Б и В, хотя нижний стратифицированный слой развит здесь почти повсеместно. Сильно отражающая граница 2 а маскирует залегающий неглубоко под ней акустический фундамент и затрудняет его выделение. Севернее 7° с.ш., при глубине сводовой поверхности более 3 км, верхний акустически прозрачный слой сохраняет свой облик и мощность, присущие более южным частям хребта, а строение нижнего осадочного слоя несколько изменяется. Его большая часть, за исключением нижних горизонтов, становится акустически прозрачной. Глубже сильно отражающей границы 2 на 0,1 км на отдельных участках выделяются

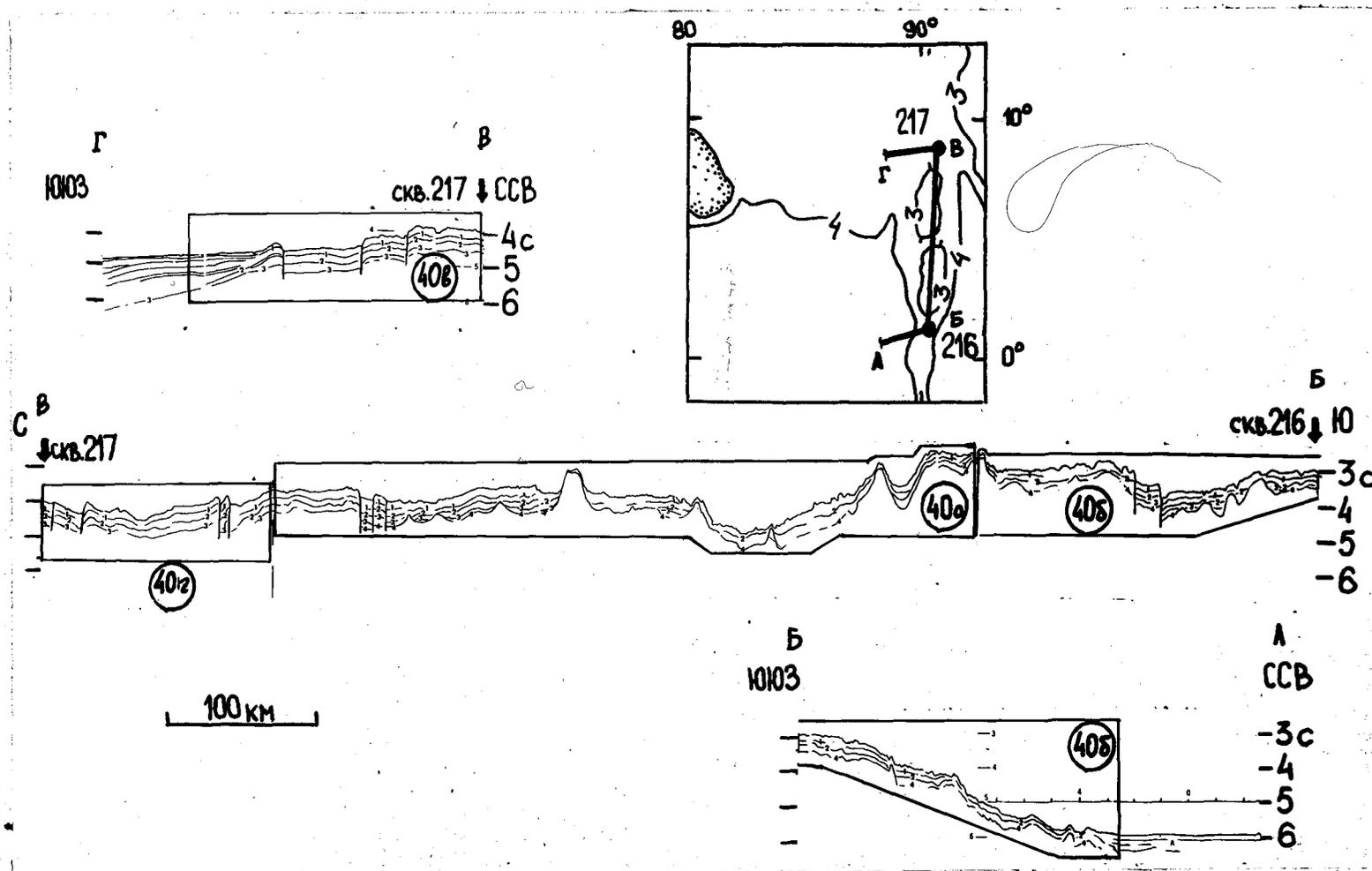


Рис.39. Сейсмический разрез по профилю НСП 22-го рейса б/с "Гломар Челленджер" на севере Восточно-Индийского хребта (по Von der Borch, Sclater e.a., 1974). Положение профилей показано на врезке. Выделенные на этом разрезе отражающие границы 1; 2; 3 и 4 отвечают описанным в тексте границам, соответственно 1; 2; 2а и Ф (акустический фундамент).

отражения от границы 2 а. Повсеместно, на 0,20–0,25 км ниже границы 2 прослеживается сильно отражающая граница, получившая наименование 2 б. Под этой границей на глубине 0,05–0,15 км выделяются слабые отражения от расчленённой границы Ф (рис. 39, 40 а–г). Все границы (1; 2; 2 а и 2 б), за исключением границы Ф, параллельны дну. Общая мощность осадочной толщи 0,8–0,9 км. Широкое распространение здесь имеют молодые сбросы амплитудой 0,1–0,3 км.

ПРОФИЛИ К-32-17, - 18 и - 19. Эти профили НСП, пересекающие Восточно-Индийский хребет севернее скв. 216, позволили детально изучить его строение между 3 и 7° с.ш. (рис. 41).

В районе 3–5° с.ш. в пределах сводовой части хребта (пр. К-32-18, - 18 и юго-восточная часть пр. К-32-19), располагающейся здесь на глубинах 2,5–2 км, строение осадочной толщи аналогично описанному выше для массива Г. Мощность верхнего акустически прозрачного слоя 0,35–0,4 км, мощность верхней части нижнего слоя стратифицированных осадков, заключённой между границами 2 и 2а в среднем составляет 0,05–0,1 км. С границей 2а связано отчётливое несогласие типа подошвенного прилегания (рис. 42 а). На некоторых участках отражения от границ 2 и 2а сливаются, и в этом случае угловое несогласие разделяет верхний акустически прозрачный и нижний стратифицированный слой осадков (рис. 42 б). Общая мощность последнего достигает 0,6–0,7 км.

Иное строение имеет осадочная толща в сводовой части хребта в пределах северо-западной части пр. К-32-19. На этом профиле выделены два крупных блока, разделённых погребённой зоной разломов северо-восточного простирания. Чехол юго-восточного блока, как уже говорилось, имеет строение, близкое описан-

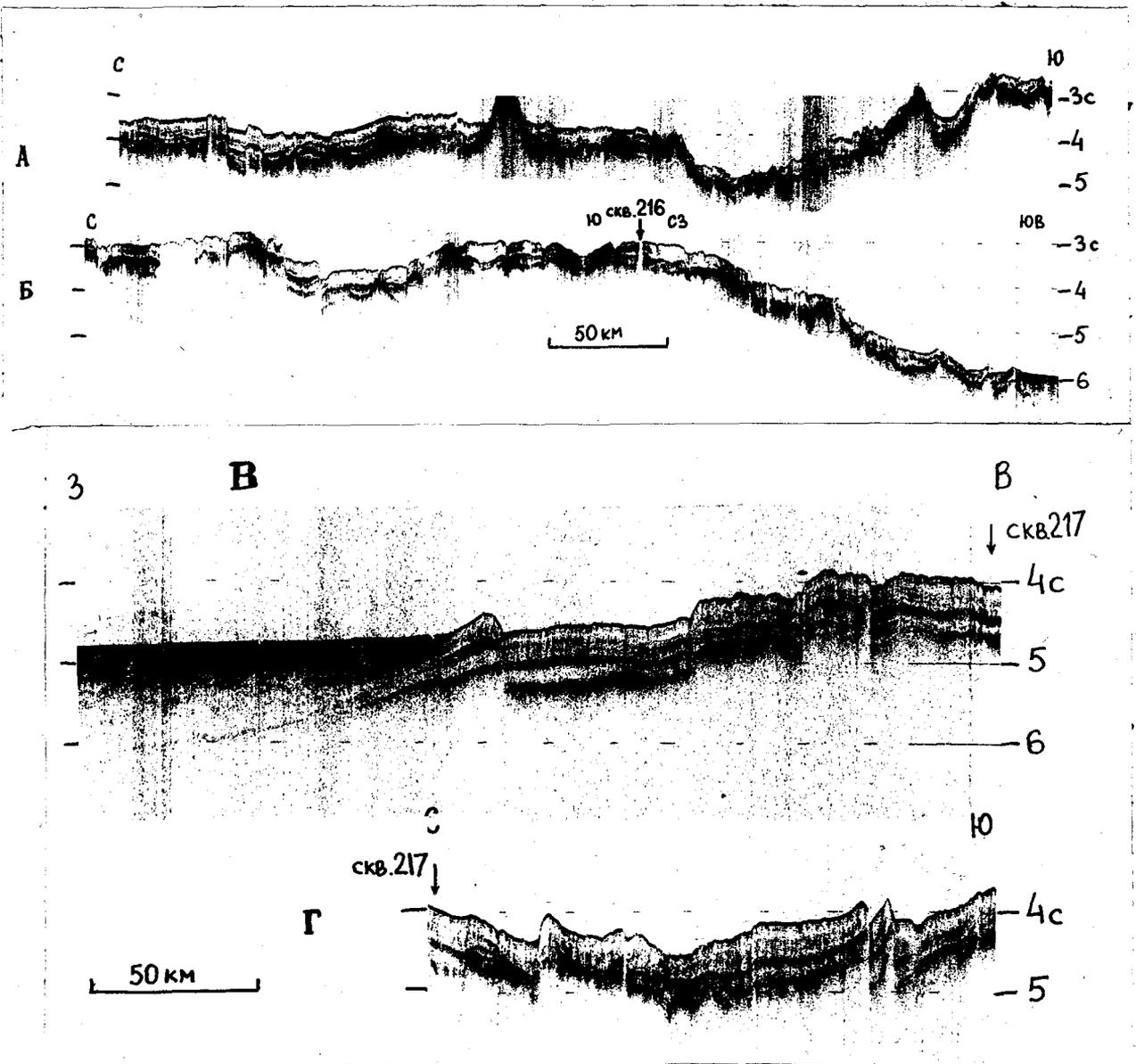


Рис. 40 а-г. Примеры записей НСП 22-го рейса б/с "Гломар Челленджер" на севере Восточно-Индийского хребта. Приведённые участки профилей на рис. 39 заключены в рамки, в кружках даны номера рисунков.

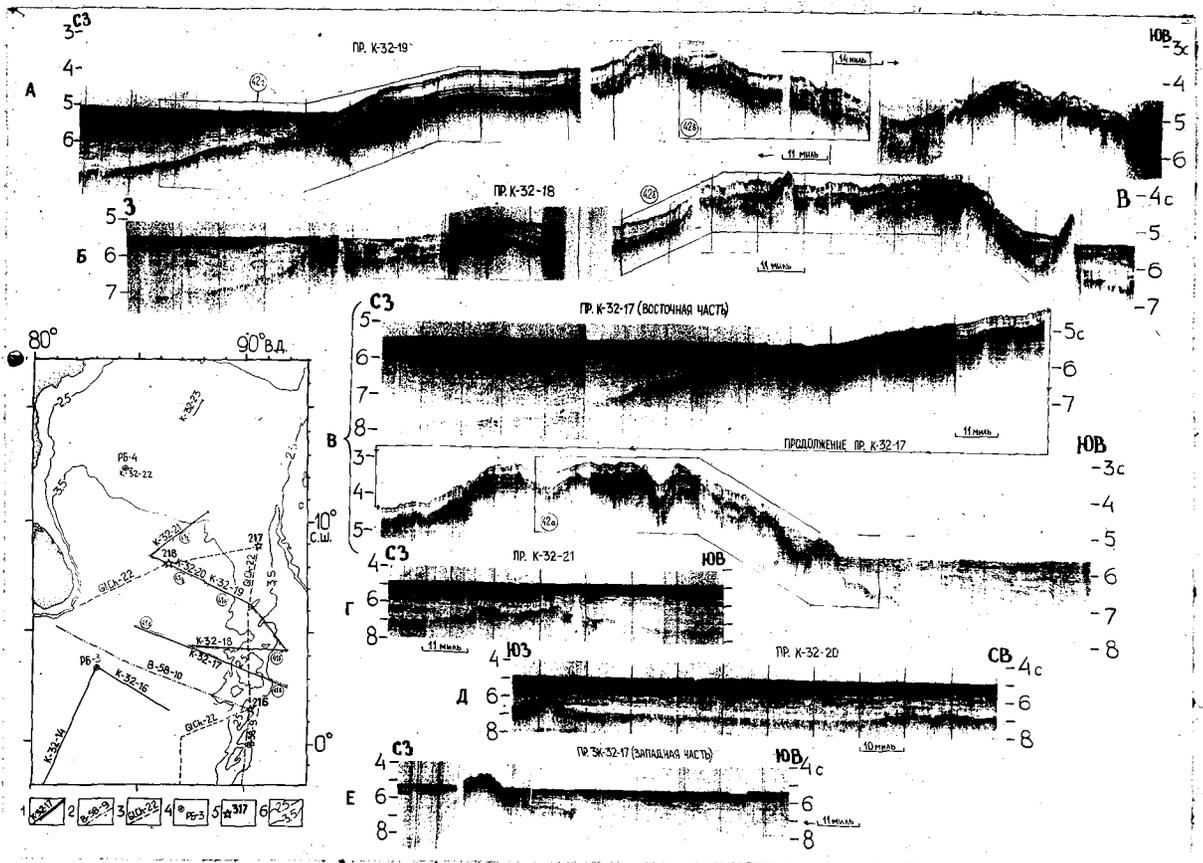


Рис. 4I а-е. Примеры записей НСП 32-го рейса нис "Академик Курчатов" в северной части Восточно-Индийского хребта (а-в) и в Бенгальском заливе (г-е). Положение профилей показано на врезке:
 1 — профили НСП 32-го рейса нис "Академик Курчатов" (приведённые профили выделены двойной линией, в кружках даны номера рисунков);
 2 — профили НСП 58-го рейса нис "Витязь";
 3 — профили НСП 22-го рейса б/с "Гломар Челленджер";
 4 — точки постановки радиобуёв;
 5 — скважины глубоководного бурения;
 6 — изобаты 2,5 и 3,5 км.

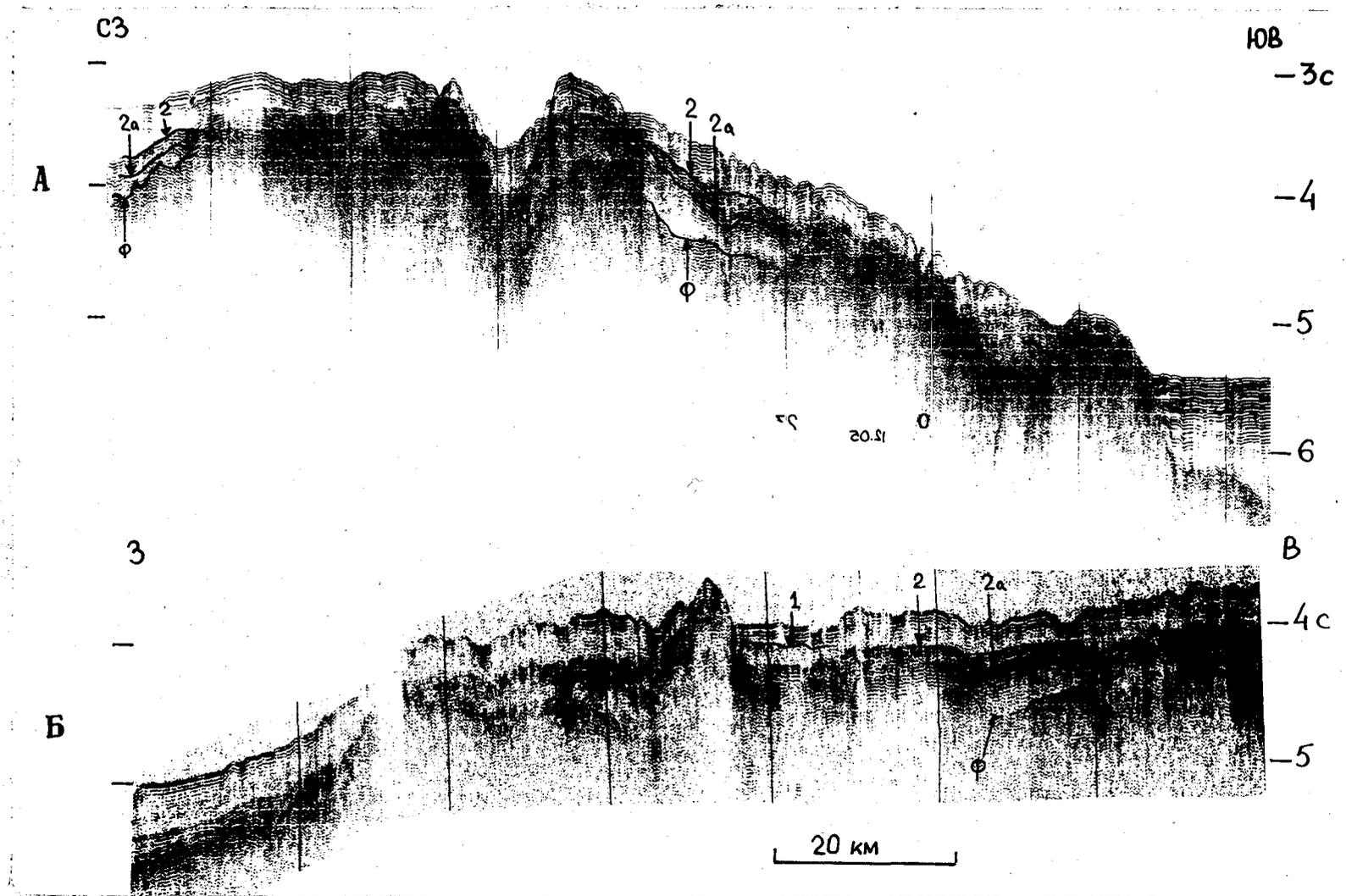


Рис. 42 а-б. Примеры записей НСП по участкам профилей К-32-17 (а); К-32-18 (б). Приведённые участки профилей на рис. 41 а-в заключены в рамки, в кружках даны номера рисунков.

