



ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

**ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А.П. КАРПИНСКОГО**

Б. А. Блюман

**История геологического развития
Атлантического и Индийского океанов по
материалам международных программ
глубоководного бурения**

Санкт-Петербург
2018

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ (РОСНЕДРА)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. А.П. КАРПИНСКОГО» (ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

Б. А. БЛЮМАН

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
АТЛАНТИЧЕСКОГО И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНОВ
ПО МАТЕРИАЛАМ МЕЖДУНАРОДНЫХ ПРОГРАММ
ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
2018

История геологического развития Атлантического и Индийского океанов по материалам международных программ глубоководного бурения [Электронный ресурс] / Блюман Б. А.; Роснедра, ВСЕГЕИ. – Электрон. данные. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2018. – 1 оптич. диск (CD-ROM). – Систем. требования: ПК; Windows; Acrobat Reader от 10.0; дисковод CD-ROM. – Загл. с экрана.

С использованием электронного издания «Литостратиграфия ...» (2017 г.) проведен системный анализ материалов глубоководного бурения и на основе этого анализа рассмотрена история геологического развития Атлантического и Индийского океанов. Работа основана на изучении пространственно-временной последовательности процессов вулканизма и осадконакопления в пределах типовых структур океанов. Материалы глубоководного бурения проанализированы в рамках классического палеофациального анализа без привлечения геодинамических и модельных построений. Используются материалы описания керна по Атлантическому (169 скважин) и Индийскому океанам (71 скважина). Приведена обобщенная характеристика процессов осадконакопления в обоих океанах во временных интервалах: триас, юра, мел, палеоцен, эоцен–миоцен и плейстоцен–квартер. Рассмотрены палеофациальные условия осадконакопления и возможные причины их изменения. Приведенные предварительные выводы свидетельствуют о том, что ряд положений традиционной интерпретации истории развития океанов вступают в противоречие с материалами глубоководного бурения в Атлантическом и Индийском океанах.

Рецензент

О. И. Супруненко, доктор геол.-минер. наук, профессор

Автор благодарен доктору Виктору Павловичу Горелову (МСЧ 122), знаниями и попечением которого оказались возможными публикации автора, начиная с 2011 года.

Содержание

	Стр.
Содержание	3
Введение	4
Атлантический океан	6
Литостратиграфия основных типов структур	6
Континентальные окраины	6
Плато и поднятия	57
Абиссальные равнины и котловины	89
Срединно-Атлантический хребет и его фланги	110
Асейсмичный хребет	175
Антильская дуга	180
Обобщение по структурам	189
Индийский океан	197
Литостратиграфия основных типов структур	197
Плато и поднятия	197
Абиссальные равнины	212
Срединно-океанические хребты и их фланги	233
Асейсмичные хребты	237
Обобщение по структурам	247
Обобщение по океанам	
Заключение	272
Триас	274
Юра	275
Мел	276
Палеоцен	278
Эоцен-плиоцен	279
Плейстоцен-квартер	287
Предварительные выводы	293

Введение

В течение достаточно продолжительного времени, начиная с конца 90-х, автор прошел длинную дорогу, конечной целью которой являлось понимание сущности геологических процессов, происходящих и происходивших в современных океанах. При этом, автор изначально не задавался целью понять и объяснить сущность этих процессов, а наоборот, его интересовала содержательная сторона событий, происходящих в океанах.

Событийная сторона выражена в первую очередь фактическим материалом по литологии, стратиграфии, петрографии пород, слагающих основание, фундамент океанов, сегодня скрытый от глаз исследователя многокилометровой толщей воды. Изначально знакомство с этими материалами произошло почти случайно, когда автору посчастливилось познакомиться с толстыми томами по результатам бурения в океане, выполняемого международным коллективом геологов в процессе работ по последовательно – с интервалом 20 лет – проводившимся, начиная с 1963 года, исследованиям по программам бурения в Мировом океане. По ходу дела выяснилось, что огромный материал этих исследований вполне доступен в Интернете и, соответственно, в течение десяти лет проходила работа над этими материалами, заключающаяся в переводе части этих материалов на русский язык. Под «частью» понимается то, что из огромного объема материалов бурения переводилась только их незначительная, но по мнению автора важная часть, раздел, литостратиграфия, включавший системное описание разреза, вскрытого конкретной скважиной с указанием, кроме литолого-петрографических характеристик пород, еще и их возраста. По ходу работы над переводом материалов бурения автор смог опубликовать их частично в монографиях (Блюман, 2011, 2013) и в ряде журнальных публикаций. В 2017 г. было опубликовано электронное издание «Литостратиграфия Атлантического, Индийского, Тихого океанов по данным программ глубоководного бурения», сегодня вполне доступное в Интернете и «вывешенное» на сайте ВСЕГЕИ. Нет особого смысла еще представлять эту работу. Следует лишь отметить, что в этом издании системно размещены сведения по литостратиграфии, отобранные по скважинам многих рейсов разных программ глубоководного бурения. В работе отсутствуют какие-либо комментарии автора-переводчика к приведенным материалам, за исключением тех сведений и построений, которые принадлежат авторам описания керна.

По-иному построена работа, предлагаемая вниманию читателя. На основе материалов, приведенных в Электронном издании «Литостратиграфия...» (2017), здесь содержатся материалы системного анализа фактического материала, а затем и рассмотрена на основе этого анализа история геологического развития Атлантического и Индийского океанов. В рамках традиционного историко-геологического анализа автор ограничился сведениями о литостратиграфии, не привлекая при этом какие-либо геодинамические и вообще модельные построения, полагаясь исключительно на пространственно-временную последовательность процессов осадконакопления в рамках классического палеофациального анализа. Основы этого анализа автор приобрел в течение многих десятилетий, занимаясь преимущественно геологической съемкой различного масштаба и составлением обзорных геологических и геолого-минералогических карт, а также участвуя в качестве соавтора и соредатора таких изданий, как тома «Тектоника и геодинамика» и «Минералогия» Энциклопедического справочника «Планета Земля», инициатором составления и издания которого являлся член-корреспондент РАН Лев Исаакович Красный.

Последовательность выполнения поставленной задачи по разделам Атлантический и Индийский океаны на основе выделенных в пределах этих океанов типовых структур изначально была определена следующей. Вначале были составлены выборки материалов бурения по каждому океану, а внутри них – по следующим типовым структурам, присущим каждому из океанов:

- континентальные окраины;
- абиссальные равнины;
- внутри- и окраинно-континентальные плато и поднятия;
- асейсмичные хребты;
- срединно-океанические хребты и их фланги;
- островодужные системы и глубоководные желоба.

Затем, по каждой из этих структур проводилось обобщение, заключавшееся в выделении наиболее значимых литостратиграфических особенностей этих структур и в заключение- синтез в целом о закономерностях распределения и строения таких структур вначале по каждому океану в отдельности, а в дальнейшем их сопоставление. Наиболее важной задачей являлся анализ данных по отдельным структурам внутри океанов и межокеанская корреляция по литостратиграфическим комплексам этих структур. Конечным итогом работы стал раздел «История геологического развития Атлантического и Индийского океанов». Материалы этого раздела представляют сведения о распространении, последовательности и времени становления в океанах определенных литостратиграфических комплексов – по сути дела, палеогеографический, палеофациальный анализ, который проведен на основе фактографических сведений по материалам глубоководного бурения, и в нем, в этом материале, отсутствуют какие-либо концептуальные геодинамические построения. Во многом выводы, следующие из проведенного историко-геологического анализа, по мнению автора, очевидны, а окончательное заключение предстоит сделать самому читателю, исходя из приведенных данных. В этой работе, по ряду вполне естественных причин, отсутствуют какие-либо модельные построения. Первой из таких причин является то, что до тех пор, пока автору не представится возможность проанализировать в том же ключе материалы по Тихому океану, постановка задачи по созданию модели развития океанов не представляется оправданной. Материалы по сведениям о результатах глубоководного бурения в Тихом океане подготовлены, систематизированы так же, как и по Атлантическому и Индийскому океанам, и после завершения этой работы автор намерен приступить к их анализу.

В тексте используются два размера шрифтов. Крупный шрифт – перевод-конспект оригинального текста описания керна. Мелкий шрифт – текст, основанный на обобщениях оригинального текста.

В заключение автор считает своим приятным долгом поблагодарить постоянных собеседников, активных слушателей и оппонентов докторов геолого-минералогических наук Виктора Людвиговича Масайтиса и Олега Ивановича Супруненко, побуждавших автора к продолжению, совершенствованию и завершению работы.

Техническая редакция, компьютерная верстка и электронная версия – итог работы Маслова Александра Тихоновича, которому автор искренне благодарен.

Атлантический океан.

Литостратиграфия основных типов структур.

Континентальные окраины.

Континентальные окраины Атлантического океана характеризуются по данным глубоководного бурения большим разнообразием динамических условий и времени становления. По поводу этих структур существует значительная по объему и разнообразию опубликованная литература, анализ которой не входит в нашу задачу. Ограничимся рассмотрением отдельных рейсов и скважин, пробуренных в них. Часть материалов по континентальным окраинам рассмотрена в разделе "Окраинно-океанические поднятия", другая часть материалов приведена в этом разделе. Эти структуры интересны тем, что являются, как показывают результаты глубоководного бурения, наиболее древними в океане. Рассматриваемые далее материалы глубоководного бурения не дают возможности каким-либо образом оценить природу их происхождения, но, тем не менее, представляют определенный интерес для попыток рассмотреть этот вопрос. Приведенные материалы относятся к двум категориям окраин – вулканически пассивных и вулканически активных. Материалы бурения по этим окраинам представляют интерес для попытки ответить на вопросы:

- 1) каким образом наиболее ранние стадии развития океанов сопряжены с развитием сопредельных частей континентов и
- 2) откуда – со стороны континентов или со стороны океана – инициировано становление этих окраин.

Рейс 79. Континентальная окраина Западного Марокко, 1984. Hinz, K., Winterer, E.L., et al., 1984. Init. Repts. DSDP, 79: Washington (U.S. Govt. Printing Office) //doi:10.2973/dsdproc.79.1984.