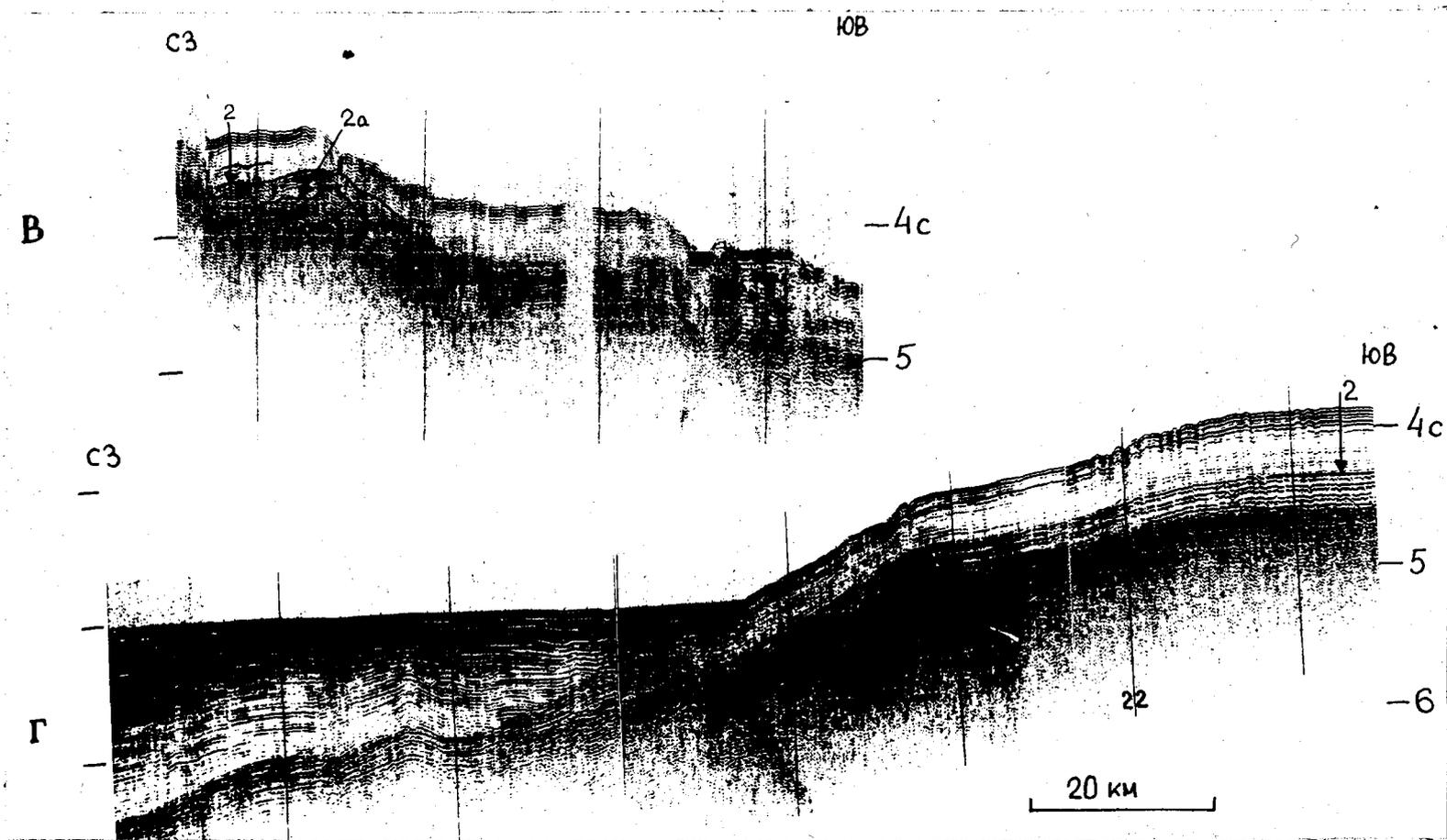


Рис. 42 в-г. Примеры записей НСП по участкам профилей К-32-19 (в, г).
 Приведённые участки профилей на рис. 41а-в заключены в
 рамки, в кружках даны номера рисунков.

ному для свода хребта на пр. К-32-17 и - 18 (рис. 42 в, г): Осадочная толща, развитая в сводовой части северо-западного блока, напоминает картину, выявленную для южной части Северного сегмента и, забегаая вперёд, для района скв. 217. Здесь развит выдержанный по мощности нижний стратифицированный слой, имеющий практически сплошное распространение, а граница 2а залегает непосредственно над границей Ф.

Восточный склон хребта обладает большей крутизной и расчленённостью, чем западный. Деформированные, субгоризонтально залегающие турбидиты Никобарского конуса прилегают к склонам поднятий фундамента, который обладает здесь расчленённой, шероховатой поверхностью. Обрамляющий с востока более южные части хребта Восточно-Индийский желоб здесь не выделяется. Отражающие границы из сводовой части хребта в Никобарский конус не прослеживаются, лишь на пр. К-32-19 намечается погружение акустически прозрачных осадков под турбидиты. Расчленённый акустический фундамент здесь полого погружается по крайней мере на протяжении 60 миль восточнее морфологической границы хребта до глубин около 2 с (2-3 км) под дном.

Иное строение имеет пологий западный склон хребта. Здесь, как и на пр. В-58-5, на глубинах свыше 3-3,5 км повсеместно развит нижний стратифицированный осадочный слой, причём угловое несогласие в его кровле не выявлено. В верхней части склона, в основании стратифицированного слоя выделяется граница 2а (см.рис. 42 а, б), которая, по мере продвижения на запад, сливается с акустическим фундаментом (см.рис. 42 г). Последний выделяется в виде цуга хорошо коррелирующихся отражений длительностью до 0,3 с, что позволяет предположить

его осадочную природу. Постепенное погружение сглаженного акустического фундамента под турбидиты Бенгальского конуса происходит на протяжении 100 миль в западном направлении от морфологической границы хребта до глубины 2,4 с под дном (3-4 км), при этом слоистая структура акустического фундамента остаётся неизменной. Верхний осадочный слой выклинивается на расстоянии 15-20 миль западнее морфологического подножия хребта. На пр. К-32-17 в турбидитах Бенгальского конуса выделяется несогласная граница, приблизительно коррелируемая с границей I внутри верхнего слоя (см. рис. 42 г). Прослеживание отражающих границ осадочной толщи и западного склона Восточно-Индийского хребта в Бенгальский конус затруднено наличием приподнятых блоков фундамента и зон дробления у западного подножия хребта.

Продолжение профиля Гл.Чел. - 22, связывающее скв. 217 и 218, позволило рассмотреть строение зоны сочленения Восточно-Индийского хребта с Бенгальским конусом в районе 9° с.ш. (см. рис. 40 в) ^{где} акустически прозрачные осадки погружаются под турбидиты и на протяжении менее чем в 10-ти милях западнее подножья хребта или фациально замещаются. Границы 2 и 2б, постепенно сближаясь, погружаются в западном направлении ^и на расстоянии 25 миль от подножья хребта сливаются на времени около I с под дном (1,2-1,3 км) и далее на запад эта отражающая граница прослеживается ещё примерно на расстояние 50 миль, где она залегает на глубине 1,4 с (1,6-1,9 км).

Разрез скв. 217 (рис. 43), пробуренной в районе 9° с.ш., может быть использован для идентификации границ в осадочной толще хребта севернее 7° с.ш. (для более южного участка, судя по имеющимся данным НСП, по всей видимости, более representative разрез скв. 216).

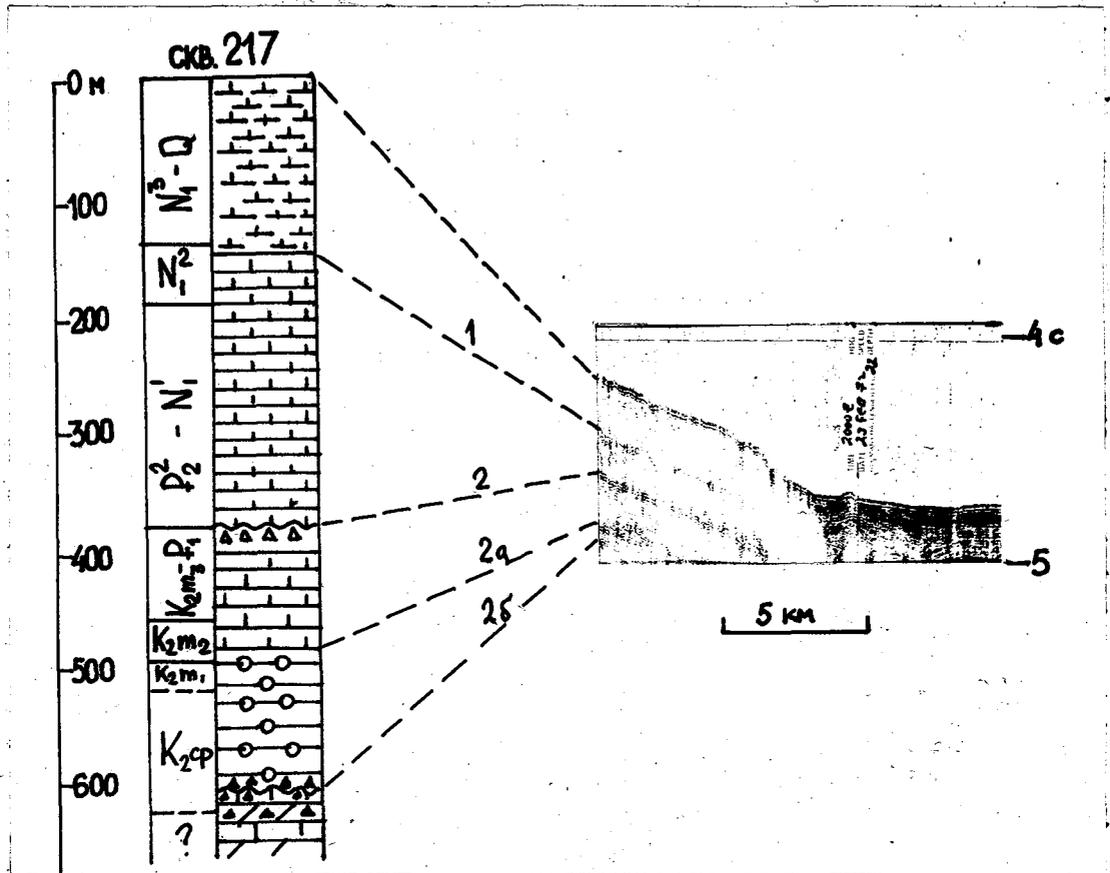


Рис. 43. Корреляция разреза скв.217 и данных НСП
 22-го рейса б/с "Гломар Челленджер" (по
 Von der Borch, Sclater e.a., 1974).

В нижней части колонки скв. 217 вскрыты принадлежащие к кампанскому ярусу лагунные доломиты с прослоями кремней. На них залегают сравнительно мелководные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения кампана - маастрихта мощностью 120 м. Мелководные осадки вверх по разрезу сменяются пелагическими кокколитовыми илами, отвечающими интервалу от маастрихта до среднего миоцена мощностью 335 м. В нижней части этой пачки вскрыты прослой кремней, приуроченные к отсутствию в разрезе отложений верхов палеоцена и всего нижнего эоцена. Верхняя часть колонки скв. 217 сложена глинисто-карбонатными илами среднего миоцена-плейстоцена мощностью 145 м. Граница Ф, по всей видимости, соответствует кровле вулканического фундамента, до которого скв. 217 не дошла несколько десятков метров. Граница 2б отождествляется с кровлей лагунных доломитов, 2а - с подошвой пелагических илов среднего маастрихта. Граница 2 коррелируется с прослоями кремней вблизи контакта палеоценовых и среднеэоценовых отложений, а граница I - с резким увеличением вверх по разрезу содержания в карбонатных осадках глинистого материала.

Севернее скв. 217 Восточно-Индийский хребет погребён под турбидитами Бенгальского конуса и в рельефе дна не выражен. Вся имеющаяся информация о строении погребённой части хребта содержится в трёх широтных сейсмических разрезах, составленных по данным НСП и радиобуёв, полученных в экспедициях Скриппсовского океанографического Института, пересекающих Бенгальский залив и Восточно-Индийский хребет на 10, 13 и 17° с.ш. (Currau e.a., 1982). На этих разрезах сделана попытка

выделить и проследить от Бенгальского залива к востоку в пределы Восточно-Индийского хребта и Зондского желоба кровлю вулканического фундамента (на разрезах представленных на рис. 44 а-в, показан крапом), границу палеоцена и эоцена /Р/ (аналог границы 2); "верхнемиоценовое несогласие" /М/, идентифицированное в скв.218 в Бенгальском заливе, и границу плиоценовых и четвертичных отложений /Q/.

Характерной особенностью разреза I на широте 10° с.ш. (рис. 44 а) является наличие структур, интерпретируемых (Carray e.a., 1980) как диапиры. Вызывает сомнение отсутствие доэоценовых отложений в сводовой части хребта. Авторы цитируемой работы, по всей видимости, за вулканический фундамент приняли сильно отражающую границу 2. Общая мощность осадков над сводовой частью погребённого Восточно-Индийского хребта здесь достигает 1 км.

На 13° с.ш. (разрез II, рис. 44 б) хребет отчетливо выражен в рельефе всех перечисленных выше отражающих границ. Мощность досреднеэоценовых отложений над осевой частью поднятия фундамента здесь составляет около 2 км, эоцен-четвертичных — около 1,5 км.

На 17° (разрез III, рис. 44 в) хребет отчетливо выражен лишь в рельефе границы Р. Мощность досреднеэоценовых осадков на хребте заведомо превышает 0,7 км, более молодые отложения мощностью около 3 км представлены, по всей видимости, турбидитами.

На всех трех разрезах общая ширина поднятия фундамента Восточно-Индийского хребта составляет не менее 250–300 км.

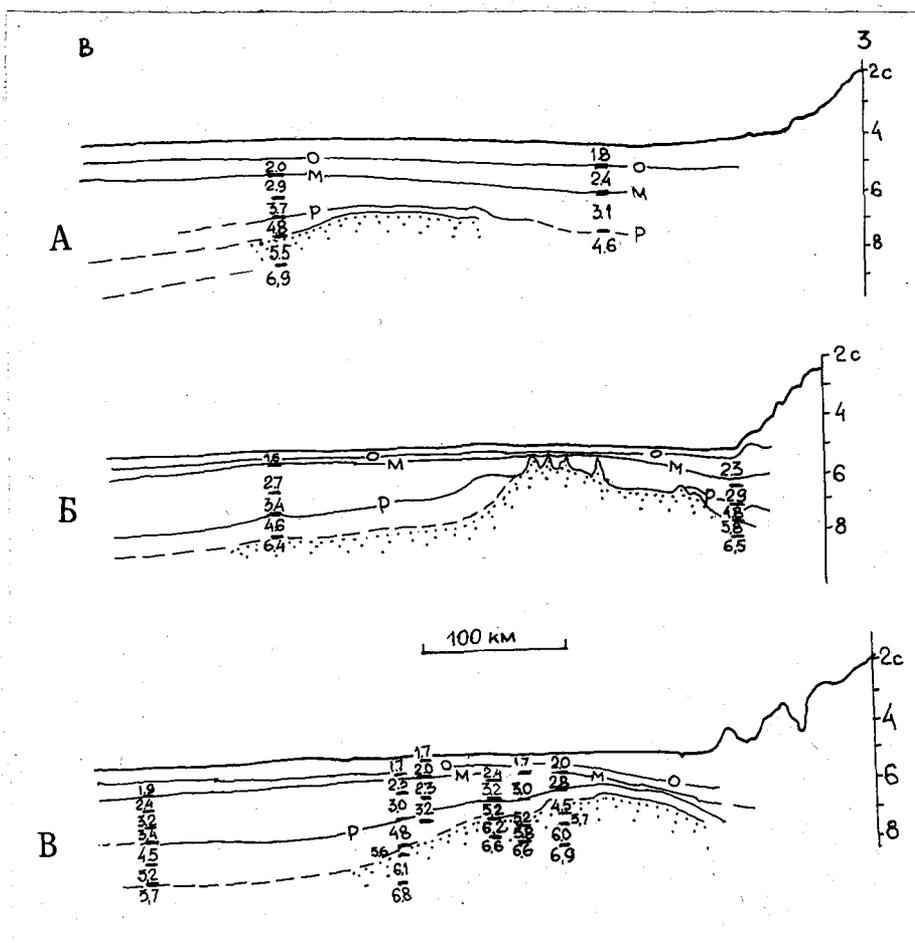


Рис. 44. Широтные сейсмические разрезы через
 Восточно-Индийский хребет в районе 10° с.ш. (а);
 13° с.ш. (б) и 17° с.ш. (в).
 Положение профилей показано на рис. 4.

§ 4. Заключение.

В первом приближении осадочная толща в сводовой части и на склонах Восточно-Индийского хребта состоит из двух основных слоёв (сейсмокомплексов): верхнего — сложенного слабо стратифицированными или акустически прозрачными осадками и нижнего — сложенного стратифицированными осадками. Верхний слой распространён в пределах хребта повсеместно, причём в его сводовой части он сохраняет постоянную мощность 0,3–0,4 км. Он характеризуется преимущественно параллельными слабоволнистыми отражениями довольно низкой амплитуды, которые обычно параллельны подошве слоя (граница 2) или образуют с ней фигуры пологого налегания.

По данным пяти скважин глубоководного бурения верхний слой осадков Восточно-Индийского хребта сложен биогенными карбонатными илами от среднего эоцена (в скв. 214 от верхней части нижнего эоцена) до плейстоцена. Граница 2, ограничивающая этот слой снизу, в Южном и Центральном сегментах хребта обусловлена сменой вверх по разрезу мелководных вулканокластических и вулканогенно-осадочных отложений более глубоководными карбонатными илами. В Северном сегменте она сопоставляется с прослоями кремней в нижней части карбонатного разреза (Рис. 45). Появление кремней в разрезе знаменует почти полный перерыв в осадконакоплении в конце палеоцена—начале эоцена. Промежуточная отражающая граница I, выделяемая в средней части верхнего слоя на всём протяжении Восточно-Индийского хребта, соответствует незначительному возрастанию степени уплотнения карбонатных осадков или изменению содержания глинистых осадков в био-

ВОСТОЧНО - ИНДИЙСКИЙ ХРЕБЕТ

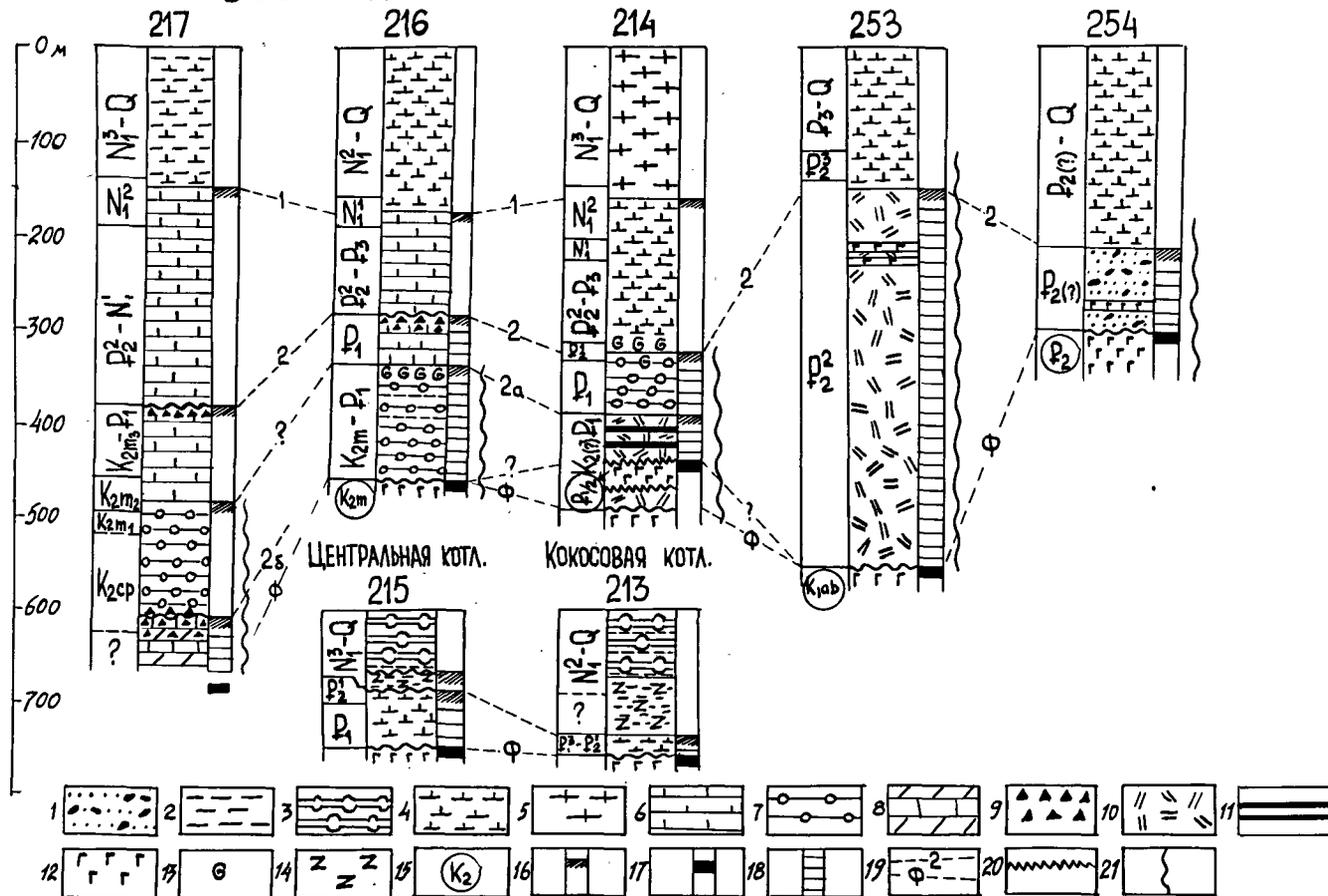


Рис. 45 СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ ДАННЫХ НСП И ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ ДЛЯ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА (разрезы скважин по Initial Reports of the DSDP, v.22; 26, Indian Ocean geology and biostratigraphy, 1977).
 I-пески с галькой; 2-глины; 3-диатомово-радиоляриевые илы; 4-кокколитовые илы; 5-фораминиферо-кокколитовые илы; 6-кокколитовый мел; 7-микарбовый мел; 8-доларениты; 9-кремни; 10-туфы; 11-лигниты; 12-базальты; 13-глауконит; 14-цеолиты; 15-возраст базальтов, определенный методами абсолютной геохронологии; 16-отражающие границы по данным НСП; 17-акустический фундамент; 18-стратифицированные осадки по данным НСП; 19-корреляция отражающих границ между скважинами; 20-интрузивные контакты; 21-мелководные отложения.

генных карбонатных илах верхней части нижнего-среднего миоцена.

Нижний (стратифицированный) слой осадков в пределах Восточно-Индийского хребта отличается более сложным и менее пространственно-однородным строением. На всём протяжении Южного и Центрального сегментов, а также в южной части Северного сегмента хребта (южнее 5° ю.ш.) нижний осадочный слой присутствует только в пределах отдельных впадин в рельефе фундамента и выклинивается на его поднятиях. Средняя глубина моря, на которой происходит полное выклинивание нижнего слоя, — 2,0–2,5 км, и лишь к югу от скв. 253 она сокращается до 1,5 км. Для взаимоотношений непротяжённых отражающих границ внутри этого слоя в подстилающим фундаментом характерны формы подошвенного налегания, для взаимоотношений с подошвой верхнего слоя (граница 2) — формы кровельного прилегания или эрозионного среза. В верхней части нижнего осадочного слоя прослеживается промежуточная отражающая граница 2а, вдоль которой отчётливо наблюдаются формы подошвенного налегания. Скважина 214, пробуренная в районе 11° ю.ш., вскрыла полный разрез нижнего слоя. Его нижняя часть, заключённая между фундаментом и границей 2а, представлена вулканогенно-осадочными образованиями и лигнитами верхнего мела (?) — палеоцена, а верхняя часть, заключённая между границами 2а и 2, — мелководными карбонатно-терригенными отложениями среднего палеоцена — нижнего эоцена, которые, в свою очередь, вверх по разрезу сменяются глубоководными осадками верхнего слоя. Таким образом, для большей части хребта (к югу от 5° ю.ш.) начало формирования верхнего слоя отвечает начальной фазе

погружения Восточно-Индийского хребта в конце раннего — начале среднего эоцена. Абсолютная величина этого погружения за период от эоцена до настоящего времени, определяется глубиной, на которой наблюдается выклинивание нижнего слоя, и составляет для Южного сегмента 1,5 км, для Центрального — 2,0–2,5 км.

Аналоги границы 2 выделены также в обрамляющих хребет Кокосовой и Центральной котловинах, где под пелагическими глинами среднего эоцена залегают более мелководные карбонатные осадки.

Севернее 5° ю.ш. Восточно-Индийский хребет выражен в виде вытянутой вдоль 90° в.д. цепочки изометричных в плане массивов, подножия которых погребены под мощными отложениями Бенгальского и Никобарского конусов. На участках с глубинами 2,0–2,5 км повсеместно развита верхняя часть нижнего стратифицированного слоя осадков, заключённой между границами 2 и 2а, а нижняя часть этого слоя лишь заполняет впадины в рельефе фундамента и выклинивается на поднятиях. Скважина 2I6 показала, что граница 2а соответствует здесь резкой смене мелководных вулканогенно-осадочных отложений пелагическими карбонатными илами и приурочена к перерыву в осадконакоплении, имевшему место в первой половине раннего палеоцена, а граница 2 отвечает перерыву в конце палеоцена — раннем эоцене и связана с присутствием в разрезе прослоев кремней.

В пределах самого северного участка хребта с глубинами около 3 км (район скв. 2I7) нижний слой осадков, за исключением пачки, залегающей непосредственно на фундаменте, становится акустически почти прозрачным. Здесь, помимо границы 2, природа которой аналогичная таковой в скв. 2I6, выделяется аналог границы 2а, соответствующей смене мелководных осадков

глубоководными. Это указывает на более раннее, по сравнению с остальной частью хребта, погружение, начавшееся в середине маастрихта. В нижней части осадочной толщи, между границей 2а и фундаментом в районе скв.217 выделяется граница 2б, соответствующая кровле лагунных доломитов кампанского возраста. Строение осадочной толщи этого участка хребта несколько отличается от строения более южных. Отражающие границы 2а и 2б, поименованные здесь по аналогии с большей частью Восточно-Индийского хребта, не связаны с едиными для последнего тектоническими событиями, а соответствуют этапам относительно раннего погружения северной части хребта. Амплитуда погружения Северного сегмента Восточно-Индийского хребта с конца мела до настоящего времени оценивается в 2,5-3 км для его южного участка и около 3,5 км - для северного, причем на севере сегмента оно началось в конце мела и затем постепенно вплоть до середины эоцена распространялось на все более южные участки Северного сегмента. Это погружение, по всей видимости, связано с ранними стадиями формирования Бенгальского и Никобарского конусов.

Выделенные в сводовой части Восточно-Индийского хребта отражающие границы 1, 2 и 2а почти на всем его протяжении обнаруживают, как было показано выше, приуроченность к определенным узким стратиграфическим интервалам. Опорными отражающими границами в разрезе осадочной толщи являются границы, отвечающие региональным несогласиям и перерывам в осадконакоплении, большинство из которых в разрезе совпадает с резкой сменой литологии и, следовательно, изменением физических свойств осадков, что и обеспечивает высокие отражающие свойства данных границ.

Г Л А В А IV. ТЕКТОНИКА

Восточно-Индийский хребет представляет собой глыбово-вулканическое поднятие верхнемелового-эоценового возраста, облекаемое осадочным чехлом мощностью 0,5-0,6 км. По простиранию хребет разделяется на три сегмента - Южный, Центральный и Северный, отличающиеся особенностями строения осадочной толщи, степенью тектонической расчлененности и характером сочленения с обрамляющими котловинами. К восточному флангу небольшого, относительно наиболее высокого Южного сегмента примыкает поднятие Западно-Австралийского хребта. Северный сегмент представляет собой меридиональную цепочку тектонически обособленных, кулисно смещенных друг относительно друга блоков, симметричных в широтных сечениях. В поперечном сечении наиболее сложно построенного Центрального сегмента выделяется четыре тектонических зоны - асимметричное поднятие Восточно-Индийского хребта с крутым восточным и пологим западным склонами, обрамляющие его с востока грабен Восточно-Индийского желоба и его внешний вал, а также приключенное к западному флангу хребта поднятие плато Осборн. Автор предлагает выделять единую тектоническую систему Восточно-Индийского хребта, объединяющую перечисленные выше структурные элементы как самого поднятия хребта, так и его обрамления.

Тектоническая система Восточно-Индийского хребта, протянувшаяся с юга на север более чем на 5000 км при средней ширине 300 км, представляет собой одну из крупнейших структурных неоднородностей ложа Индийского океана. Она характеризуется очень контрастным рельефом, аномальными характеристиками геофизических полей и аномальной структурой земной коры, в разрезе которой по сравнению с окружающими котловинами возрастают мощности I и 2-го

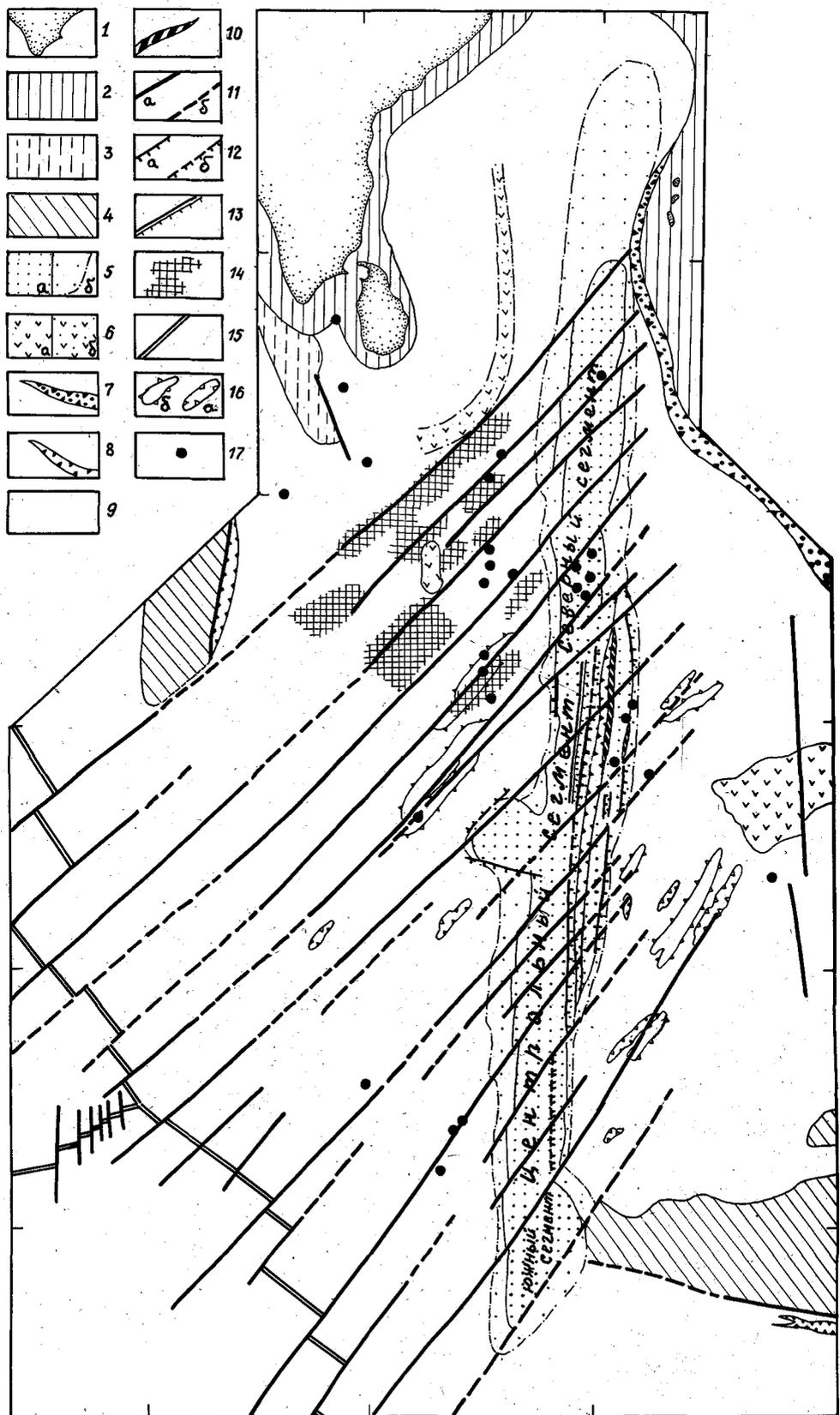


Рис. 46. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА.

Области с корой континентального типа: 1—суша; 2—шельф и континентальный склон; 3—приподнятые блоки в пределах ложа океана предположительно с корой континентального типа. 4—приподнятые блоки в пределах ложа океана с корой неустановленного типа. Области с корой океанского типа: 5—глыбово-вулканические поднятия с базальтовым покровом позднемелового-эоценового возраста (а—выраженные в рельефе дна, б—подножья и погребенные участки); 6—глыбово-вулканические поднятия с базальтовым покровом неустановленного возраста (а—выраженные в рельефе дна, б—погребенные); 7—глубоководные желоба ассоциирующиеся с островными дугами; 8—глубоководные желоба, ассоциирующиеся с глыбово-вулканическими поднятиями ложа океана; 9—ложе глубоководных котловин; 10—тектонические блоки глубоких слоев океанской земной коры. Разломы и зоны разломов: 11—сбросо-сдвиги (а—достоверные, б—предполагаемые); 12—сбросы (а—достоверные, б—предполагаемые); 13—флексуры и флексурно-разрывные зоны; 14—зоны дислокаций фундамента и чехла глубоководных котловин. 15—оси срединных хребтов; 16—контуры локальных впадин (а) и поднятий (б) в рельефе дна глубоководных котловин; 17—эпицентры землетрясений.

слоев, а также специфическим вещественным составом этих слоев — мелководные и субаэральные отложения в основании осадочной толщи и высокожелезистые толеитовые базальты в верхней части слоя 2. Важной особенностью Восточно-Индийского хребта и его флангов, главным образом восточного, является широкое развитие разрывных нарушений, объединяющихся, как будет показано ниже, в две основные группы — субмеридионального и северо-восточного простирания. Использование материалов НСП открыло новые возможности в установлении тектонической структуры хребта по сравнению с традиционно применяемыми для этих целей геоморфологическими методами, позволив с большой достоверностью определить характер и время формирования тех или иных дислокаций, проявляющихся внутри осадочной толщи. Сопоставление результатов полигонных съемок и отдельных профилей НСП позволило установить пространственное положение этих нарушений. Ниже приводится описание строения системы Восточно-Индийского хребта, основанное на анализе данных НСП совместно с имеющимися геологическими и геофизическими данными.

Различия в основных параметрах, определяющих структурный план системы Восточно-Индийского хребта, как то: особенности строения осадочной толщи, выявленные по данным НСП, степень тектонической расчлененности и характер сочленения с обрамляющими котловинами, ^впозволяют выделить его в пределах три сегмента — Южный, Центральный и Северный, границы которых показаны на тектонической схеме хребта (рис. 46).

§ I. Южный сегмент

Южный сегмент системы Восточно-Индийского хребта представляет собой поднятие в рельефе дна, вытянутое в субмеридиональном направлении на 600 км, максимальной шириной около 300 км и отно-

сительной высотой 1,5–2,5 км. В северной части сегмента его сводовая поверхность лежит на глубинах менее 1,5 км. В Южном направлении поднятие Южного сегмента постепенно сужается и понижается и к югу от 35° ю.ш. в рельефе не выражено. С юго-востока данный сегмент ограничен крупной зоной разлома северо-восточного простирания (рис. 46), представляющей собой продолжение поперечного разлома Австрало-Антарктического поднятия. На юго-западе Западно-Австралийской котловины эта зона разлома выражена в виде крутого уступа высотой около 1 км (рис. 47б, справа). Характер осадочного покрова вблизи зоны разлома свидетельствует о ее древнем заложении. Описываемая зона разделяет Южный сегмент Восточно-Индийского хребта и Западно-Австралийский хребет, причем по данным НСП (см. рис. IIа) внутри нее выделяются как древние, так и молодые разломы.

Южный сегмент отделен от Центрального крупной депрессией, располагающейся между 29° и 27°30' ю.ш. По своей ширине (150 км) и глубине (4,5 км в осевой части) она является наиболее крупной среди других диагональных депрессий, расчленяющих хребет, хотя на всех батиметрических картах, за исключением самой современной карты (G EBCO, 1981) она не показана. Сравнительно слабая дислоцированность заполняющих грабен осадков, которые, как было показано в главе 3, отличаются от таковых, залегающих на своде хребта, наряду с их большой мощностью указывают на относительно древнее (вероятно доэценовое) заложение этого грабена.