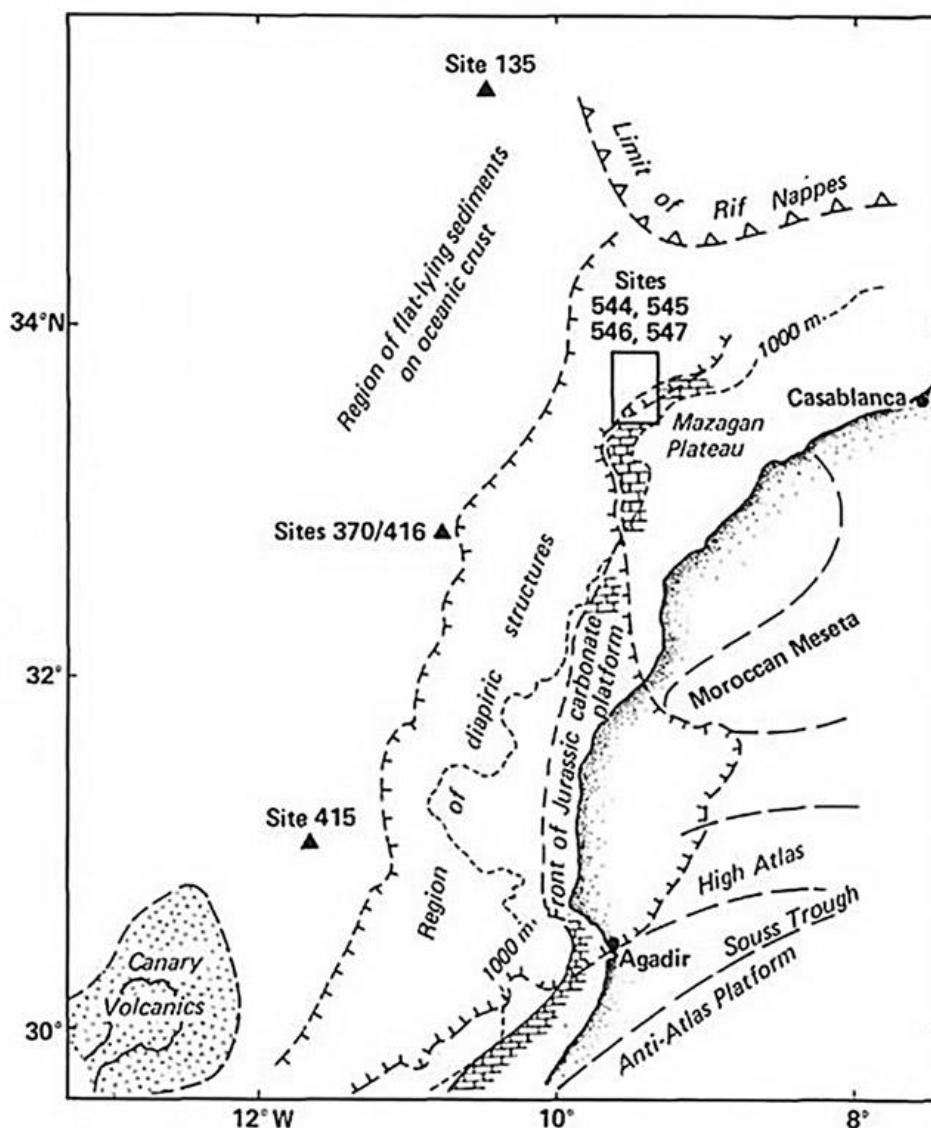
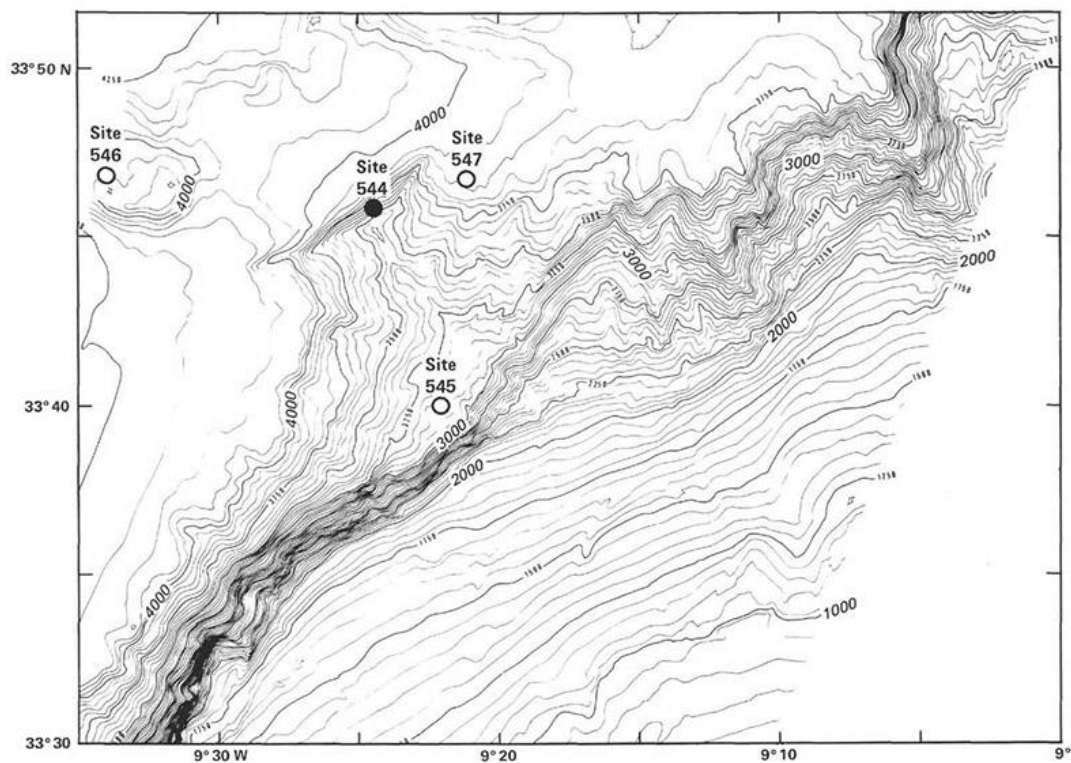


Рис. 1. Схема геологического строения континентальной и пассивно-окаинной частей Марокко. В квадрате – месторасположение скважин рейса 79.



Рейс 79. Скв. 544А. Уступ Мазгин, плато Ель-Джадида. Глубина – 3591 м, проходка – 235 м, керн – 83,5 м.

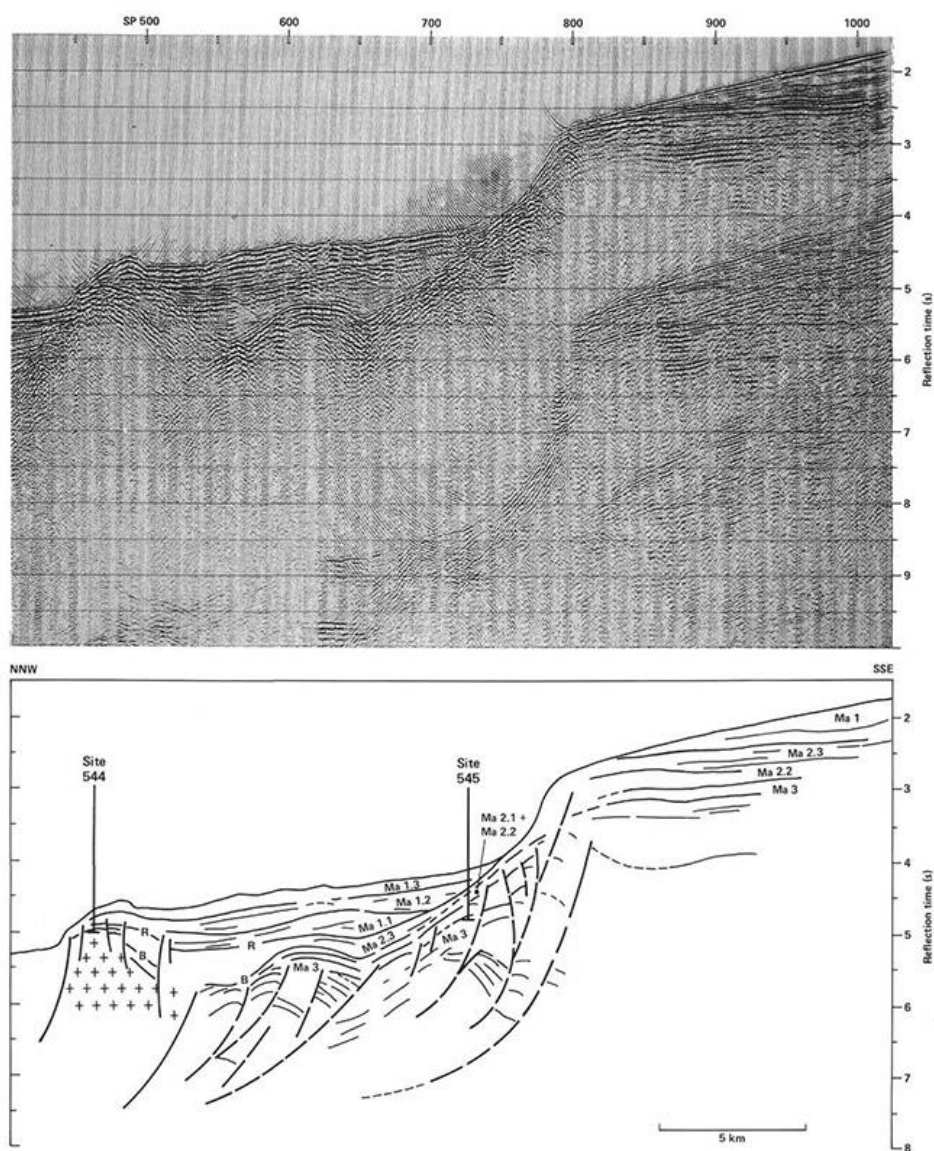


Рис. 3. Сейсмический профиль и интерпретация разреза в районе заложения скв. 544. Рейс 79.

Основание осадочного разреза: песок, гравий и илистая брекчия, *поздний триас – ранняя юра*.
 Метаморфическое основание: гнейсы (*палеозой?*).