Наиболее молодым является узкий осевой грабен на широте 28°20' ю.ш., обрамленный крутыми, лишенными осадков уступами. Непосредственно к северу от него выявлена вулканическая постройка. Резкое возрастание интенсивности отражений от границы, рас-

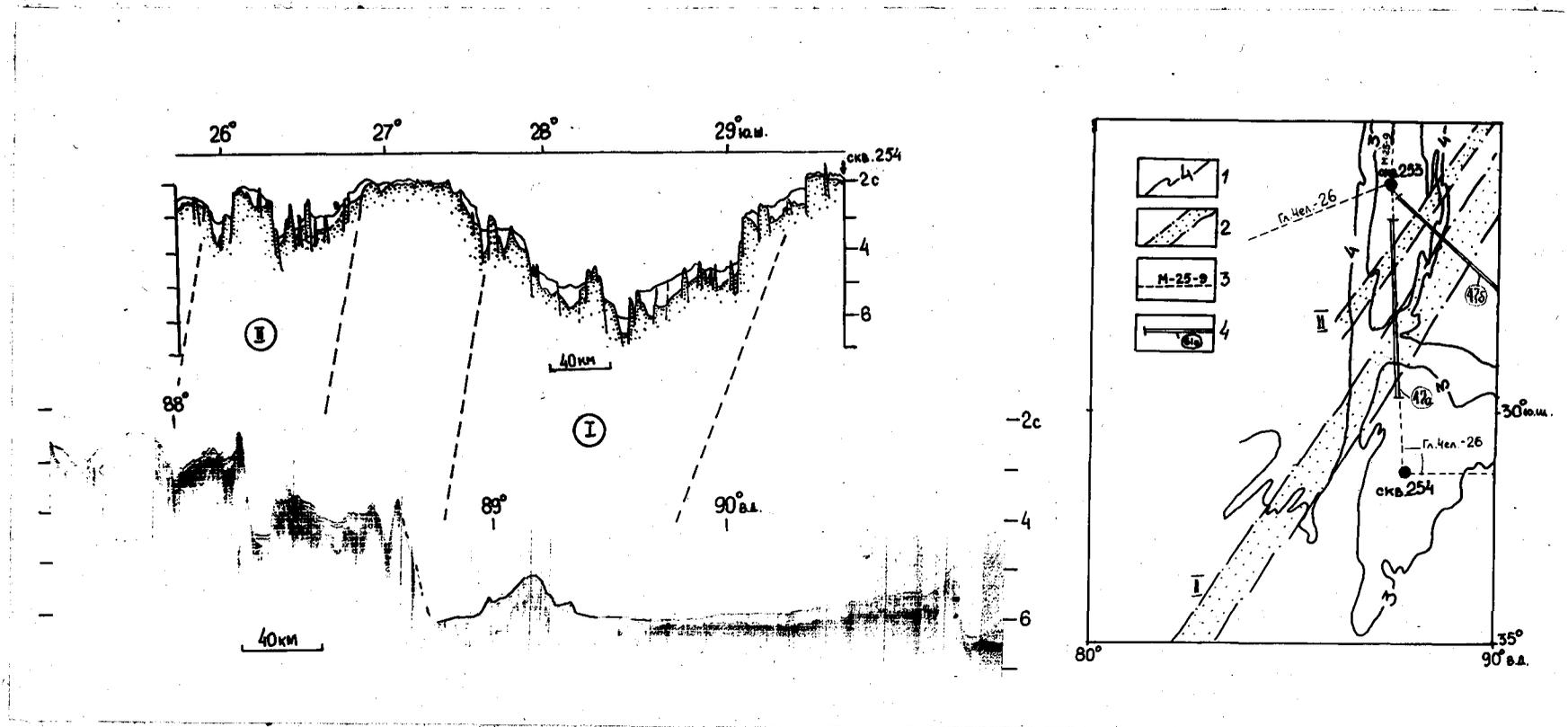


Рис. 47 а-в. Строение зон разломов I и II на юге Восточно-Индийского хребта: а - сейсмический разрез по участку профиля НСП "Гл.Чел.-26 (Davies, Luendyk e.a., 1974); б - пример записи НСП по участку профиля М-25-9; в - положение зон разломов I и II в структуре южной части Восточно-Индийского хребта: I-изобаты в километрах (по GEBCO, 1981); 2-зоны разломов; 3-профили НСП; 4-профили НСП, воспроизведенные на иллюстрациях (в кружках даны номера рисунков).

положенной внутри кармана, заполненного осадками (граница 2(?)), которое, по всей видимости, вызвано присутствием в разрезе потоков лав или прослоев вулканического материала, позволяет предположительно определить время формирования вулканических аппаратов и активизации зоны разлома, к которой приурочен описываемый грабен, как среднеэоценовый.

На широте 29° ю.ш. близ южного борта грабена выделена молодая зона дробления шириной около 10 км (см. рис. IIб).

Многочисленные имеющиеся данные НСП и батиметрии позволяют предположить северо-восточное простираие этой крупной зоны разломов, сопоставляя ее на северо-востоке с участком блоково-раздробленного фундамента, перекрытого осадками (рис. 47б, $89^{\circ} - 89^{\circ}30'$ в.д.), к западной границе которого приурочен выступ фундамента с крутыми склонами. На юго-западе она коррелируется с группой высоких подводных гор в районе с координатами 33° ю.ш., 85° в.д., и далее совпадает с зоной разлома Амстердам, разделяющей Центрально-Индийский и Австрало-Антарктический срединные хребты.

В целях удобства изложения для крупных зон разломов, пересекающих Восточно-Индийский хребет, начиная с описанной выше, с юга на север, введена индексация римскими цифрами (рис. 47в, 48).

§ 2. Центральный сегмент

Система морфоструктур Центрального сегмента, протягивающегося от 29° до 7° ю.ш., в поперечном сечении состоит из четырех основных элементов: линейного поднятия самого Восточно-Индийского хребта, примыкающего к его восточному подножию одноименного желоба, обрамляющего желоб вала, а также расположенного

у западного подножья хребта между 16° и 13° ю.ш. подводного плато Осборн.

Поднятие Восточно-Индийского хребта

Поднятие хребта в пределах Центрального сегмента разделяется на два субсегмента, характеризующихся различным рельефом и особенностями тектонического строения — южный и северный.

ЮЖНЫЙ СУБСЕГМЕНТ протягивается от зоны разлома I (29° ю.ш.) до траверза южного ограничения плато Осборн (район $16-17^{\circ}$ ю.ш.). В пределах этого субсегмента глубины над гребнем поднятия составляют 2–2,5 км. Ширина плоской или пологовыпуклой сводовой части хребта (глубины 2,5–3 км) в среднем 150 км, основания — 250–300 км. Крутизна его западного склона $2-5^{\circ}$ (см.рис. 10), переход в котловину плавный. Значительно сложнее устроен восточный склон, в пределах которого по простиранию хребта чередуются пологие и крутые участки, на некоторых пересечениях склон имеет ступенчатое строение. Большую роль в формировании рельефа восточного склона южной части Центрального сегмента хребта играют субмеридиональные разломы.

Сбросовая природа восточного склона хребта наиболее отчетливо проявилась в районе полигона В-58-1, где склон представляет собой крутой (до 20°) уступ субмеридионального простирания, распадающийся на некоторых участках на несколько более мелких уступов, разделенных узкими ступенями.

Средняя крутизна западного склона хребта составляет первые градусы. Его нижняя часть на глубинах 4–4,5 км выполаживается и на глубинах 4,8–5 км плавно переходит в котловину.

По простиранию структура южного субсегмента определяется рядом выявленных автором косо пересекающих хребет зон разломов северо-восточного простирания, дробящих его на отдельные блоки. Ниже дается описание наиболее крупных из этих зон разломов.

Зона разлома II (рис. 47 а-б, 48), пересекающая хребет между 27° и 26° ю.ш., в поперечном сечении объединяет два ступенчатых грабена, разделенных горстом амплитудой около I км (рис.48). В днище южного грабена ($26^{\circ}35'$ - $26^{\circ}20'$ ю.ш.) расположено несколько предположительно вулканических построек, основания которых погребены под осадками. Мощность практически не деформированных отложений в грабенах по сравнению с соседними возвышенными участками увеличивается, в то время как нижний стратифицированный осадочный слой на записях НСП здесь не выделяется. Это свидетельствует о том, что зона разлома II сформировалась синхронно или не позже отражающей границы 2, т.е. до среднего эоцена. Выделяется также несколько молодых сбросов небольшой амплитуды. Эта зона разлома северо-восточнее выделяется в средней части восточного склона (рис.47б), а также может быть прослежена на батиметрических профилях 0 и II, представленных на рис. 2.

Зона разлома III (24° - $23^{\circ}30'$ ю.ш.) выражена в виде молодого грабена со ступенчатым южным бортом общей амплитудой свыше I км (рис. 49). Эта зона разлома прослеживается на юго-запад (пр. Гл.Чел- 26, рис. 50), где она формирует крутой западный склон хребта. По ней происходит левостороннее смещение расположенного севернее блока на северо-восток амплитудой 30-50 км. Этот сдвиг, как и для большинства подобных зон разломов, уста-

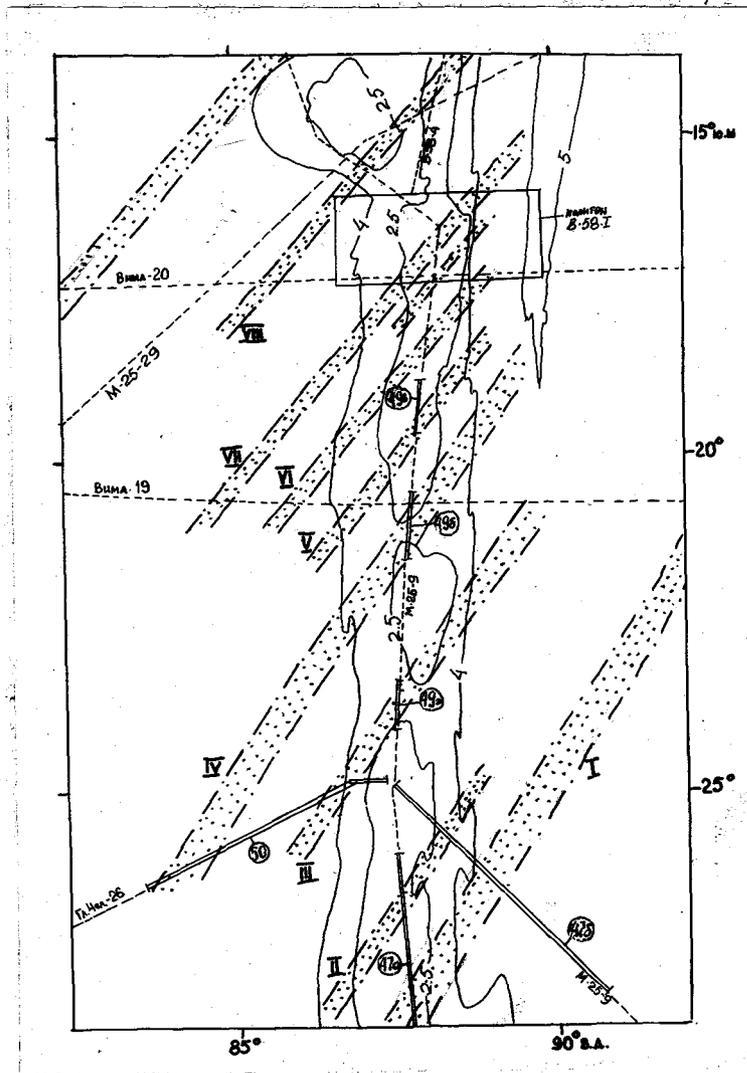


Рис. 48. Зоны разломов северо-восточного простирания в структуре южной части Центрального сегмента Восточно-Индийского хребта. Условные обозначения см. рис. 47 в. Изобаты 2,5 и 4,0 км даны по Геолого-геофизическому атласу Индийского океана, 1975.

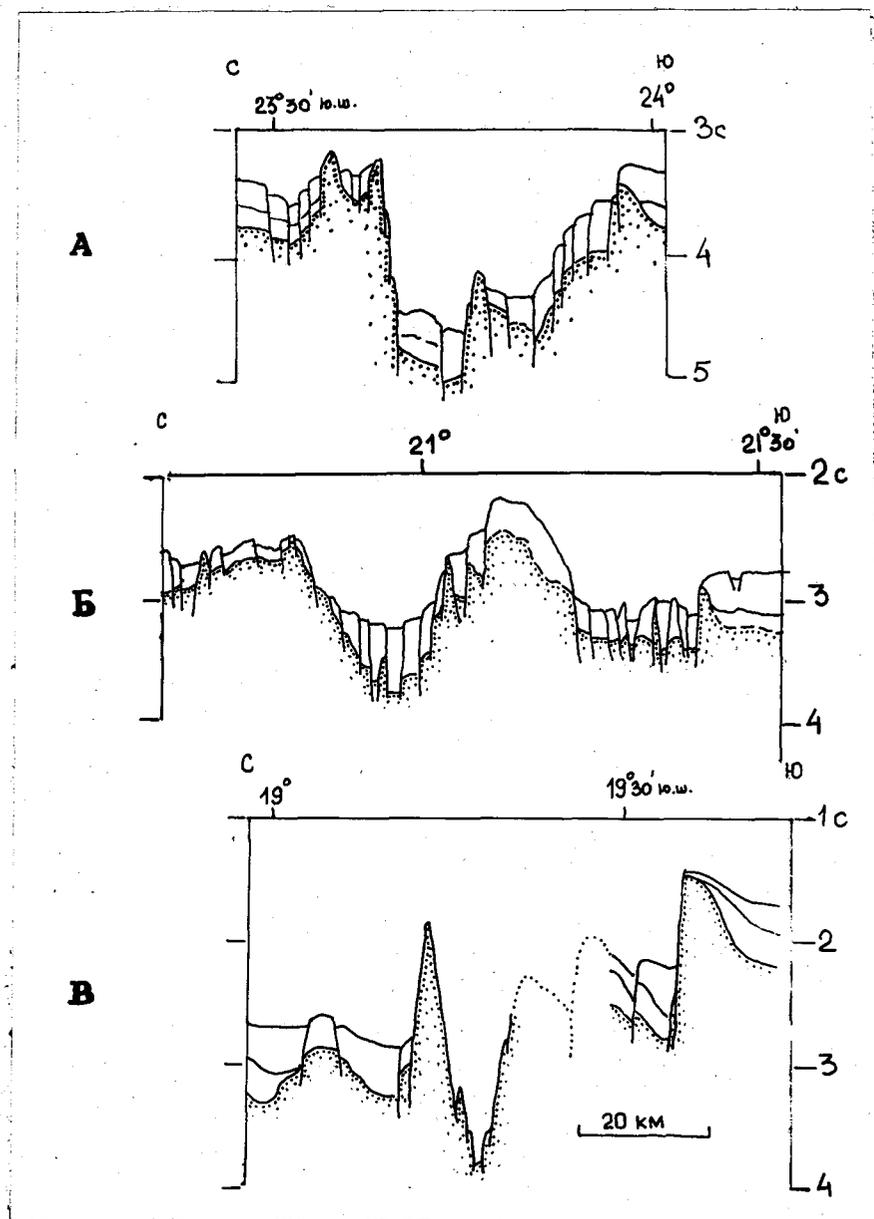


Рис. 49 а-в. Строение зон разломов III (а); IV (б) и V (в) в сводовой части Восточно-Индийского хребта. Сейсмические разрезы по отдельным участкам профиля М-25-9. Положение приведенных сейсмических разрезов показано на рис. 48.

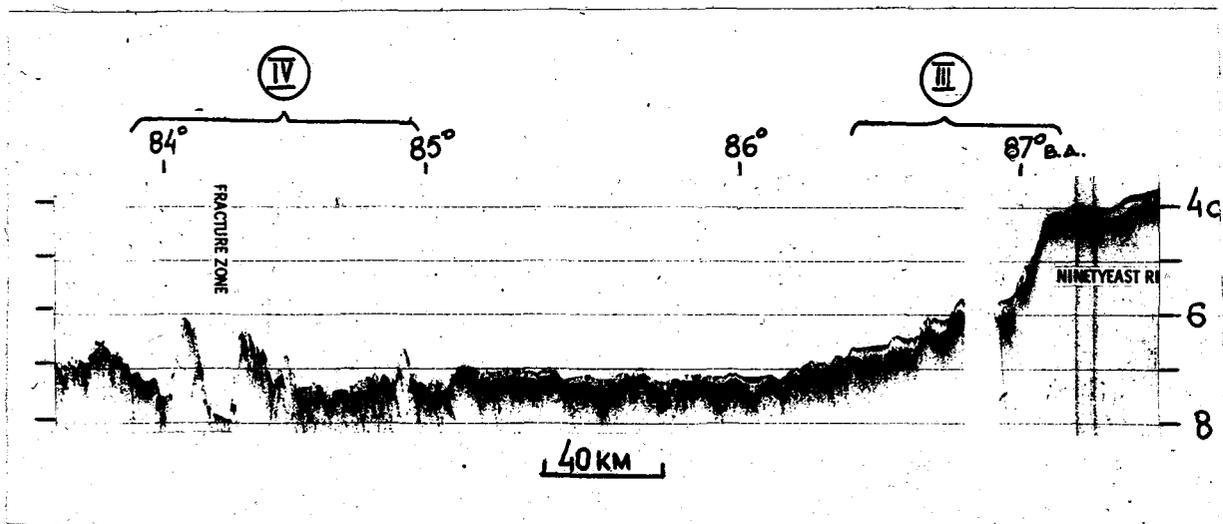


Рис. 50. Строение зон разломов III и IV на западной периферии Восточно-Индийского хребта. Пример записи НСП по участку профиля Гл.Чел.-26 (Davies, Luenduk e.a., 1974). Положение приведенного участка профиля НСП показано на рис. 48.

навливается по смещению сводовой поверхности и подножья западного склона, что нашло отражение на батиметрических картах.

Зона разлома IV ($21^{\circ}25'$ - $20^{\circ}45'$ ю.ш.) объединяет два сложно построенных грабена разделенных горстом. Северный грабен заложился, вероятно, до накопления верхнего слоя осадков, а южный - в сравнительно недавнее время (рис. 16 б, в; 496). Амплитуда северного грабена составляет 0,7 км, южного - несколько меньше. Эта зона разлома прослеживается на юго-запад в Центральную котловину (рис. 50, 84° - 85° в.д.). По этой зоне разлома предполагается левосторонний сдвиг амплитудой в первые десятки километров.