Пачка 2 – 1,8 м – *ранний миоцен* – глинистый нанофоссильный ил с глауконитом, железомарганцевыми корками и нодулями.

Пачка 3 – 6,2 м – *оксфорд* – красно-коричневые известняки. Многочисленные цианобактерии, облекающие биокласты, тонкораковинные моллюски. Аммониты совместно с богатой бентической фауной – остракоды, гастроподы, фрагменты губок, серпулид и бриозоа. Похожи на известняки оксфорда, драгированные с плато Мазган. Внешние неритовые фации.

Пачка 4 – 45,1 м – красно-коричневые песчаники и песчанистые аргиллиты с гальками гнейсов в основании – континентальные фации.

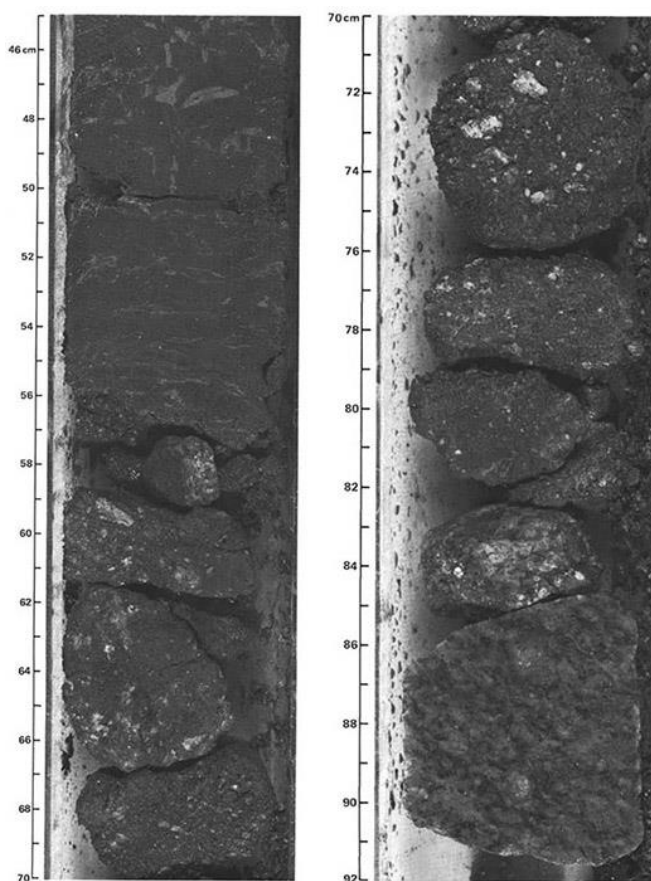


Рис. 4. Слева – песчанистые аргиллиты основания пачки 4. Справа – гравелит с крупными обломками гнейсов, идентичных гнейсам основания пачки 5. Скв. 544. Рейс 79.

Пачка 4 – серо-красный плохо отсортированный галечно-иловый песок, гравий и илистая брекчия. Зерна угловаты, субугловаты; сложены кварцем, полевым шпатом и выветрелым гнейсом. Наиболее крупные фрагменты достигают размера булыжника. Пачка 4 содержит континентальные отложения, формировавшиеся на гнейсовом основании. Плохая отсортированность материала, выветрелость обломков гнейса, грязевой матрикс пород свидетельствуют о том, что пачка 4с является коллювиально-аллювиальным покровом на нижележащем гнейсовом основании. Все обломки пород и минералов выветрелы и широко варьируют по размерам. Обломки не транспортировались на значительное расстояние. Породы, перекрывающие пачку 4с, имеют характеристики гумидной коры выветривания (*paleosol*). Кварц и полевой шпат «плавают» в высокоизмененном илистом матриксе. Бассейны заполнялись континентальным обломочным материалом, образованным путем эрозии гранитных поднятий. Отложения формировались в гумидных условиях равнинного рельефа, образованного в

результате глубокого выветривания метаморфического основания и формирования мощной, обогащенной глиной коры выветривания.

Пачка 5 – 41 м – катаклазированные гнейсы. Субгоризонтальное залегание сланцеватости.

Рейс 79. Скв. 545. Заложена на глубине 3150 м в основании пологой ступени уступа плато Мазган. Пробурено 701 м и выделены следующие интервалы.

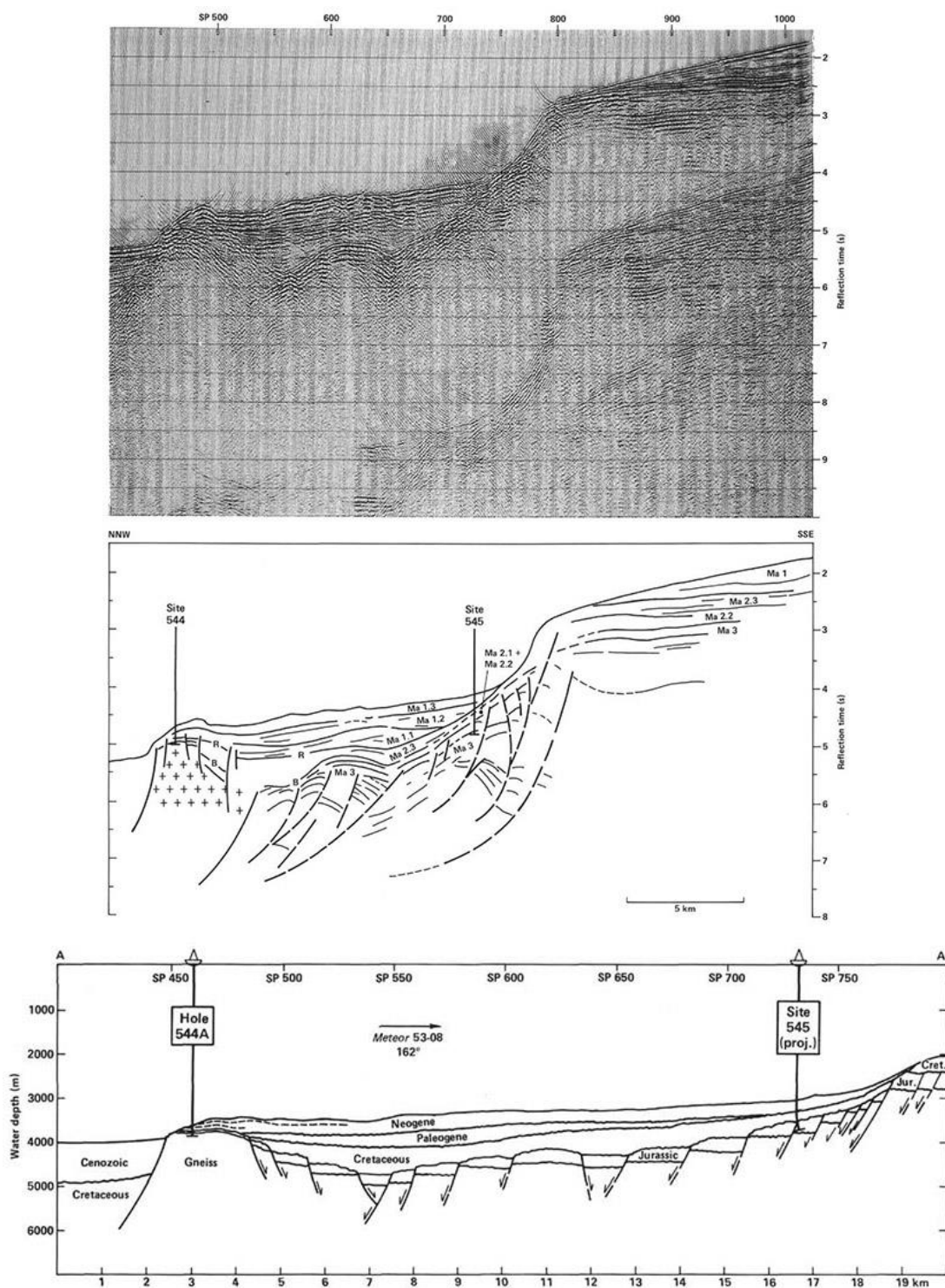


Рис. 5. Сейсмический профиль и разрезы по линии скв. 544-545. Рейс 79.

0-85,6 м, *плейстоценовые* глинистые фораминиферо-нанофоссильные илы.

85,6-181 м, *верхний миоцен – плиоцен*, глинистые нанофоссильные илы с несколькими слоями брекчий, содержащих обломки пород юрской карбонатной платформы; залегает с несогласием на подстилающей толще.

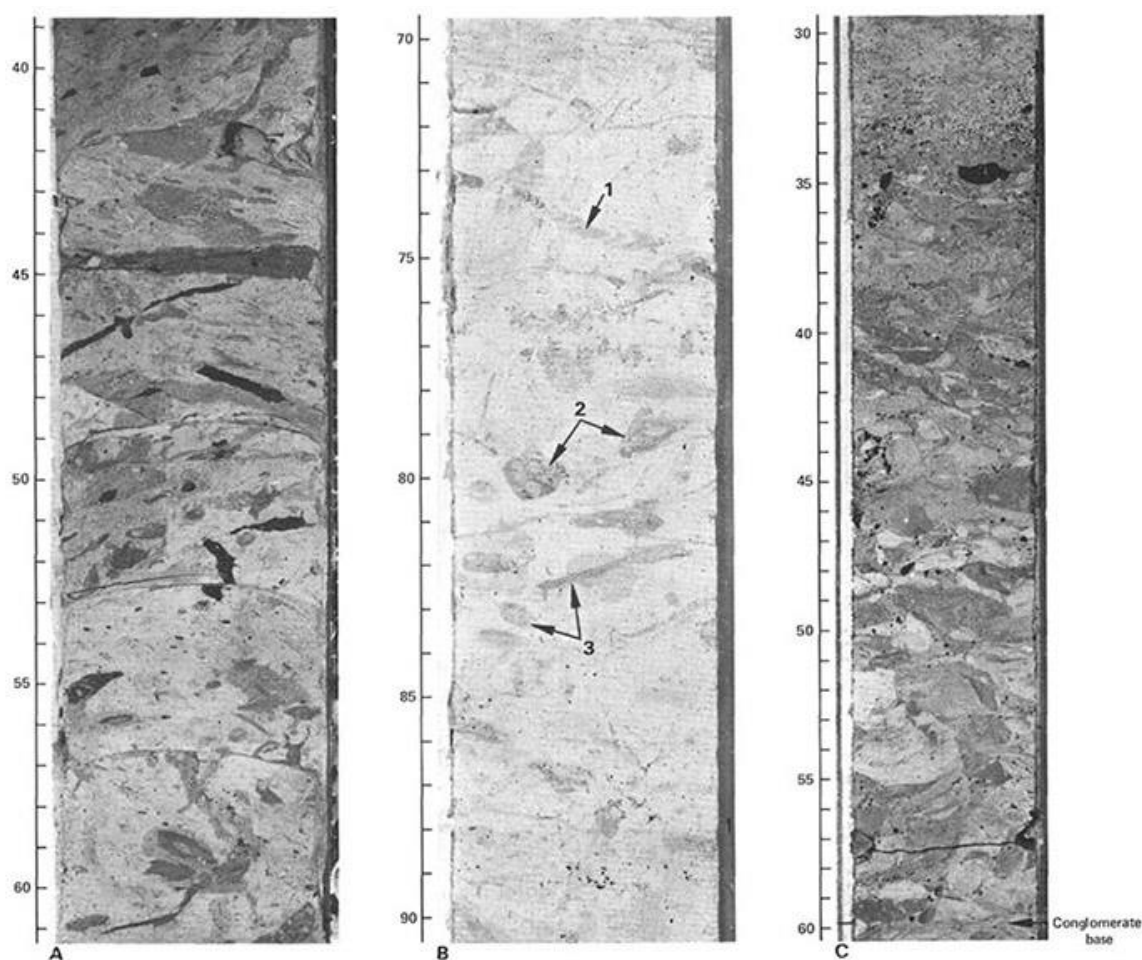


Рис. 6. Брекчии пачки 2. скв. 544. Рейс 79.

181-252 м, *нижний – средний миоцен*, зеленоватый глинистый радиоляриевый нанофосильный мел, залегает с несогласием на нижележащих отложениях.

252-530.7 м, *середина или верхний сеноман и верхний апт*, нанофосильные аргиллиты со складчатыми оползневыми формами и микроразломами. Нижние несколько метров – доломитизированный мел; залегает с несогласием на нижележащих отложениях.

530.7-635.5 м, *верхняя юра – неом*, доломитизированные известняки с признаками динамической мелководной обстановки – обломками кораллов, фрагментами водорослей, оолитами, моллюсками, эхинодермами; постепенно сменяются подстилающими отложениями.

635.5-701 м, *средняя юра до оксфорда*, доломитизированные песчанистые известняки с аммонитами. Очень угловатые обломки кварца и полевого шпата. Терригенный компонент увеличивается до 90%.

Рейс 79. Скв. 547. Расположена вблизи разломного северо-восточного фланга сиалического блока, пробуренного в скв. 544. Глубина 3541 м.

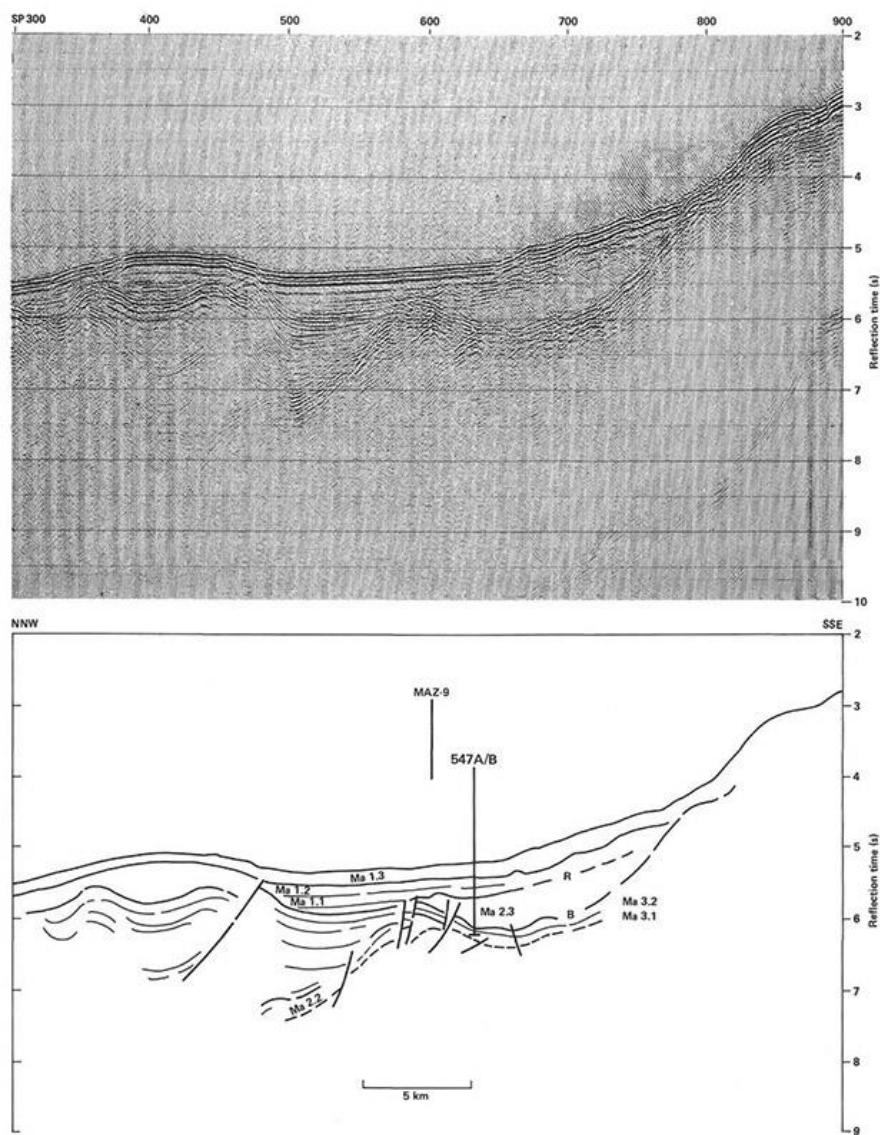


Рис. 7. Сейсмический профиль и разрез района заложения скв. 547. Рейс 79.

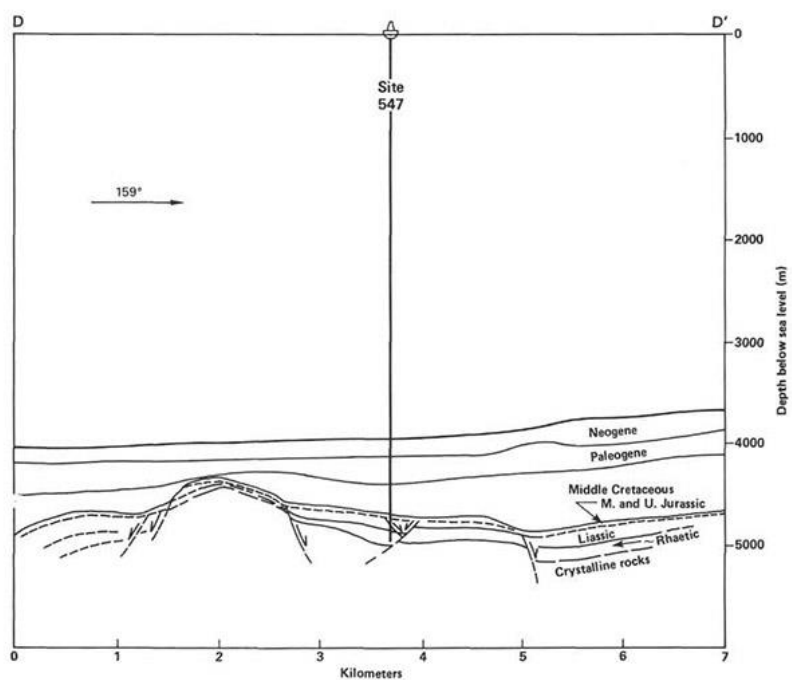


Рис. 8. Геологический разрез места заложения скв. 547. Рейс 79.

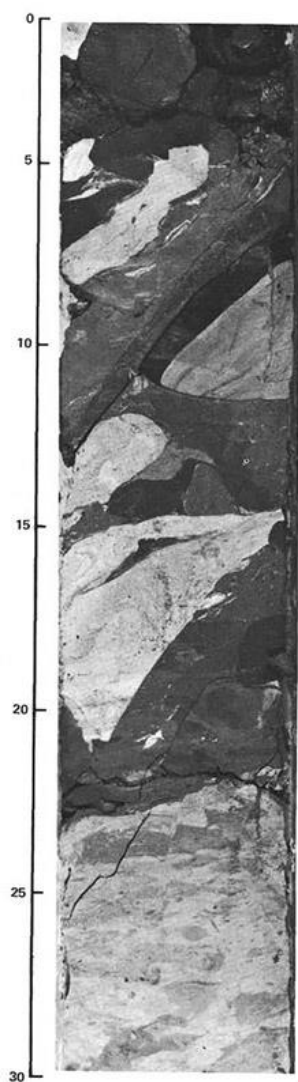


Рис. 9. Внутриформационные брекчии. Скв. 547. Рейс 79.

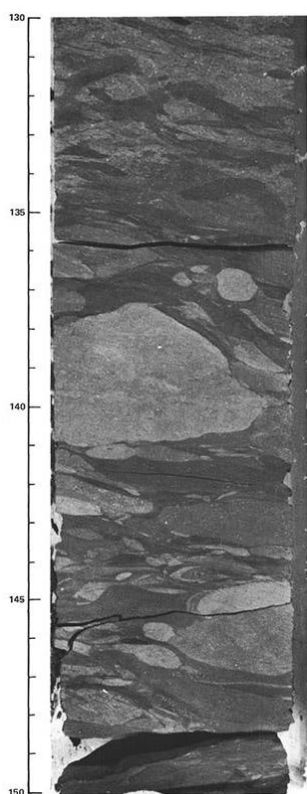


Рис. 10. Плоскогалечный конгломерат. Скв. 547. Рейс 79.