Зона разлома V ($19^{\circ}40'$ - $19^{\circ}10'$ ю.ш.) выражена в виде ступенчатого сброса с опущенным северным крылом суммарной вертикальной амплитудой более 1,5 км. Узкий (около 5 км в основании) выступ фундамента высотой более 1 км на широте $19^{\circ}15'$ ю.ш. (см. рис. 16 г, справа) по всей видимости, представляет собой блок пород второго или третьего слоя океанской коры, выдавленный в зоне разлома в период сжатия, сопровождавшего левосторонний сдвиг амплитудой 30-40 км, отчетливо выделяющийся на батиметрических картах (рис. 48). Эта зона прослеживается на профиле Вима - 19 в юго-западном направлении в районе западного склона хребта, где она выражена в виде серии сбросов, к которым приурочен узкий выступ фундамента высотой около 0,6 км.

Зона разломов VI ($18^{\circ}30'$ - $17^{\circ}30'$ ю.ш.) представляет собой область с сильно расчлененным рельефом дна и фундамента, в которой отчетливо выделяется три грабена амплитудой 0,5-0,7 км (см. рис. 15). Эти грабены, по всей видимости, имеют относительно

древнее заложение, но были подновлены в новейшее время. На широте $17^{\circ}50'$ ю.ш. предполагается существование эоценового погребенного вулкана (см. гл.3, § 2). Самый северный погребенный грабен протягивается в пределы юго-восточной части полигона В-58-1. Все три грабена прослеживаются в юго-западном направлении. По зоне разломов У1 предполагается правосторонний сдвиг общей амплитудой 30-40 км.

Зона разлома УП (район $16^{\circ}30'$ ю.ш.), разделяющая южный и северный субсегменты, представляет собой древний, заполненный осадками грабен, протягивающийся в северо-восточном направлении через весь полигон В-58-1 (рис. 51), где этот грабен отчетливо выделяется на карте рельефа фундамента. Эта зона разломов прослеживается за пределы хребта как в северо-восточном, так и в юго-западном направлении. Возможно, к ней приурочен правосторонний сдвиг амплитудой в первые десятки километров.

СЕВЕРНЫЙ СУБСЕГМЕНТ протягивается от зоны разлома УП до 7° ю.ш. Для него характерна сравнительно небольшая ширина как сводовой части (50-70 км), так и основания (150-180 км), почти вдвое уступающая ширине Южного субсегмента. Другой его отличительной чертой является наличие довольно пологого восточного склона, на котором развита двухслойная осадочная толща, свойственная сводовой части хребта. Это указывает на сравнительно недавнее погружение восточного фланга хребта, который в настоящее время представляет собой сбросово-флексурную зону, причем сбросы приурочены, в основном, к самой нижней части склона. Подножие пологого западного склона Северного субсегмента по сравнению с таковым Южного субсегмента смещено в восточном направлении на 70-100 км.

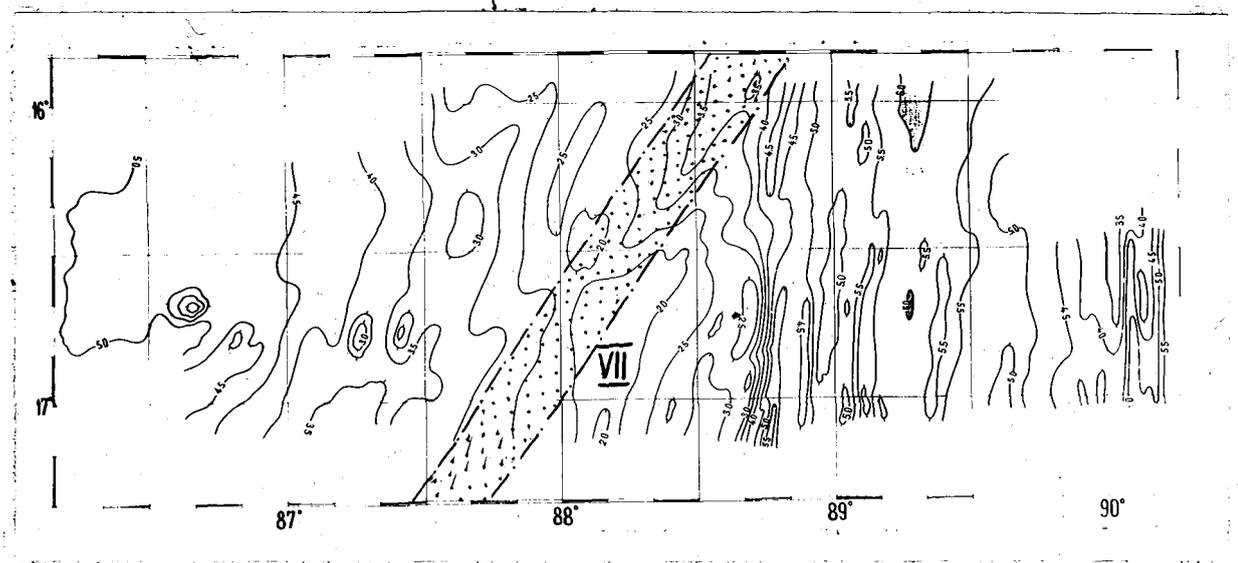


Рис. 51. Зона разлома УП в рельефе фундамента района полигона В-58-I. Изолинии даны в километрах.

По простиранию северный субсегмент разделяется на две части, из которых в южной (16° - 10° ю.ш.) сводовая поверхность лежит на глубинах 1,6-2 км, в северной (10 - 7° ю.ш.) - на глубинах 2,5-3 км. Также как и южный, северный субсегмент разбит крупными зонами разломов на ряд блоков.

Зона разлома VIII ($14^{\circ}20'$ - у 14° ю.ш.) представляет собой грабен глубиной 0,8 км с крутым, ступенчатым южным крылом, образованным молодыми сбросами (см. рим. 26б). В то же время строение осадочной толщи в днище и на северном крыле свидетельствует об относительно древнем заложении этого грабена. Описываемая зона разлома предположительно протягивается на юго-запад, где она выражена в виде грабена, разделяющего плато Осборн и Восточно-Индийский хребет (см. рис. 24), также предположительно прослеживается и на северо-восток в Кокосовую котловину.

Зона разлома IX ($11^{\circ}15'$ - 10° ю.ш.) включает в себя асимметричный длительно развивавшийся грабен со ступенчатым южным крылом (см. рис. 26г) и расположенную севернее молодую разломно-флексурную зону, по которой участок сводовой поверхности хребта опущен почти на 2 км (см. рис. 34а). Эта крупная зона разлома с северо-запада обрамляет подножье плато Осборн и прослеживается в Центральную котловину до 20° ю.ш.

Анализ строения осадочной толщи в днище и на бортах грабена показывает, что фундамент дислоцирован вместе с отложениями нижней части нижнего осадочного слоя, залегающими ниже границы 2а, по которой выделяется поверхность размыва, а все более молодые отложения сглаживают неровности рельефа границы 2а. В новейшее время сбросы на бортах грабена были подновлены одновременно с развитием флексуры.

Северная часть описываемого субсегмента характеризуется исключительно интенсивной деформированностью и раздробленностью, проявляющейся как в структуре осадочной толщи. Амплитуда нарушений, как правило, измеряется первыми десятками метров, размер блоков — первыми километрами.

Зона разломов X (8° — 7° ю.ш.) объединяет два грабена, разделенных горстом с интенсивно раздробленными осадками и фундаментом (см. рис. 25). Южный ступенчатый грабен имеет ширину около 30 км и суммарную вертикальную амплитуду 0,5 км. Размер отдельных блоков в грабене составляет 1–2 км, вертикальная амплитуда отдельных сбросов — 0,1 — 0,2 км. Северный симметричный молодой грабен обладает крутыми бортами, обрамленными поднятиями фундамента (см. рис. 346), одно из которых, расположенное у южного борта грабена, вероятно, представляет собой тектоническую пластину. В днище грабена сохранился крупный блок осадочной толщи сводовой части хребта. В строении данного блока выделяется верхний акустически прозрачный слой, подстилаемый маломощными стратифицированными осадками, хотя в прилегающих участках хребта мощность нижнего слоя составляет 0,1–0,2 км. Это позволяет предположить, что данный грабен наследует структуру древней зоны разлома, заложение которой, по аналогии с зоной разлома IX, синхронно образованию границы 2а, т.е. произошло в раннем палеоцене. Зона разломов X разделяет Центральный и Северный сегменты хребта. Она протягивается на юго-запад в Центральную котловину в район тройного сочленения Срединно-Индокоеанских хребтов. Смещение западного склона на батиметрических картах позволяет предположить по ней левосторонний сдвиг амплитудой около 50 км.

Восточно-Индийский желоб

Восточно-Индийский желоб представляет собой строго линейную депрессию шириной 60–80 км, протянувшуюся вдоль восточного подножья Центрального сегмента Восточно-Индийского хребта. С запада желоб ограничен сбросами, обрамляющими восточный склон или его подножье, с востока – сбросами, обрамляющими с запада внешний вал Восточно-Индийского желоба (Восточно-Индийский вал). В.Ф.Канаев (1980) протягивал желоб до 26° ю.ш., хотя на имеющихся поперечных профилях он хорошо выделяется лишь до 20° ю.ш. Средняя глубина осевой части желоба превышает 5,5 км, наибольшая глубина – 6335 м измерена шведским судном Альбатрос на широте $11^{\circ}20'$ ю.ш. (Канаев, 1980).

Наиболее отчетливо Восточно-Индийский желоб выражен в районе полигона В-58-I, где он представляет собой ступенчатый грабен, ширина днища которого составляет около 60 км (см. рис.18, 20). Интенсивно раздробленный, особенно в западной части желоба, фундамент на отдельных участках перекрыт осадками мощностью 0,1–0,2 км, в которых выделяется два структурных этажа – нижний, сильно деформированный вместе с подстилающим фундаментом, и маломощный верхний, слоистый, деформированный в значительно меньшей степени. Это позволяет наметить по крайней мере два этапа тектонической активизации желоба – первый, сравнительно древний, и второй – новейший. Некоторые блоки, перекрытые деформированными и раздробленными осадками мощностью 0,2 и более км могут быть проинтерпретированы как погруженные фрагменты сводовой части или склона Восточно-Индийского хребта.

Севернее, в районе 14° ю.ш. желоб выражен не столь отчетливо. С запада он обрамлен крутопадающим сбросом амплитудой око-

ло 1 км, ограничивающим с востока погруженный склон Восточно-Индийского хребта (см. рис. 24 д-е). Непосредственно к востоку от этого сброса располагается впадина, заполненная осадками мощностью 0,3 км, представляющая собой наиболее глубокую часть желоба. В восточном направлении дно постепенно повышается вплоть до подножья Восточно-Индийского вала. Здесь выделяется еще несколько неглубоких грабен, заполненных маломощными осадками.

В районе полигона В-58-П Восточно-Индийский желоб представляет собой полого погружающуюся в западном направлении, деформированную нижнюю часть восточного склона хребта, ограниченную с востока внешним валом (см. рис. 30, 31г). Вдоль западной периферии вала протянулась узкая меридиональная гряда высотой 1,5-2 км, прослеживаемая от 11° до $7^{\circ}30'$ ю.ш., представляющая, по всей видимости, пластину глубинных пород, выдавленную при тектонических движениях в зоне крупного меридионального разлома. Драгировками в районе этой гряды подняты биотит-хлорит-актинолитовые сланцы, являющиеся продуктами метаморфизма ультраосновных пород (Кашинцев и др., 1981). У западного подножья этой гряды расположена узкая впадина, в которой отмечены наибольшие для этого района глубины - до 5,9 км. Она приурочена к зоне интенсивного дробления, на отдельных пересечениях осадки в ней отсутствуют. Чрезвычайно интересно то, что в желобе между 10° и 7° ю.ш. отсутствуют отложения Никобарского конуса выноса, в то время как во впадине у восточного подножья описанной гряды, расположенной гипсометрически выше днища желоба, их мощность достигает 1 км. Это указывает на то, что северное окончание Восточно-Индийского желоба в районе 7° ю.ш. или чуть севернее отгорожено от Кокосовой котловины. Автор полагает, что этим ограничением служит самый

ажный широкий блок Северного сегмента хребта, граничащий с желобом и его внешним валом по диагональной зоне разломов X.

Восточно-Индийский вал

Восточно-Индийский вал, как и сам желоб прослеживается на север от 20° ю.ш. Ширина вала в его южной части составляет 30–50 км, относительная высота менее 1 км. В районе полигона В-58-I внешний вал представляет собой поднятие шириной до 60 км относительной высотой до 2,5 км, с западным склоном, образованным ступенчатыми сбросами и крутым восточным склоном, подножье которого осложнено узкой и высокой грядой, аналогичной описанной выше для западного склона этого вала между II и 7° ю.ш. Над вершинной поверхностью и над склонами вала воздымаются многочисленные подводные горы высотой 0,3–0,7 км, вероятно, вулканического происхождения.

Севернее ширина вала увеличивается до 80–100 км. Исследования, проведенные на полигоне В-58-II показали, что вал в районе полигона представляет собой сложно построенное поднятие относительной высотой до 1,5 км при ширине около 80 км, отделенное от Восточно-Индийского желоба описанной выше меридиональной грядой (рис. 29, 30). В поперечном сечении вал состоит из трех поднятий фундамента, разделенных грабенами меридионального простирания, заполненными мощными (до 1 км) стратифицированными осадками, по всей вероятности, поступившими сюда из Никобарского конуса. Фундамент исключительно интенсивно раздроблен, что дает на записях НСП специфическую волновую картину (рис. 31 г). На отдельных участках на вершинах приподнятых блоков фундамента выделены фрагменты раздробленного осадочного покрова мощностью до 0,2 км.

От полигона В-58-II в северном направлении вал постепенно погружается. Северной границей вала, как и для соседствующего желоба, служит, по-видимому, зона разломов X.

В районе Восточно-Индийского вала драгировками подняты чрезвычайно разнообразные изверженные и метаморфические породы (изучение расположения точек драгирования показало, что станции, относимые Г.Л.Кашинцевым с соавторами (1981) к Восточно-Индийскому желобу, на самом деле расположены на его внешнем валу). Это главным образом базальты и долериты, часть из которых близка толеитам срединных хребтов, а часть ассоциируется с ферротолейтами, свойственными Восточно-Индийскому хребту. Интрузивные (ультрабазиты, габброиды и диориты) и метаморфические породы (зеленые сланцы, амфиболиты и гранулиты) как правило представлены обломками в эдафогенных брекчиях (Кашинцев и др., 1981). Наличие в метаморфитах сланцеватости или метаморфической полосчатости указывает, по мнению этих исследователей, на то, что в пределах восточной периферии Восточно-Индийского хребта на отдельных этапах развития существовал режим сжатия.

Единственное определение абсолютного возраста базальтов восточной периферии хребта было сделано по образцам, полученным в точке с координатами 90° в.д., 27° ю.ш. Эти определения дали цифры 51, 60 и 63 млн. лет, что соответствует раннему палеоцену - раннему эоцену (Безруков и др., 1966).

Плато Осборн

Плато Осборн представляет собой изометричную в плане подводную возвышенность с наименьшей глубиной над сводом 1820 м, причлененную к западному склону Восточно-Индийского хребта. Их

разделяет седловина, связанная, как уже говорилось, с зоной разлома УШ северо-восточного простирания. Имеющиеся данные НСП (рис. 24) позволили наметить черты сходства плато и хребта в строении осадочной толщи и степени расчлененности фундамента. Строение склонов и внутренняя структура этого поднятия представляется не вполне ясной. Возможно, что северо-восточное простирание западного склона плато Осборн обусловлено проходящей вдоль его подножья зоной разлома IX. Предполагается также существование разлома запад-северо-западного простирания, ограничивающего плато с юга (см. рис. 46).

§ 3. Северный сегмент

Северный сегмент Восточно-Индийского хребта по простиранию состоит из цепочки тектонически изолированных и смещенных друг относительно друга поднятий (блоков), разделенных глубокими депрессиями, образовавшимися в местах пересечения хребта с зонами разломов северо-восточного простирания. Вершинные поверхности отдельных блоков располагаются на глубинах 1,9–2,6 км. Севернее 7° с.ш. сводовая часть хребта понижается и в районе 10° с.ш. он целиком погружается под турбидиты Бенгальского залива, под которыми прослеживается вплоть до 17° с.ш. Ширина Восточно-Индийского хребта в рельефе дна составляет 200–250 км, однако ширина поднятия фундамента, западное и восточное подножья которого погребено под турбидитами соответственно Бенгальского и Никобарского конусов выноса, на которые Северный сегмент хребта делит осадочное тело Бенгальского залива, превышает 300 км. Рельеф отдельных блоков, имеющих в плане изометричную или удлиненную в северо-восточном направлении форму, характеризуется большой слож-

ностью, которую пока не в силах отразить имеющиеся батиметрические карты.

Исследования, проведенные в пределах Северного сегмента в 58-м рейсе нис "Витязь" и 32-м рейсе нис "Академик Курчатов", а также использование опубликованных материалов (Von der Borch, Sclater e. a., 1974, Bowin, 1973) показали, что на участках, не нарушенных разломами северо-восточного простирания, склоны хребта довольно пологие, хотя в целом крутизна и расчлененность восточного склона немного больше, чем западного. Не подтверждается существование единой линейной зоны разлома субмеридионального простирания вдоль восточного подножья сегмента. Все блоки, слагающие сегмент, за исключением самого южного ($7^{\circ} - 5^{\circ}30'$ ю.ш.), имеют в продольном сечении форму пологовыпуклых куполов с уплощенной сводовой частью. Рельеф фундамента осложнен немногочисленными невысокими выступами фундамента. Южный блок, ограниченный с севера и юга сбросами амплитудой более 1 км, характеризуется сильной раздробленностью фундамента и осадочной толщи молодыми разломами. Современную структуру Северного сегмента Восточно-Индийского хребта определяют семь наиболее крупных, выраженных в рельефе зон разломов северо-восточного простирания, описание которых дается ниже.

Зона разлома XI ($5^{\circ}30' - 4^{\circ}30'$ ю.ш.) выражена в виде погруженного до глубин 4-4,5 км и раздробленного участка сводовой части хребта, о чем свидетельствует большая мощность и, характерное для вершинной поверхности строение осадочной толщи, сохранившейся в отдельных опущенных блоках (см. рис.34 в). Характер дислокаций свидетельствует о их недавнем проявлении, а отсутствие в основании осадочной толщи нижнего слоя осадков (во всяком слу-

чае его нижней части) свидетельствует о том, что эта зона разломов наследует предположительно палеоцен-эоценовые дислокации. Южным ограничением этой зоны разлома служит сброс амплитудой около 1,5 км, северным - флексурно-сбросовая зона общей амплитудой около 1 км.