Разрез скважины поинтервальный.

0-141,1 м – *квартер – поздний миоцен* – желтовато-коричневые фораминиферово-нанофоссильные илы.

141,1-204,3 м – *средний поздний миоцен* – зеленовато-серые *нанофоссильные илы*.

204,3-225,7м – *поздний эоцен* – зеленовато-серые слабо глинистые *нанофоссильные илы*, мел. Залегают с несогласием на подстилающих отложениях.

225,7-279,0 м – *возможно поздний эоцен* – переотложенные *эоценовые, палеоценовые, обычные меловые* *фоссилии*, зеленовато-серый глинистый *нанофоссильный мел*, *внутриформационные слои брекчий* обычны.

279,0-364,5 м – *верхний эоцен – ранний палеоцен*, зеленовато-серый *нанофоссильный мел*, *кремнистые породы*.

364,5-422,6 м – *ранний палеоцен – до среднего кампана*, обломочные потоки *нанофоссильного мела*. Залегает с несогласием на нижележащих породах.

422,6-744,5 м – *средний-поздний сеноман – поздний альб* – *аргиллиты со слоями плоско галечных алевролитовых конгломератов*. 744,5-773 м, *валанжин – поздний альб*, *аргиллиты с прослоями конгломератов, обломки микритов*.

773-838,9 м – *плинсбах – берриас* – *красные и зеленые нодулярные известняки, галечные известняки и брекчии*.

838,9-932,5 м – *поздний гетангий – ранний синемюр до плинсбаха* – *темные глинистые сланцы с обломками микритовых известняков* сменяются ниже по разрезу *палево-коричневыми и серо-красными известковистыми алевролитами с нодулями микритов*. Нижняя часть *высоко трещиновата, прослои галечных известняков, доломитизированных сланцев и микрокристаллических доломитов*. *Известняковые брекчии, конгломераты в основании* *перекрыты строматолитовыми (?) прослоями*.

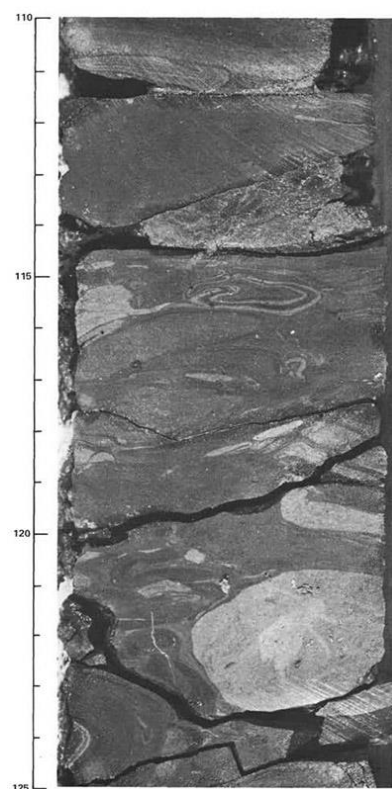


Рис. 11. Галечные конгломераты. Сква. 547. Рейс 79.

932,5-1030 м, *рэт-гетангий*, серо-красные и серые песчанистые аргиллиты с обломками кварца, полевого шпата и небольшими прожилками гипса. Присутствуют обломки песчанистых аргиллитов, доломитов, количество которых увеличивается вниз по разрезу.

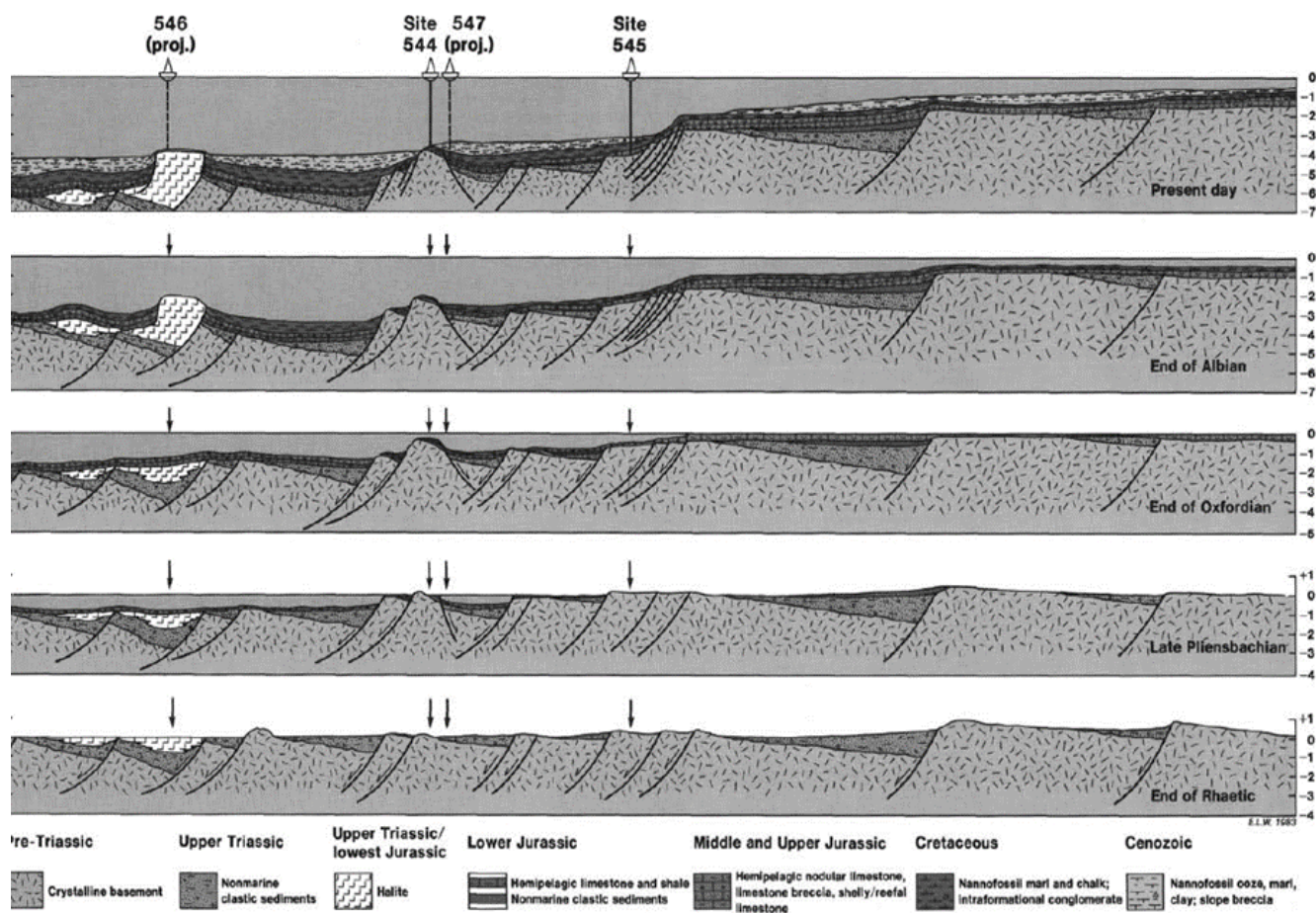


Рис. 12. Графическая схема, иллюстрирующая развитие окраины северо-западной Африки (Мазган) по материалам рейса 79.

В соответствии с результатами бурения рейса 79 следующим образом интерпретируется история развития мазганского сектора северо-западной окраины Африки.

1. Рифтинг начался в триасе с процесса утонения коры и формирования в связи с этим серии бассейнов и разделяющих их поднятий. В бассейнах накапливался обломочный материал, образованный эрозией гранитных поднятий. Почти синхронно с *триаса* галит и другие соли отлагались в мелководных бассейнах – депрессиях вдоль систем рифтовых долин, особенно в тех, которые располагались ниже уровня моря и протягивались от основания мазганской окраины (скв. 546) до основания Новой Шотландии на 150-200 км в северо-западном направлении.
2. В течение *ранней юры* морские воды заполняли бассейны до глубин несколько сотен метров, сопровождавшихся проседанием и распространением береговой линии к востоку, возможно, вблизи к скв. 545. В конце *ранней юры* и затем в *средней юре* мелководные карбонатные банки занимали части разломных блоков вблизи скв. 544 и снабжали обломочным материалом области в районе скв. 547, где гемипелагические мергели отлагались в медленно погружающемся бассейне глубиной несколько сотен метров и плохо вентилировавшемся.
3. Разломообразование достигло максимума в *поздней юре* и сопровождалось значительной атлантической трансгрессией. Карбонатные рифы оксфорда расположились по окраине плато Мазган и обусловили формирование рифового талуса ниже по склону плато. Отдельные рифы распространялись в блоках около скв. 544 и мелководный обломочный материал перемещался вниз по склону к скв. 547.
4. Проседание продолжалось в *раннем мелу*, но осадкообразование этого времени происходило перманентно на склоне плато Мазган еще и в связи с тем, что снабжение терригенными отложениями блокировалось субмаринными поднятиями гранитных блоков в 15 км юго-западнее края плато. Значительное количество терригенных песков приносилось турбидитовыми течениями из Марокканского бассейна, спускавшимися по континентальному склону на юге плато.
4. В апте гемипелагические осадки (глинистые нанофосильные илы) начали быстро отлагаться на склоне плато и продолжили накапливаться в *альбе* и *сеномане*. Осадки склона часто сползали и транспортировались вниз по склону как обломочные потоки. Банка скв. 544 (теперь погруженная банка) была свободной от осадков.
5. После периода эрозии и/или отсутствия осадконакопления в *туроне* – конце *сантона* и далее в *кампане* и *маастрихте* обломочные потоки активизировались в конце палеоцена и в эоцене. Все скважины рейса 79 фиксируют перерывы в *тортоне* и позднем *миоцене*.