Сильная раздробленность южной части Северного сегмента хребта между 7° и $4^{\circ} 30'$ ю.ш. указывает на существование здесь новейшей тектонической активности, захватывающей также и самую северную часть Центрального сегмента. Эта зона разделяет сегменты хребта, характеризующиеся в настоящее время различным структурным планом.

Зона разлома XII ($2^{\circ} 10' - 1^{\circ} 40'$ ю.ш.) представляет собой пологую депрессию, в днище которой расположена вулканическая постройка (см. рис. 25). Южный склон депрессии образован серией ступенчатых сбросов, причем фундамент, по всей видимости, деформирован вместе с границей 2а, а более молодые отложения залегают на ней несогласно. Часть сбросов подновлена в новейшее время. Северный склон депрессии сформирован флексурой, осложненной мелкими сбросами. В наиболее погруженной части депрессии залегают турбидиты Никобарского конуса.

Зона разлома XIII ($0^{\circ} 15'$ ю.ш. - $0^{\circ} 20'$ с.ш.) во многом близка описанной выше зоне разлома XII (рис. 35 в; 53). В осадках, залегающих на разделенных сбросами ступенях, формирующих южный склон депрессии, отчетливо видно несогласие на границе 2а, что позволяет определить время заложения этой депрессии, как раннепалеоценовое (см. гл. 3, § 3). В грабене, расположенном в днище депрессии, опущен блок сводовой части хребта - здесь залегают осадки,

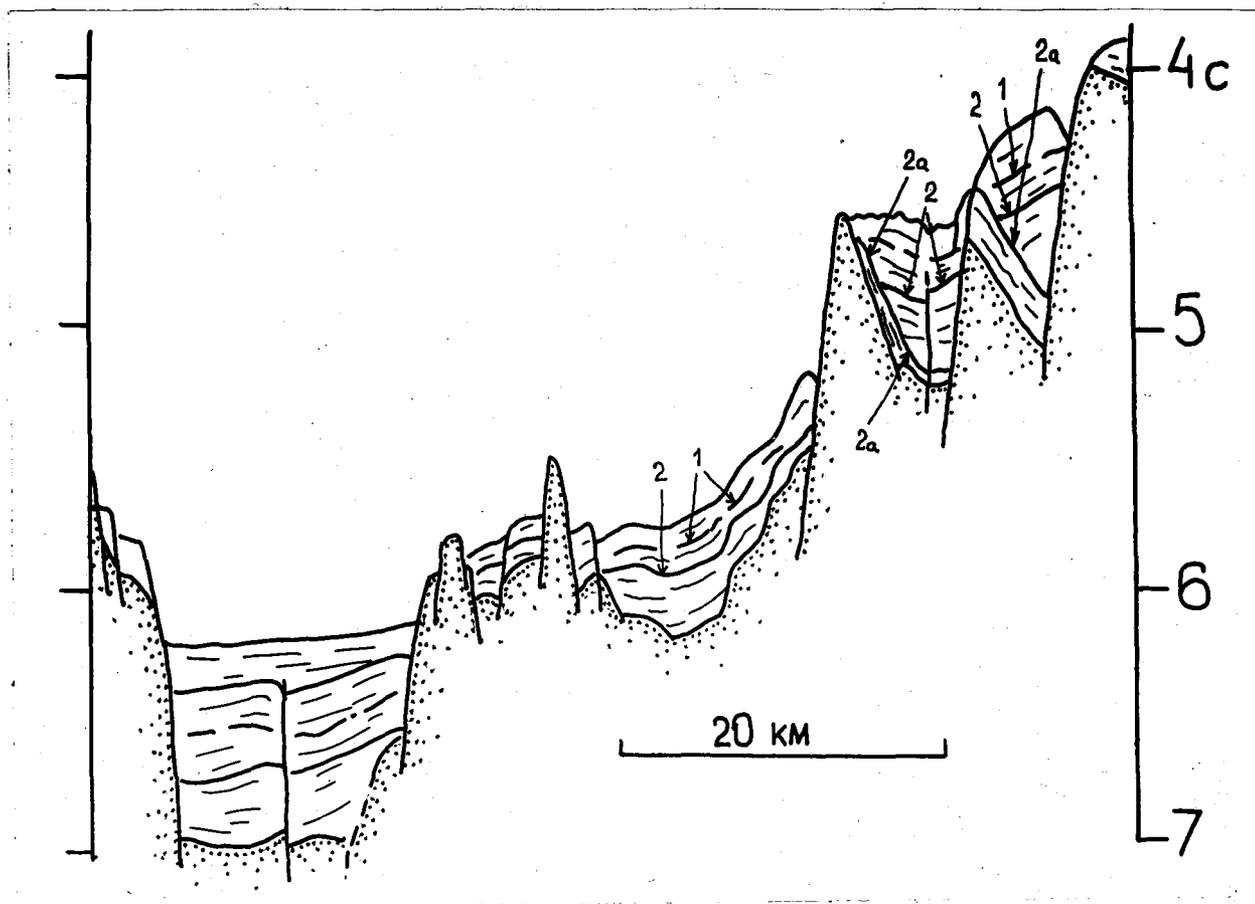


Рис. 53. Строение зоны разлома XIII в сводовой части Восточно-Индийского хребта. Сейсмический разрез по участку профиля В-58-4. Положение сейсмического разреза показано на рис. 52. Стрелками выделены опорные отражающие границы внутри осадочной толщи.

аналогичные по внутреннему строению и мощности развитым в соседних возвышенных частях хребта. Эти осадки деформированы вплоть до самых верхних горизонтов и перекрыты субгоризонтально залегающими турбидитами. Слабый наклон верхних горизонтов турбидитов на север свидетельствует о продолжающемся проседании днища грабена по сбросу, ограничивающему его с севера.

Зона разлома XIV ($2^{\circ}20'$ - $2^{\circ}45'$ с.ш.), выражена в виде серии молодых сбросов, по которым южный блок опущен относительно северного на 0,7 км (см.рис. 40б). В зоне этого разлома под осадками в рельефе фундамента выделяется целый ряд выступов и впадин с крутыми склонами, что позволяет предположить здесь существование древней зоны разломов.

Зона разлома XV ($4^{\circ}30'$ - $5^{\circ}10'$ с.ш.) в сводовой части хребта представляет собой депрессию относительной глубиной 1-2 км, образованную, главным образом, молодыми ступенчатыми сбросами, а также мелкими флексурами (рис. 39; 40а). На западном склоне хребта зона разлома XV выражена в виде участка дробления и сопряженного с ним сброса с опущенным северо-западным крылом.

Зона разлома XVI (район 9° с.ш.) выражена в виде широкого (30-40 км) молодого грабена амплитудой около 0,3 км (рис. 41а). Севернее, как уже говорилось, хребет целиком погребен под осадками. О строении его самой северной погребенной части можно судить по трем представленным на рис. 44 сейсмическим разрезам. Хорошо видно, что поднятие фундамента хребта сохраняет ширину, присущую ему на более южных участках.

Пологие симметричные склоны на двух северных пересечениях свидетельствуют об отсутствии дробящих хребет диагональных раз-

ломов севернее 10° с.ш. Строение перекрывающих хребтов осадков позволяет предположить, что на широте 16° с.ш. Восточно-Индийский хребет был погребен предположительно в конце эоцена – начале олигоцена, а на широте 13° с.ш. – миоцене.

Зоны разломов северо-восточного простирания, отчетливо выявляющиеся в сводовой части Северного сегмента Восточно-Индийского хребта, с разной степенью достоверности прослеживаются на юго-запад в пределы северной части Центральной котловины, где они совпадают с выделенными в последние годы линейными зонами деформаций, имеющими также северо-восточное простирание (Левченко и др., 1982; Непрочнов и др., 1979 и т.д.).

Эти зоны деформаций морфологически выражены в виде пологих и широких (до 200 км) поднятий или холмистых гряд высотой до 0,5 км, осложненных асимметричными штамповыми складками и разрывными нарушениями. Возраст основных деформаций определен как позднемиоценовый, их формирование продолжается до настоящего времени.

Характер дислокаций свидетельствует о том, что образование деформаций происходило в условиях сжатия.

Подобные деформации отмечены в основном северо-западные зоны разлома X. Самое южное их проявление отмечается у северо-западного подножья плато Осборн. Северным ограничением области деформаций Центральной котловины является юго-западное продолжение зоны разлома XVI.

Большая часть выделенных и прослеженных в Центральную котловину зон разломов северо-восточного простирания на юго-западе совпадает с поперечными (трансформными) разломами Центрально-Индийского и южной части Аравийско-Индийского срединных

хребтов. Наиболее южная из дробящих Восточно-Индийский хребет зона разлома I является продолжением зоны разлома Амстердам, ограничивающего с юго-востока одноименное плато, а самая северная зона разлома XVI, по всей видимости, является продолжением зоны разлома Арго, ограничивающей с юга Мальдивский хребет. Сильно раздробленная и погруженная часть хребта, расположенная на стыке Центрального и Северного сегментов между зонами разломов IX (УШ?) и XI широкой полосой протягивается в район тройного сочленения Срединно-Индоокеанских хребтов, и лежит на северо-восточном продолжении Западно-Индийского хребта. Она совпадает с грабенообразной структурой северо-восточного простирания, наложенной на район тройного сочленения и прилегающую северо-западную часть Центрально-Индийского хребта (Соловьева, 1981). Выделенные относительные горизонтальные смещения по зонам разломов отдельных блоков Восточно-Индийского хребта в целом совпадают по направлению со смещениями по соответствующим разломам осевой рифтовой долины Центрально-Индийского и Аравийско-Индийского хребтов, хотя сильно уступают последним по величине. Это указывает на то, что данные срединные хребты и Восточно-Индийский хребет образуют единую кинематическую систему.

§ 4. Заключение

Основой тектонической структуры фундамента системы Восточно-Индийского хребта в структуре подошвы осадочной толщи является субмеридиональное валообразное поднятие кровли фундамента протяженностью свыше 5000 км и шириной около 300 км, сформировавшееся в результате мощных излияний ферротолентов в зоне гигантского глубинного разлома субмеридионального простирания, происходивших с конца мела до середины эоцена. Это поднятие разбито разломами

северо-восточного простираения на ряд блоков, несколько смещенных друг относительно друга левосторонними и правосторонними сдвигами. Эти разломы северо-восточного простираения лежат на продолжении поперечных нарушений Центрально-Индийского и Аравийско-Индийского хребтов. На восточный фланг раздробленного подобным образом Восточно-Индийского хребта, в свою очередь, наложена крупная субмеридиональная зона разломов, в результате чего часть восточного фланга хребта в пределах его Центрального сегмента просела, образовав линейный грабен протяженностью около 2000 км, выраженный в рельефе дна Восточно-Индийским желобом. Одноименный вал, обрамляющий грабен с востока, представляет собой останец восточного подножия хребта, являющийся в структурном отношении односторонним горстом. Субмеридиональная зона разломов, по всей видимости, наследует упомянутый древний глубинный разлом, с которым было связано начало формирования зоны Восточно-Индийского хребта как вулкано-аккумулятивного сооружения. В последующем обе системы разломов — северо-восточного и субмеридионального простираения — подверглись омоложению, но в новейшее время по ним происходили лишь вертикальные подвижки. Об этом свидетельствует тот факт, что разломы северо-восточного простираения, продолжаясь в пределы расположенных восточнее Кокосовой и Западно-Австралийской котловин, не вызывают при этом смещений субмеридиональных разломов зоны грабена Восточно-Индийского желоба. Северный сегмент хребта представляет собой реликт более древнего структурного плана, свойственного всему поднятию Восточно-Индийского хребта до активизации субмеридиональной зоны разломов на его восточном фланге.

ГЛАВА 5. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

В истории геологического развития тектонической системы Восточно-Индийского хребта выделяется три основных этапа, характеризовавшихся различными геодинамическим режимом, структурным планом и палеогеографической обстановкой – этап становления океанской коры ложа восточной части Индийского океана (поздняя юра–мел), этап возникновения и формирования вулкано-аккумулятивного поднятия Восточно-Индийского хребта (конец мела – эоцен) и этап усложнения его внутренней структуры и накопления верхнего слоя осадков – неотектонический этап (конец эоцена – антропоген).

§ I. I этап (поздняя юра – поздний мел)

Ранняя стадия формирования коры северо-восточной части Индийского океана, по всей видимости, связана с разобщением континентальных блоков (литосферных плит) суперконтинента Гондваны – Индостанского и Австрало-Антарктического и относительным перемещением первого из них в северо-западном направлении. О подобном направлении перемещения позволяют судить линейные магнитные аномалии М0–М8 северо-восточного простирания, выявленные в котловине Натуралиста к западу от Австралии (Сузюмов, Лукьянов, 1982; Johnson e.a., 1980). Выделение в Северо-Австралийской котловине аномалии М25 дает основание предположить, что отделение Индостанской плиты произошло в поздней юре (около 155 млн. лет назад). Наиболее древней среди линейных аномалий северо-восточного простирания является аномалия М0 (около 110 млн. лет назад). Ее образование связано, видимо, с заключительной фазой дрейфа Индостана в северо-западном направлении. В конце раннего

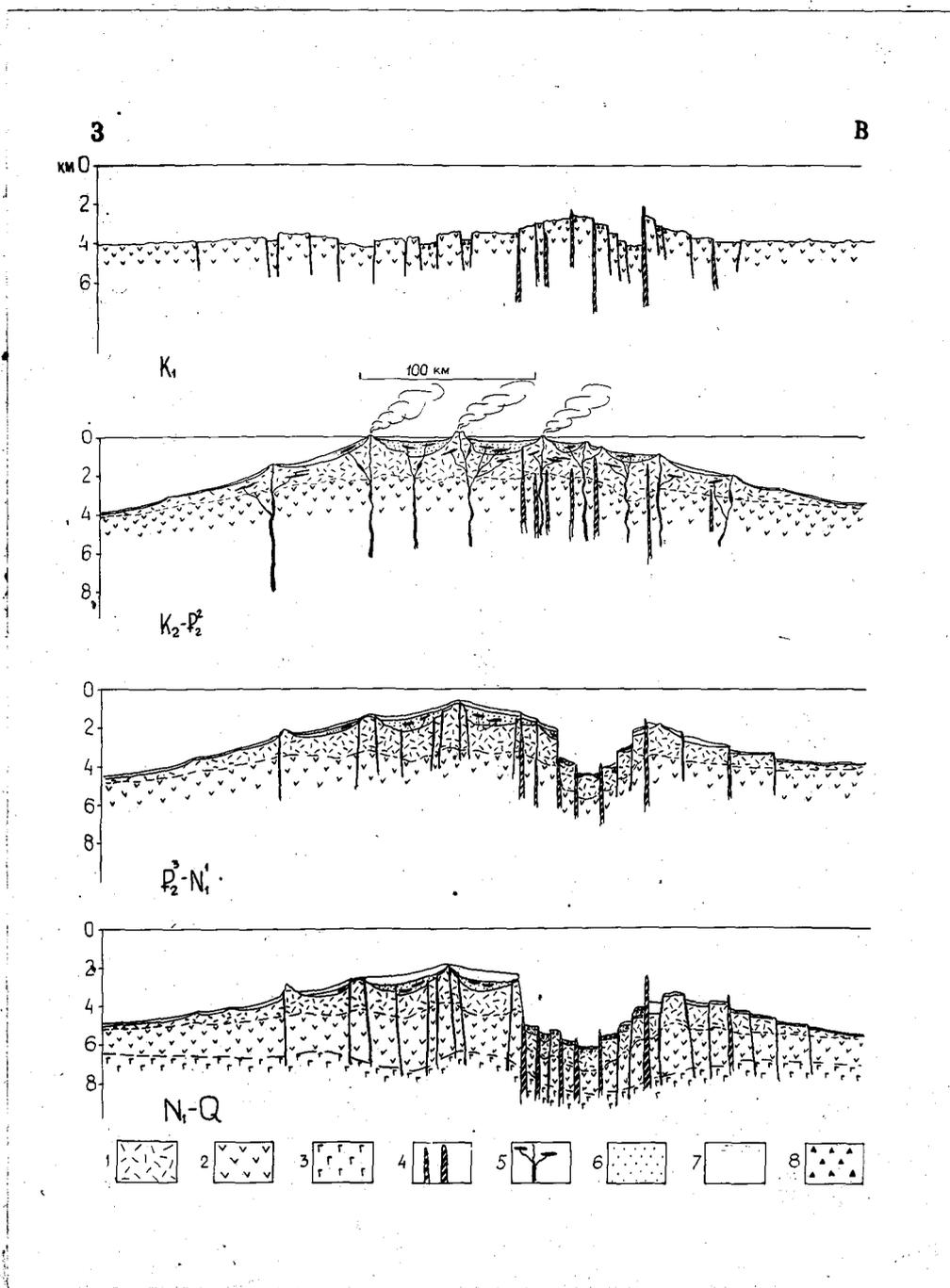


Рис. 54. Этапы геологической истории Восточно-Индийского хребта (палеотектонические профили через Центральный сегмент хребта): 1 - ферротолиты; 2 - океанские толиты; 3 - габбро; 4 - тектонические пластины ультраосновных пород; 5 - подводящие каналы и силлы ферротолитов; 6 - отложения нижнего осадочного слоя; 7 - отложения верхнего осадочного слоя; 8 - эдафогенные брекчи.

мела направление раскрытия океана изменилось на субмеридиональное. Относительное движение Индостана в северном направлении зафиксировано в субширотных линейных магнитных аномалиях, выявленных в Кокосовой, Западно-Австралийской и Центральной котловинах. Вариант привязки этих аномалий к геомагнитной хронологической шкале, предложенный К.Ле Пешоном и Дж.Хейртцлером (Le Pichon, Heitzler, 1968) и впоследствии усовершенствованный другими исследователями (Sclater, Fisher, 1974; Pierce, 1978 и др.), как уже отмечалось в главе I, не представляется достаточно обоснованным. Во вновь образованной осевой зоне спрединга происходили излияния толеитовых базальтов, типичных для срединно-океанских хребтов. В районе Восточно-Индийского хребта подобные породы вскрыты бурением скв.253, где они имеют альбский возраст (Rundle e.a., 1974), и установлены среди обломков в составе относительно древних эдафогенных брекчий, драгированных в нижней части восточного склона хребта (Кашинцев и др., 1981). При формировании этой системы спрединга наряду с целым рядом субмеридиональных трансформных разломов заложилась и зона разлома, предопределившая позицию будущего Восточно-Индийского хребта. От параллельных этой зоне трансформных разломов она отличалась весьма значительным предполагаемым относительным смещением соседних участков оси спрединга и, вследствие этого, большой протяженностью. Об интенсивных тектонических движениях (вертикальных и, возможно, горизонтальных) в зоне Восточно-Индийского разлома в эту эпоху свидетельствует наличие ^В эдафогенных брекчий обломков ультраосновных пород, габброидов, зеленых сланцев, амфиболитов и гранулитов. По мнению Г.Л.Кашинцева (1981) присутствие в составе этих брекчий перидотитов указывает на то, что уже в это время

один из бортов разлома был выражен в рельефе дна в виде хребта тектонического происхождения. Автор настоящей работы предполагает, что в середине мела район современного Восточно-Индийского хребта представлял собой широкую (200–300 км) зону интенсивно раздробленного океанского фундамента, в пределах которой в отдельные периоды сжатия выдавливались пластины ультрабазитов (рис. 54), аналогичные наблюдаемым сейчас на востоке полигона В-58-П. В середине позднего мела спрединг в описываемой зоне, в процессе которого была в основном сформирована кора большей части современных Кокосовой, Западно-Австралийской и Центральной котловин, а также подвижки по Восточно-Индийскому разлому затухают.

Необходимо отметить, что предполагаемый кинематический план движения плит на протяжении I этапа геологического развития будущего Восточно-Индийского хребта в основном совпадает с предложенным Дж.Кэрри с соавторами (Curray e.a., 1982. См.рис. 88). Однако эти исследователи полагают, что северо-западный дрейф Индостана происходил с конца юры не до конца раннего мела, но до турона, а последовавший за этим дрейф Индостанской плиты в северном направлении закончился лишь на рубеже палеоцена и эоцена. Автор же связывает отмирание оси субмеридионального спрединга с началом разобщения Антарктиды и Австралии, начавшемся, по последним данным, 110–90 млн.лет назад (Cande, Mutter, 1982).

§ 2. II этап (поздний мел – средний эоцен)

Этот этап, на протяжении которого на ранее образованной коре океанского типа возникло и в основном было сформировано вулканно-аккумулятивное поднятие Восточно-Индийского хребта, ха-

рактируется мощными излияниями базальтов в зоне субмеридионального Восточно-Индийского разлома. Эти излияния происходили в течение длительного времени с конца мела до середины эоцена. Вулканические породы, слагающие Восточно-Индийский хребет, получены в 4-х скважинах и на 6-ти станциях драгировок. Они представлены необычными для ложа океанов ферротолитами (ферротолитовыми базальтами и, частично, андезитами), по составу существенно отличающимися как от толитов срединных хребтов, так и от щелочных базальтов океанских островов. Вместе с тем, многие исследователи (Кашинцев и др., 1981; Duncan, 1978) указывают на значительное петрохимическое и петроструктурное сходство ферротолитов Восточно-Индийского хребта с породами траптовых формаций обрамления Индийского океана (траппы Деккана, Карру, Тасмании), что говорит о сходстве условий их образования. Предположение об одновременном формировании верхней части базальтового цоколя хребта и базальтовых покровов обрамления Индийского океана ранее высказывалось Ю.М.Пущаровским и П.Л.Безруковым (1973). По ориентировочной оценке автора, объем ферротолитов Восточно-Индийского хребта составляет около 1 млн.км³, что позволяет сравнивать его с первичным объемом декканского трапсового комплекса (Е.Е. Милановский, 1983). Высказанные соображения позволяют допустить, что ферротолиты Восточно-Индийского хребта и траптовые комплексы северного обрамления Индийского океана сформировались в единую эпоху базальтоидного магматизма, охватившего северную часть Индоокеанской области в конце мела - эоцене.

Наиболее древние из ферротолитов, установленных в зоне Восточно-Индийского хребта, имеют маастрихтский возраст (в скв. 217 возможно кампанский), однако, поскольку бурением достигнуто

лишь самый верхний горизонт двухкилометрового комплекса ферротолеитов, начало его формирования может относиться к несколько более раннему времени. Видимо, правомочно для приближенной оценки возможного времени начала излияний высокожелезистых базальтов в зоне Восточно-Индийского хребта использовать определения абсолютного возраста пород декканской серии, наиболее древние из которых имеют сенонский возраст (Канеока, 1980).

В позднем мелу – раннем палеоцене излияния ферротолеитов в зоне Восточно-Индийского хребта происходили в мелководных и субаэральных условиях, о чем свидетельствуют данные бурения, в частности, обнаружение лигнитов в кровле базальтовой толщи в скв. 214. По мнению Г.Л.Кашинцева с соавторами (1981) формирование вулкано-аккумулятивного поднятия хребта происходило в результате линейнотрещинных излияний в зоне меридионального Восточно-Индийского разлома. Общая ширина этой зоны составляла около 300 км. Параллельно с базальтовым вулканизмом в зоне хребта, вероятно, формировался цоколь плато Осборн, представляющий собой "вздутие" на западном фланге линейного поднятия Восточно-Индийского хребта в месте пересечения последнего крупной зоной разлома. Автором ранее высказывалось предположение о существовании древней субширотной зоны повышенной проницаемости литосферы, расположенной между 10 и 16° ю.ш., в пределах которой, помимо плато Осборн, находятся ныне раздробленный хребет Ланка на западе и поднятия Кокосовое и Роу на востоке (Милановский, 1982). Существование подобной субширотной зоны указывает на фиксированное, по крайней мере, с конца мела – начала палеоцена, относительное положение Индийской и Австралийской литосферных плит. В маастрихтском веке Восточно-Индийский хребет на всем своем протяжении

был морфологически выражен в виде цепочки вулканических островов. В лагунах и в разделяющих острова неглубоких проливах накапливались мелководные вулканогенно-осадочные отложения, в которые внедрялись sillы базальтов. Максимум ферротолеитового магматизма в зоне Восточно-Индийского хребта, как показывают данные бурения, приходится на конец мела - начало палеоцена, что совпадает с максимумом трапшвого вулканизма Деккана (Канеока, 1980). В конце маастрихта крайняя северная часть хребта (севернее 5° с.ш.) стала испытывать погружение амплитудой 0,5-1 км, связанное, очевидно, с развитием периокеанического прогиба Бенгальского залива. В начале палеоцена это погружение постепенно распространялось в южном направлении на весь Северный сегмент Восточно-Индийского хребта. Этот процесс проявился в омоложении в южном направлении отражающих границ 2а и 2б (см. гл. 3, § 3) на севере хребта. К середине раннего палеоцена в основном завершается формирование базальтового цоколя поднятия Восточно-Индийского хребта и масштаб излияний ферротолеитов резко сокращается. Как было показано в предыдущих главах, в раннем палеоцене происходит формирование выявленных автором дробящих хребет зон разломов северо-восточного простирания, лежащих на продолжениях поперечных нарушений Аравийско-Индийского и Центрально-Индийского срединных хребтов. Эти протяженные сбросо-сдвиговые зоны по своим размерам и структурным признакам могут быть сопоставлены с гигантскими субшротными разломами северо-восточной части Тихого океана (Пущаровский и др., 1980). Разломы северо-восточного простирания центральной части Индийского океана латерально смещают друг относительно друга соседние блоки поднятия Восточно-Индийского хребта, а также прослеживаются в пре-

делу расположенных восточнее Кокосовой и Западно-Австралийской котловин, но, вместе с тем, они не нарушают структуру Восточно-Индийского желоба, очевидно, наложенного на эту систему разломов. Это свидетельствует об отсутствии значительных горизонтальных движений по Восточно-Индийскому разлому по крайней мере с конца палеоцена - начала эоцена. Заложение и формирование зон разломов северо-восточного простирания, вероятно, связано с еще недостаточно изученными процессами спрединга в Срединно-Индо-океанских хребтах. Если считать, подобно Ю.М.Пущаровскому с соавторами (1980), что периферические участки подобных разломов являются относительно более молодыми, то можно предположить позднемеловое время заложения данных зон разломов. Это позволяет связывать их образование с первичным расколом Индийской и Австралийской плит с одной стороны и Антарктической - с другой (Cande, Mutter, 1982) и последующим постепенным разрастанием в северо-западном направлении зоны спрединга Австрало-Антарктического, Центрально-Индийского и Аравийско-Индийского срединных хребтов. Характерно, что зоны разломов северо-восточного простирания занимают текущее положение по отношению к более древним тектоническим планам - северо-западного и субмеридионального простирания, господствовавшим в северо-восточной части Индийского океана на протяжении I этапа и выразившимся в соответствующей ориентировке структур ложа океана.

Интенсивные подвижки в зонах разломов северо-восточного простирания, проявившиеся в структуре Восточно-Индийского хребта, происходили во второй половине палеоцена и, возможно, в начале эоцена. Наиболее значительное относительное смещение в северо-восточном направлении испытал северный субсегмент Цент-

рального сегмента хребта. В обрамляющих хребет Центральной и Кокосовой котловинах в позднем палеоцене происходит формирование базальтовых покровов, сложенных высокожелезистыми щелочными базальтами (Кашинцев и др., 1981). Возможно, излияние этих базальтов было приурочено к описываемым зонам разломов. Верхнепалеоценовые - нижнеэоценовые ферротолиты в пределах Восточно-Индийского хребта не установлены. Примечательно, что затухание вулканизма в зоне хребта в позднем палеоцене - раннем эоцене совпадают во времени с его интенсивным дроблением разломами северо-восточного простирания. В Центральном и Южном сегментах хребта в конце палеоцена - начале эоцена продолжается накопление мелководных отложений нижнего слоя осадков, а в Северном сегменте, вероятно, господствуют пелагические условия.

В среднем эоцене в пределах хребта происходит новая вспышка вулканизма. В отличие от предшествующих извержений, эта вспышка проявилась не на всем протяжении зоны Восточно-Индийского хребта, а, главным образом, в ее южной части (к югу от широты плато Осборн). В отличие от более ранних извержений, для среднеэоценовых характерны аппараты центрального типа, причем отдельные вулканические постройки располагались на значительном удалении друг от друга. Подобное спорадическое размещение центров среднеэоценового вулканизма в зоне Восточно-Индийского хребта, возможно, связано с тем, что последняя в это время была рассечена диагональными разломами северо-восточного простирания, разобщившими ее на ряд блоков, несколько смещенных друг относительно друга. В количественном отношении по своему площадному распространению и общему объему продукты среднеэоценового вулканизма во много раз уступают меловым и раннепалеоценовым. В эту эпоху вблизи

отдельных центров извержений в мелководных и субаэральных условиях накапливаются относительно мощные толщи туфов и вулканогенно-осадочных образований, переслаивающиеся^с маломощными потоками базальтов. По химическому составу среднеэоценовые вулканиты близки к верхнемеловым - нижнепалеоценовым и выражены ферротолейтами. В некоторых случаях, как, например, в районе скв.253, верхнемеловые-нижнеэоценовые образования в основании подобного вулкана размыты, и среднеэоценовые туфы залегают непосредственно на выветрелых нижнемеловых пикритовых базальтах. Длительность накопления среднеэоценовых вулканокластических образований мощностью около 400 м, в разрезе этой скважины, как отмечалось в гл.3 § 2, не превышает 4 млн.лет. Изучение микрофауны верхней части вулканогенных отложений в скв.253 показало, что заключительные стадии извержений этой эпохи происходили на фоне погружения (Fleet, McKelvey, 1978). Это погружение, начавшееся в середине эоцена, охватившее весь Восточно-Индийский хребет и хронологически совпадающее с ним окончательное затухание ферротолейтового вулканизма, завершают II этап геологической истории хребта. Среднеэоценовое погружение в сводовой части поднятия Восточно-Индийского хребта зафиксировано в разрезах скважин, пробуренных в его Южном и Центральном сегментах. В Северном сегменте, который, как было сказано выше, испытал некоторое погружение уже в конце мела - начале палеоцена, в разрезах скважин 216 и 217 отсутствуют отложения верхнего палеоцена и нижней половины эоцена. Природа этого перерыва не вполне ясна. Возможно он связан с т.н. предсреднеэоценовым глобальным понижением уровня океана, величина которого оценивается в 0,3-0,4 км (Сейсмическая стратиграфия, 1982, т.1), и связанным с ним размывом верхней части досредне-

эоценовых осадков. Погружение Северного сегмента в среднем эоцене устанавливается по наличию подошвенного прилегания в основании верхнего осадочного слоя, представленного карбонатными илами среднего эоцена - плейстоцена. Описываемое погружение одновременнохватило и прилегающие к хребту котловины, в которых среднеэоценовые карбонатные илы перекрыты более молодыми пелагическими глинами (см. рис.45).

§ 3. III этап (средний эоцен - антропоген)

Главным событием последнего этапа развития хребта, который можно назвать неотектоническим, является формирование Восточно-Индийского желоба. Вопрос о времени его заложения является довольно сложным и не вполне выясненным. Резкое угловое несогласие вдоль границы 2, установленное в пределах западного склона желоба на полигоне В-58-П (см.гл.3 § 2), позволяет предположить, что проседание Восточно-Индийского желоба последовало сразу за общим погружением хребта в среднем эоцене или даже происходило одновременно с ним. В пользу возможности разделения этих двух событий и отнесения их к разным этапам геологического развития может говорить то, что, во-первых, погружение испытал Восточно-Индийский хребет на всем своем протяжении, а проседания в желобе захватили лишь его Центральный сегмент, и, во-вторых, что погружение хребта произошло в течение сравнительно короткого промежутка времени - в среднем эоцене, а формирование желоба продолжается с конца эоцена до настоящего времени.

Восточно-Индийский желоб заложился в пределах пологого восточного склона поднятия одноименного хребта. На ранних стадиях своего формирования на месте осевой части современного же-

лоба сформировался симметричный или односторонний грабен меридионального простирания шириной в несколько десятков километров и вертикальной амплитудой в первые сотни метров. В последующем грабен углублялся и расширялся, в результате чего в его днище на глубинах 5–6 км оказались опущенными блоки, несущие осадочный чехол, свойственный сводовой части хребта (верхний осадочный слой, накопившийся выше уровня карбонатной компенсации). В процессе клявишных относительных вертикальных перемещений отдельных блоков по меридиональным разломам в рельефе дна желоба обособились отдельные весьма узкие гряды, сложенные ультраосновными породами, возможно, представляющие собой "отпрепарированные" повторными подвижками тектонические пластины или клинья, внедренные в верхнюю часть океанской коры в раннемеловое время. В результате проседания днища грабена восточное подножье поднятия хребта тектонически обособилось в качестве одностороннего горста, выраженного в виде Восточно-Индийского вала. Продукты разрушения фундамента и чехла Восточно-Индийского хребта оползали с приподнятых бортов одноименного грабена, образуя рыхлые, относительно молодые эдафогенные брекчии, содержащие обломки нижнемеловых толеитов, ультраосновных и метаморфических пород, а также верхнемеловых – нижнепалеоценовых ферротолеитов. Относительное погружение желоба продолжается до настоящего времени, причем исследования на полигоне В-58-I, а также сейсмологические наблюдения указывают на значительную современную активность процесса относительного опускания этой зоны. Необходимо отметить, что с севера желоб ограничен разломом северо-восточного простирания, который разделяет Центральный и Северный сегменты хребта. Этот факт свидетельствует против широко распространенных представ-

лений о связи возникновения желоба со сдвиго-раздвиговыми смещениями в зоне разломов субмеридионального простирания. Скорее его следует рассматривать как узкий линейный грабен, возникший в результате субширотного растяжения.

В сводовой части значительно сузившегося поднятия Центрального сегмента Восточно-Индийского хребта, располагавшейся на глубинах 2-3 км, с середины эоцена до настоящего времени происходило накопление карбонатных отложений верхнего осадочного слоя. В области подножий хребта и в прилегающих котловинах на глубинах порядка 4-5 км накапливались маломощные пелагические глины. Аналогичные процессы осадконакопления происходили в пределах сохранивших свою первоначальную ширину Южного и Центрального сегментов хребта и их флангов. В миоцен-четвертичное время в зонах пересекающих хребет разломов северо-восточного простирания возобновлялись вертикальные подвижки, однако горизонтальные смещения по ним не происходили. В плиоцене и антропогене был интенсивно раздроблен сбросовыми подвижками и погружен почти на 1 км самый северный участок Центрального сегмента, который лежит на северо-восточном продолжении грабенообразной структуры, протягивающейся из района тройного сочленения срединных хребтов (см. гл. 4, §3).

Интересной особенностью заключительного этапа истории Восточно-Индийского хребта является молодой (возможно плиоцен-плейстоценовый) вулканизм, проявления которого установлены на западном склоне хребта в районе полигона В-58-1 (Кашинцев и др., 1981). Поднятие драгировками на ст. 7430 базальты по составу близки как к щелочным базальтам океанских островов, так и к известково-щелочным породам островных дуг. Г.Л.Кашинцев (1981) связывает особенности подобного магматизма с утолщенной корой под хребтом и процессами контаминации более древних метаморфических пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты работы состоят в следующем:

1. Проведён сейсмостратиграфический анализ строения осадочной толщи Восточно-Индийского хребта, в котором выделены опорные отражающие границы 1, 2 и 2а, отвечающие стратиграфическим уровням соответственно нижнего-среднего миоцена, нижнего-среднего эоцена и маастрихта — нижнего палеоцена. Осадочная толща на всём протяжении хребта состоит из двух основных слоёв, разделённых отражающей границей 2.

2. В фундаменте Восточно-Индийского хребта выделяется два комплекса, сложенных базальтовыми лавами. Нижний — толеит-базальтовый комплекс является общим для хребта и смежных с ним котловин. Верхний — ферротолеитовый комплекс специфичен для зоны хребта и образован в результате длительных извержений, происходивших в субмеридиональной зоне разломов. Граница между верхним комплексом базальтов и нижним слоем осадков в стратиграфическом отношении является скользящей в диапазоне от кампана до среднего эоцена, причём между базальтами и осадками наблюдаются сложные фациальные взаимоотношения. Формирование верхней части фундамента и нижней части осадочной толщи отвечает единому тектоническому этапу, характеризовавшемуся мощными излияниями ферротолеитов в мелководных условиях.

3. На основе анализа морфологии рельефа дна и фундамента и характера залегания опорных отражающих границ в осадочной толще выделена тектоническая система Восточно-Индийского хребта, состоящая по простиранию из трех сегментов — Южного, Цент-

рального и Северного. В поперечном сечении наиболее сложно построенного Центрального сегмента выделяется четыре тектонических зоны: поднятие самого хребта с крутым восточным и пологим западным склонами, обрамляющие его с востока грабен Восточно-Индийского желоба и поднятие внешнего Восточно-Индийского вала, а также причленённое к западному флангу хребта поднятие плато Осборн. Грабен Восточно-Индийского желоба представляет собой просевшую часть восточного склона хребта, а внешний вал — фрагмент его восточного подножия. Структура Южного и Северного сегментов значительно проще и выражена единственной зоной поднятия Восточно-Индийского хребта.