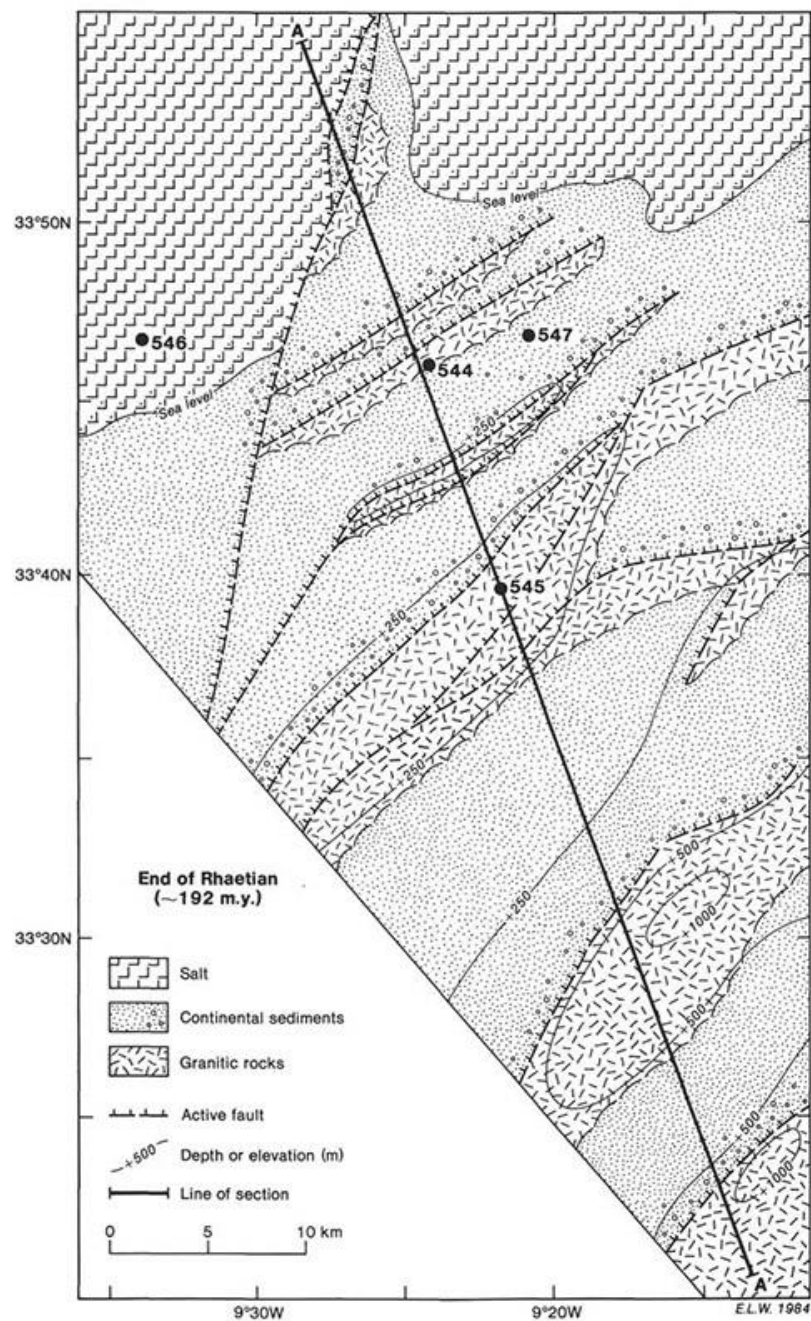


Рис. 13. Палеотектоническая схема плато Мазган – конец рэта. Рейс 79.

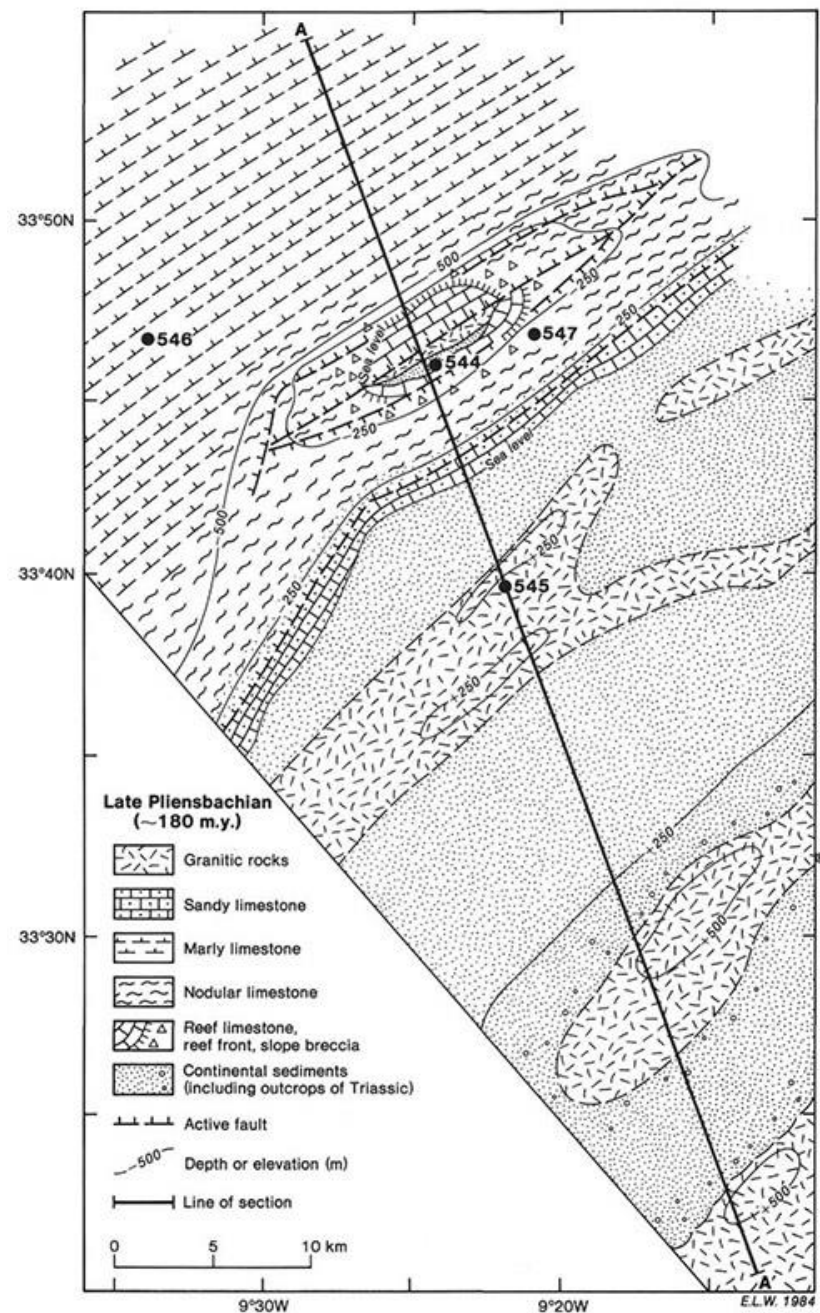


Рис. 14. Палеотектоническая схема плато Мазган – поздний плинсбах. Рейс 79.

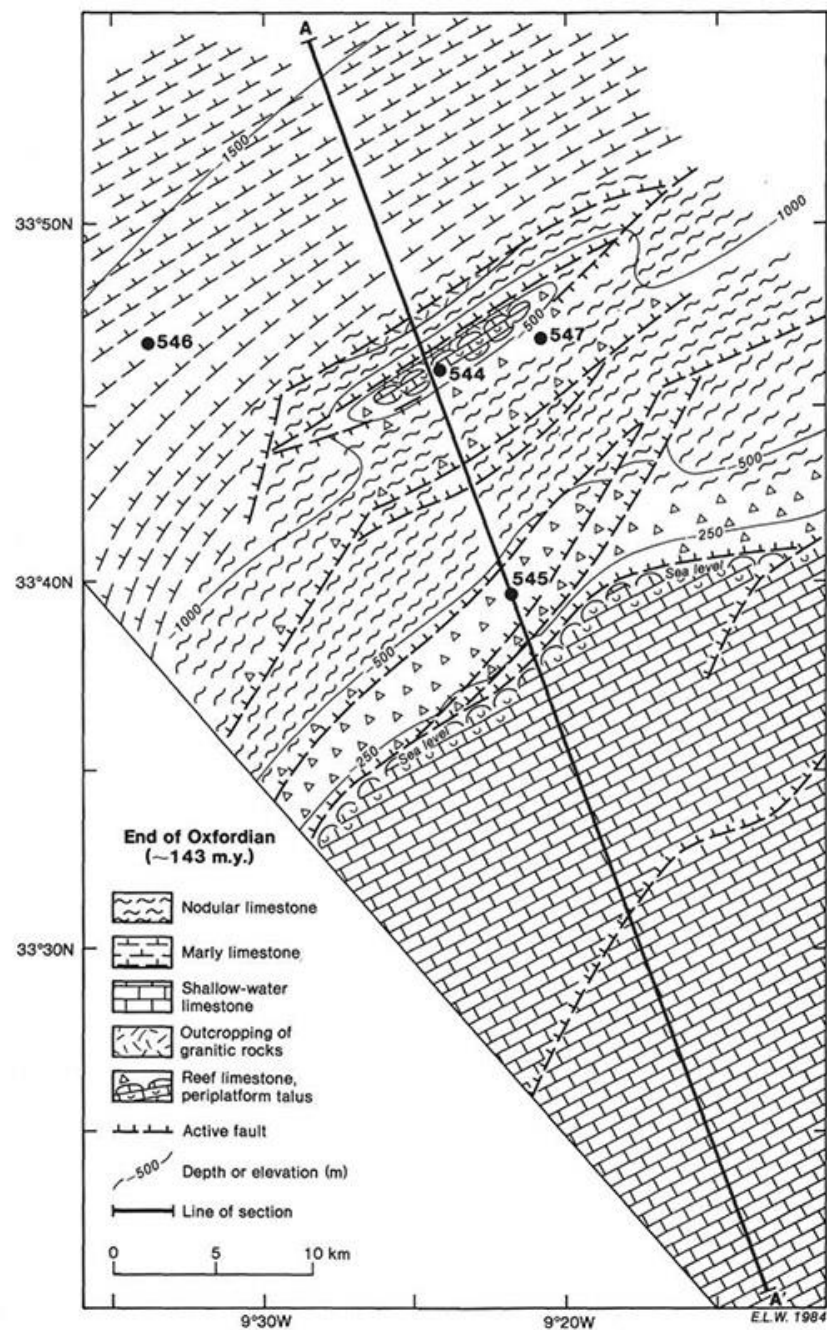


Рис. 15. Палеотектоническая схема плато Мазган – конец оксфорда. Рейс 79.

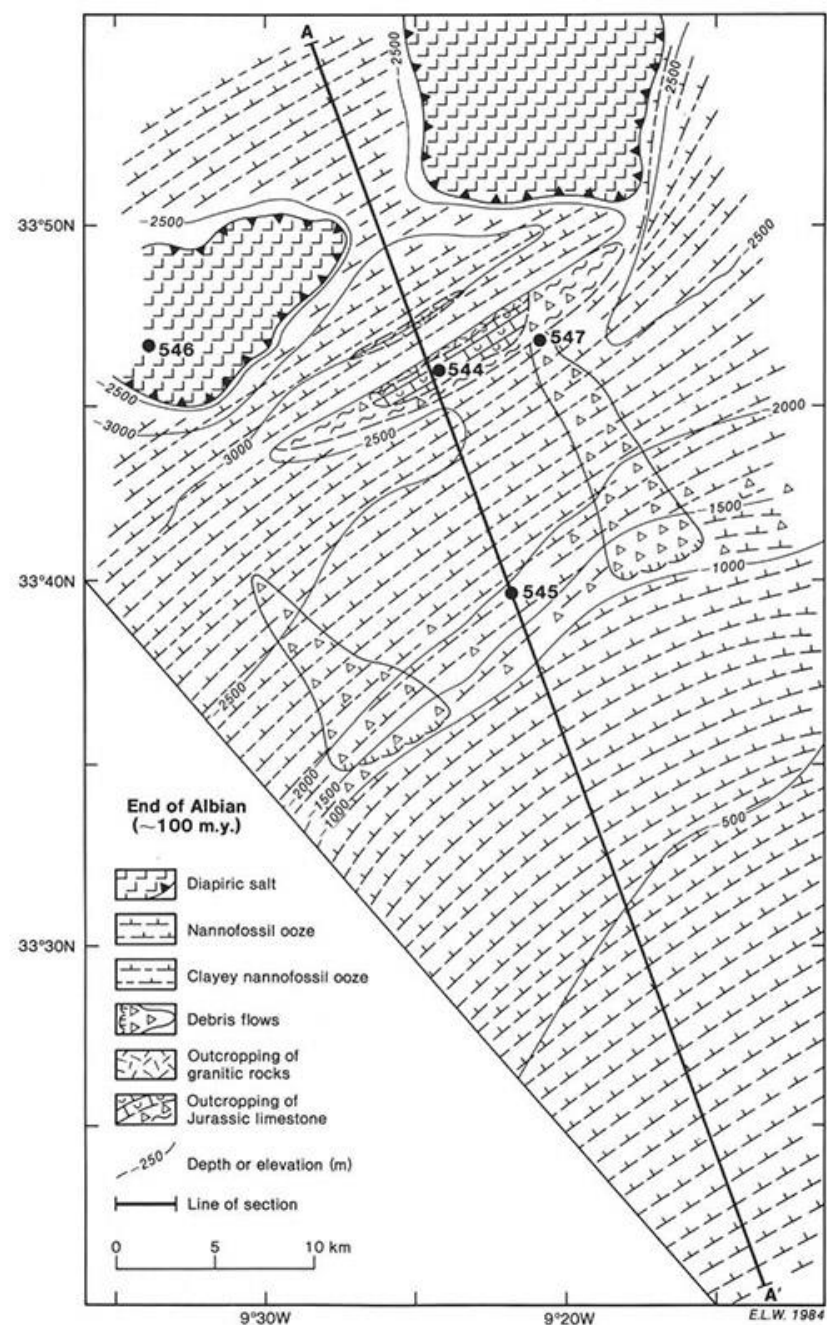


Рис. 16. Палеотектоническая схема плато Мазган – конец альба. Рейс 79.

По итогам бурения рейса 79 история развития сектора Мазган северо-западной части африканской окраины рассматривается следующим образом.

Рифтинг здесь начался в триасе построением серии бассейнов и разделяющих их поднятий. Бассейны заполнялись континентальным обломочным материалом, образованным посредством эрозии гранитных поднятий. Близко к триасовому времени отлагались мелководные морские соли вдоль долинно-рифтовых систем немного ниже уровня моря, так же, как и на окраине Новой Шотландии в 150-200 км северо-западнее плато Мазган.

В течение ранней юры морские воды заполнили бассейны на несколько сотен метров в связи с проседанием основания бассейнов. Береговая линия сместилась к западу и располагалась недалеко от скв. 545. В ранней и средней юре мелководная карбонатная банка занимала положение вблизи скв. 545 и служила источником обломочного материала вдоль склона до скв. 547, где отлагались радиоляриевые гемипелагические мергели в медленно проседавшем бассейне глубиной несколько сотен метров.

В конце бата наиболее ранний океанический спрединг начался в центральной Атлантике, что сопровождалось ускорением режимов проседания и растяжения, которые проявились наиболее активно в проксимальной части окраины вблизи скв. 545, формируя рельеф Мазганского уступа. Разломообразование усилилось в поздней юре и сопровождалось большой атлантической трансгрессией. Оксфордские карбонатные рифы расположились вдоль края Мазганского плато и формировали рифовый талус ниже по склону. Изолированные рифы располагались на вершинах разломных блоков (скв. 544), а мелководный талус отлагался вниз по склону к скв. 547.

Проседание продолжалось в раннем мелу, но осадкообразование не происходило на мазганском склоне по причине того, что большая часть терригенных осадков блокировалась субмаринными течениями на древних гранитных блоках, расположенных в 15 км юго-западнее окраины плато. Огромные количества терригенных песков отлагались во внешней части Марокканского бассейна турбидитовыми течениями с континентального склона юга Мазгана.

В апте гемипелагические осадки – нанофоссильные илы начали быстро отлагаться на мазганском склоне и накапливаться в течение альба и сеномана. Склоновые осадки сползали или транспортировались далее в виде обломочных потоков. Скв. 544 – теперь погруженная банка – не покрывалась осадками.

После периода эрозии или отсутствия осадкообразования в туроне-сантоне обломочные потоки активизировались на склоне в кампане и маастрихте, в палеоцене и эоцене. Эрозия в верхней части склона обуславливала перекрытие древних осадков.

Недлительное отложение олигоценовых мелов прерывалась главным несогласием и с последующим отложением глинистых нанофоссильных илов в миоцене.

Рейс 41. Приафриканская часть Северной Атлантики. 1975. Lancelot, Y., Seibold, E., et al., 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 41: Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1259 //doi:10.2973/dsdp.proc.41.1978.

Скв. 370. Пробурена недалеко от марокканского континентального склона в пределах депрессии между окраиной Марокко и значительным поднятием, размещенным к востоку от склона. Устье скважины достигло глубины 4000 м, в то время как расположенная вблизи абиссальная равнина Плейн находится на глубине 4600 м.

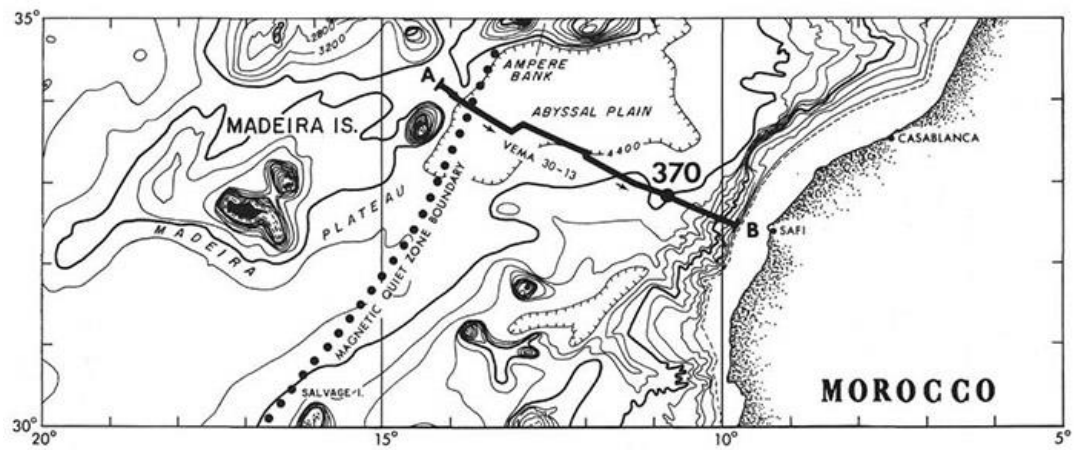


Рис. 17. Расположение скв. 370. Рейс 41.

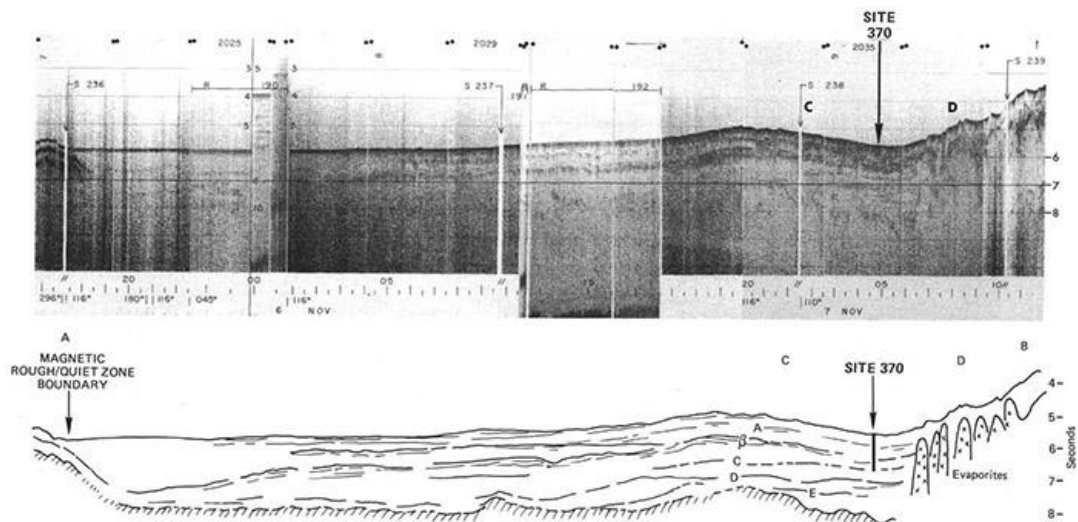


Рис. 18. Сейсмический профиль района заложения скв. 370. Рейс 41.