4. Система Восточно-Индийского хребта разбита рядом впервые выделенных разломов северо-восточного простирания, заложенных в начале палеоцена и лежащих на продолжении поперечных нарушений Аравийско-Индийского и Центрально-Индийского срединных хребтов. Заложение этих разломов, по всей видимости, связано с перестройкой системы спрединга Срединно-Индоокеанских хребтов, сохранивших свою геометрию до настоящего времени. Прослеживание зон разломов северо-восточного простирания в обрамляющие хребет с востока котловины исключает возможность трактовки зоны Восточно-Индийского хребта как крупномасштабного сдвига, происходившего после времени их заложения, т.е. в течение всего кайнозоя. Разломы субмеридионального простирания, дробящие восточный фланг Центрального сегмента и наследующие структуру древнего глубинного разлома, заложились, по всей видимости, в середине эоцена.

5. Восточно-Индийский хребет представляет собой проявление древней неоднородности океанской земной коры, которая обо-

сбилась как вулканотектоническая структура со времени формирования верхнего вулканогенного комплекса и нижнего слоя осадков в конце мела — первой половине эоцена.

Работа выполнена в Лаборатории сейсмических исследований ИОАН СССР под руководством доктора физико-математических наук, профессора Ю.П.Непрочнова и кандидата технических наук Л.Р.Мерклина, которым автор глубоко признателен. Большую помощь и поддержку при подготовке диссертации оказывал автору коллектив Лаборатории сейсмических исследований ИОАН СССР. При работе над диссертацией очень полезными были советы и критические замечания Г.Л.Кашинцева. Хочется поблагодарить Л.Г.Акентьева, Н.Н.Кицина, О.В.Левченко, В.Н.Москаленко и А.А.Островского, оказавших автору неоценимую помощь при проведении НСП в Индийском океане, а также И.А.Цыганову и Л.А.Симоненко за большую помощь при оформлении диссертационных материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батиметрическая карта Индийского океана масштаба 1:10 000 000.
- М.: ГУГК, 1977.
2. Безруков П.Л., Канаев В.Ф. Основные черты строения дна северо-восточной части Индийского океана. - Докл.АН СССР, 1963, 153, № 4, с.926-929.
3. Вейл П.Р., Р.М.Митчем мл., Годд Р.Г. и др. Использование морфологии отраженных волн при стратиграфической интерпретации сейсмического материала. - В кн.: Сейсмическая стратиграфия, М., Мир, 1982, т.1, с.104-380.
4. Гайнанов А.Г. Поле силы тяжести. - В кн.: Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981, с.73-82.
5. Гансер А. Геология Гималаев. - М.: Мир, 1967, 351 с.
6. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. - М.: ГУГК, АН СССР, 1975, 151 с.
7. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. - М.: Наука, 1981, 256 с.
8. Затонский Л.К., Турко Н.Н. Геоморфология дна. - В кн.: Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981, с.30-53.
9. Канаев В.Ф. Геоморфология дна северо-восточной части Индийского океана. - В сб.: Геология дна океанов и морей. Межд.геол.конгресс, XII сессия, М., 1964, с.16-29.
10. Канаев В.Ф. Рельеф дна Индийского океана. - М.: Наука, 1979, 265 с.
11. Кашинцев Г.Л. Некоторые вопросы геологической истории. - В кн.: Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981, с.238-240.

12. Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б., Соболев С.Ф. Магматические и метаморфические породы. - В кн.: Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М., Наука, 1981, с.166-194.
13. Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П. Сейсмические данные о внутриплитовых деформациях в Индийском океане. - В сб.: Геология морей и океанов. Тез.5 Всес.школы по морской геологии, М.: ИОАН СССР, 1982, т.2, с.38-39.
14. Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П. Методика и техника НСП. - В кн. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981, с.83-85.
15. Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П., Лунарский Г.Н. Непрерывное сейсмическое профилирование. - В кн.: Геофизика океана. Т.1. Геофизика океанского дна. М., Наука, 1979, с.26-36.
16. Мерклин Л.Р. Центральная котловина. - В кн.: Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М., Наука, 1981, с.108-115.
17. Мерклин Л.Р., Милановский В.Е., Левченко О.В. Строение и тектоника осадочной толщи и фундамента в Индийском океане по данным сейсмопрофилирования. - В сб.: Геология, геофизика и геохимия океана. Тез.докл. II Всес.съезда океанологов. Севастополь, 1982, в.7, ч.1, с.19-20.
18. Милановский В.Е. Строение Восточно-Индийского хребта (по данным непрерывного сейсмического профилирования и глубоководного бурения). - В сб.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. Тез.докл. Всес. школы. М., Наука, 1981.
19. Милановский В.Е. Строение осадочной толщи и фундамента плато Осборн (Индийский океан). - В сб.: Геология морей и океанов. М., ИОАН СССР, 1982 а, т.1, с.64-65.

20. Милановский В.Е. Строение и геологическая история Восточно-Индийского хребта. - В сб.: Геология морей и океанов. М.: ИОАН СССР, 1982б, т.1, с.66.
21. Милановский В.Е., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П. Восточно-Индийский хребет. - В кн.: Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981а, с.85-107.
22. Милановский В.Е., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П. Схема тектоники. - В кн.: Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981б, с.235-237.
23. Милановский В.Е., Левченко О.В., Мерклин Л.Р. Результаты сейсмических исследований в Красном море и Индийском океане в 32-м рейсе нис "Академик Курчатов". - В сб.: Нефтегазогенетические исследования в Индийском океане. М.: ИОАН СССР, 1983, с.140-157.
24. Милановский В.Е. Рифтогенез в истории Земли. - М.: Недра, 1983, 280 с.
25. Непрочнов Ю.П. Сейсмические исследования в океане. - М.: Наука, 1976, 177 с.
26. Непрочнов Ю.П., Лунарский Г.Н. Применение сейсмоакустических буев для определения строения земной коры в Индийском океане. - Океанология, 1963, т.3, в.1, с.76-87.
27. Непрочнов Ю.П., Ковылин В.М., Ельников И.Н. и др. Сейсмические исследования земной коры в Индийском океане в 36-м рейсе н/с "Витязь". - В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Индийского океана. М.: Наука, 1972, т.1, с.62-82.
28. Непрочнов Ю.П., Евсиков Ю.Д., Затонский Л.К. и др. Строение центральной части Восточно-Индийского хребта по данным детальных исследований в 54-м рейсе нис "Витязь". - Геотектоника, 1976а, № 1, с.17-29.

29. Непрочнов Ю.П., Семенов Г.А., Евсюков Ю.Д. Сейсмическое зондирование в центральной части Восточно-Индокоеанского хребта с применением донных сейсмографов и пневматических излучателей большой мощности. - Океанология, 1976б, т.16, в.4, с.634-638.
30. Непрочнов Ю.П., Москаленко В.Н., Семенов Г.А. и др. Новые данные о строении дна восточной части Индийского океана. - Докл. АН СССР, 1975, 220, № 5, с.1190-1193.
31. Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Милановский В.Е. Мощность и строение осадочной толщи по сейсмическим данным. - В кн.: Геофизика океана. Т.1. Геофизика океанского дна. М.:Наука, 1979а, с.206-242.
32. Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Семенов Г.А., Шишкина Н.А. Строение земной коры и верхов мантии по данным глубинного сейсмического зондирования. - В кн.: Геофизика океана. Т.1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979б, с.243-291.
33. Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Шрейдер А.А., Седов В.В., Ельников И.Н. Строение Восточно-Индийского хребта по данным комплексных геофизических исследований. - Океанология, 1979б, т.XIX, № 4, с.644-657.
34. Непрочнов Ю.П., Шрейдер А.А. Комплексная геолого-геофизическая характеристика основных структур. - В кн.: Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981, с.230-235.
35. Пустильников М.Р., Свистунов Ю.И., Терехов А.А. Строение хребтов Индийского океана. - Советская геология, 1980, № 2, с.102-111.

36. Пушаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана. - Геотектоника, 1973, № 6, с.3-19.
37. Пушаровский Ю.М., Козлов В.В., Мазарович Д.О. и др. Системы разломов в Тихом океане. - Геотектоника, 1980, № 2, с.3-12.
38. Сейсмическая стратиграфия. - М., Мир, 1982, т.1, 2; 846 с.
39. Соловьева И.А. Морфологические особенности и глубинное строение срединно-океанических хребтов в связи с историей их развития. - Геотектоника, 1980, № 2, с.27-48.
40. Соловьева И.А. О поперечных нарушениях срединно-океанических хребтов. - Геотектоника, 1981, № 6, с.15-31.
41. Сузюмов А.Е., Лукьянов С.В. Древняя ось расширения в Индийском океане. - Докл.АН СССР, 1982, т.263, № 2, с.409-412.
42. Удинцев Г.Б., Коренева Е.В. Происхождение асейсмичных хребтов восточной части Индийского океана. - Геотектоника, 1980, № 6, с.13-22.
43. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. - М.: Недра, 1979, 356 с.
44. Шишкина Н.А. Сопоставление результатов глубинного сейсмического зондирования. - В кн.: Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981, с.158-163.
45. Шрейдер А.А., Трухин В.И. Геомагнитное поле. - В кн.: Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981, с.54-72.
46. Admiralty Publication. List of oceanic depths and serial temperature observations received at the Admiralty during the year 1901: London, H.D., 1902, No 183, Hydrographic Dept., Admiralty, 45 p.

47. Bolli H.M. Paleontological - biostratigraphical investigations, Indian Ocean sites 2II-269 and 280-282, DSDP Legs 22-29 - In: Indian Ocean geology and biostratigraphy, N 4, 1977, p.325-338.
48. Bowin C. Origin of the Ninetyeast Ridge from the studies near equator. - J.Geophys. Res., 1973, vol.78, p.6029-6043.
49. Cande S.C., Mutter J.C. A revised identification of the oldest sea floor spreading anomalies between Australia and Antarctica. - Earth Planet. Sci.Lett., 1982, vol. 58, p.151-160.
50. Cook P.J. Mesozoic - Cenozoic sediments of the eastern Indian Ocean. - In: Indian Ocean geology and Biostratigraphy, N 4, 1977, p.119-150.
51. Curray J.R., Emmel F.J., Moore D.G., Raitt R.W. Structure, Tectonics, and Geological History of the north eastern Indian Ocean. - In: The Ocean Basins and Margins, V.6. The Indian Ocean. 1982. Plenum Press. New York - London, 85 p.
52. Curray J.R., Moore D.G. Sedimentary and tectonic processes in the Bengal Deep - Sea Fan and geosyncline - In: The geology of continental margins. N.Y.: Springer-Verl., 1974, p.617-627.
53. Davies, T.A., Luyendyk B.P., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 26. Wash., 1979, (us Government Printing Office', 860 p.
54. Decima F.P. Paleocene to Eocene calcareous nannoplankton of the Indian Ocean - In: Indian Ocean geology and biostratigraphy, N.Y., 1977, p.353-370.
55. Detrick, R.S., Watts A.B. - An analysis of isostasy in the

- World's Oceans: 3. Aseismic ridges. - J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B7, p. 3637-3653.
56. Duncan R.A. Geochronology of basalts from the Ninetyeast Ridge and continental dispersion in the eastern Indian Ocean. - J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1978, vol. 4, N 3/4, p. 283-305.
57. Eittreim S.L., Ewing J. Mid-plate tectonics in the Indian ocean. - J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, N 32, p. 6413-6421.
58. Ewing, M., Eittreim, S., Truchan, M., Ewing J.I., Sediment distribution in the Indian Ocean. - Deep-Sea Res., 1969, v. 16, p. 231-248.
59. Fleet A.J., McKelvey B.C. Eocene explosive submarine volcanism, Ninetyeast Ridge, Indian Ocean. - Marine Geology, 1978, vol. 26, p. 73-97.
60. Francis T.J.G., Raitt R. Seismic refraction measurement in the Southern Indian Ocean. - J. Geophys. Res., 1967, v. 72, N 12, p. 3015-3041.
61. Gaskell, T.F., M.N.Hill., J.C.Swallow. Seismic measurements made by H.M.S. Challenger in the Atlantic, Pacific and Indian oceans and in the Mediterranean Sea, 1950-1953. - Phil. Trans. Roy. Soc., Series A., 1958, vol. 251, p. 23-83.
62. GEBCO. The general Bathymetric Chart of the Oceans, Scale 1:10000000 5th Edition, IHO, Ottawa, 1981.
63. Harris W.K. Palynology of Paleocene sediments at site 214, Ninetyeast Ridge. - In: Von der Borch, Sclater e.a., Initial Reports... , Wash., 1974, vol. 22, p. 503-519.
64. Heezen, B.C., Tharp, M. Tectonic fabric of the Atlantic

- and Indian oceans and continental drift. - Philos. Trans. R. Soc., London, 1965, vol. A258, p.90-108.
65. Heirtzler J.R. The evolution of the Southern Oceans. - In: Research in the Antarctic, Amer. Assoc. Adv. Sci., 1971, p.667-684.
66. Johnson B.D., Powell C.M., Veevers J.J. Spreading history of the eastern Indian Ocean and Greater India's northward flight from Antarctica and Australia. Geol.Soc. Amer. Bull. vol., 87, 1976, p.1560-1566.
67. Johnson B.D., Powell C.M. A, Veevers J.J. Early spreading history of the Indian ocean between India and Australia, - Earth. Planet. Sei. Lett., 1980, vol.47, p.131-143.
68. Kaneoka J. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of volcanic rocks of the Deccan Traps, India. - Earth Planet.Sci.Lett., 1980, vol. 46, p.233-243.
69. Kerr R.A. Plate tectonics; hot spot implicated in ridge formation. - Science, 1978, vol.202, p.503-505.
70. Kidd R.B., Davies T.A. Indian Ocean sediment distribution since the Late Jurassic. - Marine Geology, 1978, vol.26, p.49-70.
71. Laughton, A.S., Matthews D.H., Fisher R.L. The structure of the Indian Ocean and the sea floor spreading. - In the Sea, New York, 1970, vol.4, p.204-219.
72. Le Pichon X., Heirtzler J.K. Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading. - J.Geophys.Res., 1968, vol.73, p.2101-2117.
73. Le Pichon X., Talwani M. Regional gravity anomalies in the Indian Ocean. - Deep-Sea Res., 1969, vol.16, N3, p.III8-I.

74. Luyendyk B.P. Geophysical measurements along the track of D/V "Glomar Challenger", Leg.26. - In: Davies T.A., Luyendyk B.P., e.a. Initial reports..., Wash., 1974, p.417-449.
75. Luyendyk B.P., Davies T.A. Results of DSDP Leg 26 and the geologic history of the southern Indian Ocean. - In: Davies T.A., Luyendyk B.P. e.a. Initial reports..., Wash., 1974, vol.26, p.909-943.
76. Luyendyk B.P., Rennick W. Tectonic history of aseismic ridges in the eastern Indian Ocean. - Geol.Soc.Amer. Bull., 1977, v.88, p.1347-1356.
77. McCowran B. Maastrichtian to Eocene foraminiferal assemblages in the northern and eastern Indian Ocean region: Correlation and historical patterns. - In: Indian Ocean geology and biostratigraphy, N.Y., 1977, p.417-458.
78. McDougall I. Potassium-argon ages on basaltic rocks recovered from DSDP, Leg. 22, Indian Ocean - In: Von der Borch, C.C., Sclater J.G. e.a., Initial reports..., Wash., 1974, vol.22, p.377-379.
79. McKenzie D., Sclater J. The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous.- Geophys.J. Roy Astron. Soc., 1971, vol.25, p.437-528.
80. Morgan W.J. Deep mantle convection plumes and plate motion- AMPG Bull, 1972, vol.56, p.203-213.
81. Müller L. Die Zirkulation des Indischen Ozean: Veröffentl. Instituts f. Meereskunde Universität Berlin, 1929, Neue Folge, A.Geographisch - naturwissenschaftliche Reihe, h.21, 48 p.

82. Nainy B. A marine geophysical survey (site 211 DSDP) in the Wharton Basin. - In: Von der Borch, C.C., Sclater J.G. e.a., Initial reports, ..., Wash., 1974, vol.22, p.835-841.
83. Nainy B.R., Eittreim S.L. Marine geophysical survey (site 214 DSDP) on the Ninetyeast Ridge, Indian Ocean. - In: Von der Borch C.C., Sclater J.G., e.a., Initial reports..., Wash., 1974, vol.22, p.843-849.
84. Nainy B.R., Leyden R. Ganges Cone. A wide angle seismic reflection and refraction study. - J.Geophys.Res., 1973, vol.78, N35, p.8711-8728.
85. Pierce J.W. The origin of the Ninetyeast Ridge and the northward motion in India, based on DSDP paleolatitudes: - EOS (Am.Geophys Union Trans.), 1976, vol.57, p.1004.
86. Pierce J.W. The northward motion of India since the Late Cretaceous. - Geophys.J.R.astr. Soc., 1978, vol.52, p.277-311.
87. Rundle C.C., Brook M., Shelling N.J. e.a. Radiometric age determinations. - In: Davies T.A., Luyendyk B.P., Initial Reports..., Wash., 1974, vol.26, pp.517-528.
88. Sclater J.G., Fisher R.L. Evolution of the east-central Indian Ocean, u, the emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge. - Bull. Geol. Soc.Amer., 1974, vol.85, N 4, p.683-702.
89. Seymour-Sewell R.B. Geographic and oceanographic research in Indian waters. Part I. The geography of the Andaman sea basin. - Mem. Asiatic Soc.Bengal, 1925, vol.9, p. I-26.
90. Stein S., Okal E.A. Seismicity and tectonics of the

- Ninetyeast Ridge area. Evidence for internal deformation of the Indian Plate. - J.Geophys.Res., 1978, vol.83, N B2, p.2233-2245.
91. Stocks Th. Zur Bodengestalt des Indischen Ozean. - Erdkunde, 1960, XIV, H.3, p.161-170.
92. Sykes L.R. Seismicity of the Indian Ocean and possible nascent Island arc between Ceylon and Australia. - J.Geophys.Res., 1970, vol.75, p.5041-5055.
93. Tapscott C.R., Patriat P., Fisher R.L., Sclater J.G., Hoskins H., Parsons B. The Indian ocean triple junction.- Geophys. Res, 1980, vol.85, No B9, p.4623-4739.
94. Veevers J.J. Models of the evolution of the eastern Indian Ocean. - In: Indian Ocean geology and biostratigraphy, N.Y., 1977, p.151-164.
95. Von der Borch C.C., Sclater J.G. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 22, 1974, Wash., (US Government Printing office) 960 p.
96. Indian ocean geology and biostratigraphy. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1977, 620 p.