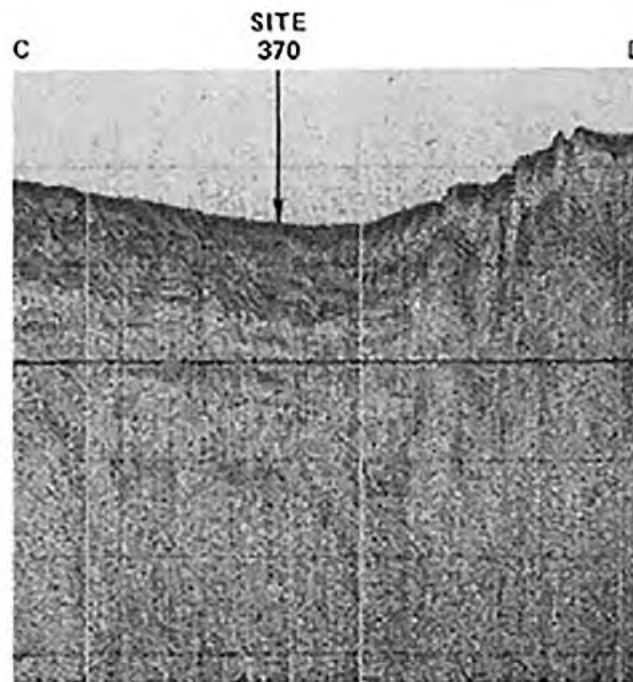


Рис. 19. Деталь сейсмического профиля района заложения скв. 370. Рейс 41.

В разрезе скважины выделены следующие пакки (сверху вниз).

Пачка 1, *квартер*, нанофоссильно-фораминиферовые глины.

Пачка 2а – 0-106,3 м, *плиоцен*, глинистые илы и мергели.

Пачка 2в – 106-3-208,46 м, – *средний миоцен – до плиоцена*, глинистые нанофосильные илы и прослой песков.

Пачка 3а – 208,46-226,5 м, *ранний – средний миоцен*, нанофосильные радиоляриевые глины.

Пачка 3в – 321,5-530,5 м, *олигоцен – средний миоцен*, известковистые алевритовые глины с кремнистыми алевритами.

Пачка 3с – 540-544,5 м, *средний – ранний эоцен*, известковистые кремнистые аргиллиты, пески и кремни.

Пачка 4 – 644,5-663,5 м, *поздний палеоцен*, нанофосильные мергели и глины.

Пачка 5а, *поздний альб – ранний сеноман*, нанофосильные аргиллиты.

Пачка 5в, *альб* – не древнее *позднего валанжина*, известковисто-кремнистые аргиллиты, алевролиты и песчаники. Обломочный материал в песчаниках представлен красными, коричневатыми, зеленоватыми аргиллитами, фрагментами известняков, округлыми зернами кварца, полевого шпата, глауконита, фрагментами моллюсков и рыб, редкими оолитами, цементируемыми железистым карбонатом. Аргиллиты тонкослоистые. Часто имеют косую слоистость, знаки ряби с амплитудой порядка 1 см.

Пелагические осадки представлены только плейстоценовой частью разреза. Большая часть разреза – гемипелагические осадки с различным количеством грубообломочных отложений.

Здесь следует отметить, что в разрезе скв. 370 в отличие от расположенного севернее Мазганского сектора скважиной не вскрыты отложения триаса и юры и разрез начинается с мелководных (знаки ряби) отложений *альба-валанжина*, сравнительно сходных с одновременными отложениями Мазганского сектора. Или эти отложения *триас – юра* – не вскрыты скважиной 370, или фиксируются латеральные различия в динамике осадконакопления по мере движения к югу от Мароканской части разрезов. Можно предположить, что эти отложения не вскрыты скважиной 370).

Рейс 103. Окраина Галисии, 1987. Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W., et al., 1987. Proc, Init. Repts. (Pt. A), ODP, 103 //doi:10.2973/odp.proc.ir.103.1987.

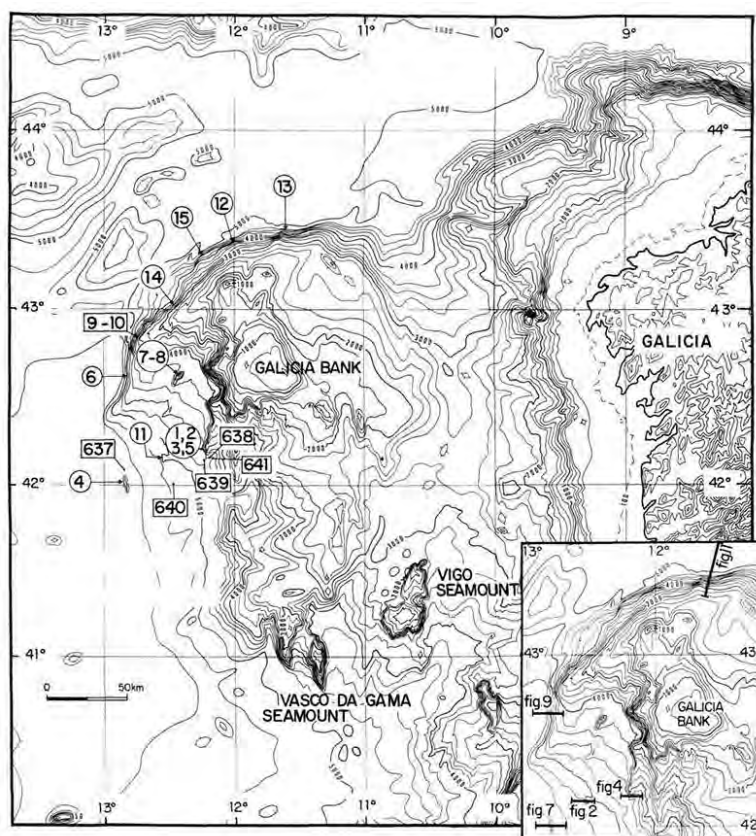


Рис. 20. Карта размещения скважин рейса 103.

Рейс 103. Скв. 638. Глубина 4638 м. Проходка – 547,2 м. Керн – 135,3 м.

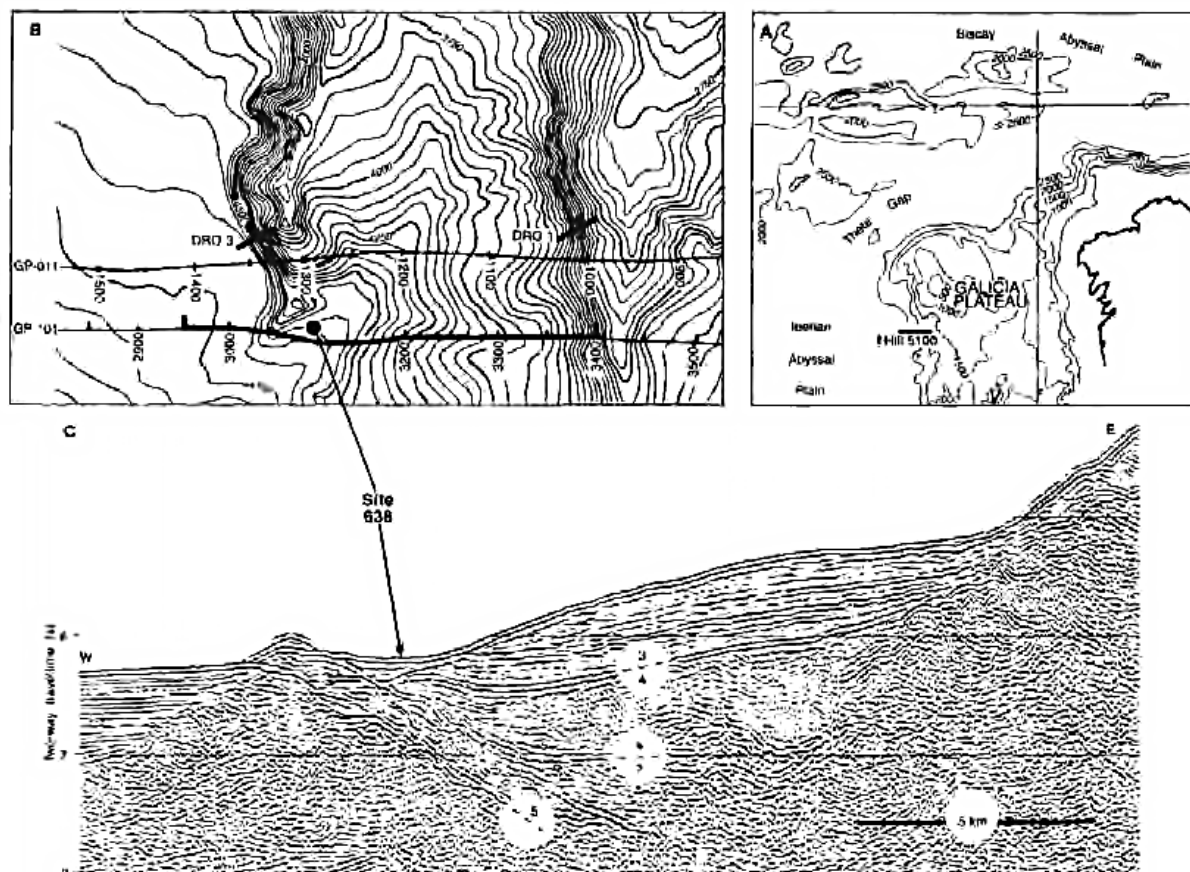


Рис. 21. Сейсмический профиль района заложения скв. 638. Рейс 103.

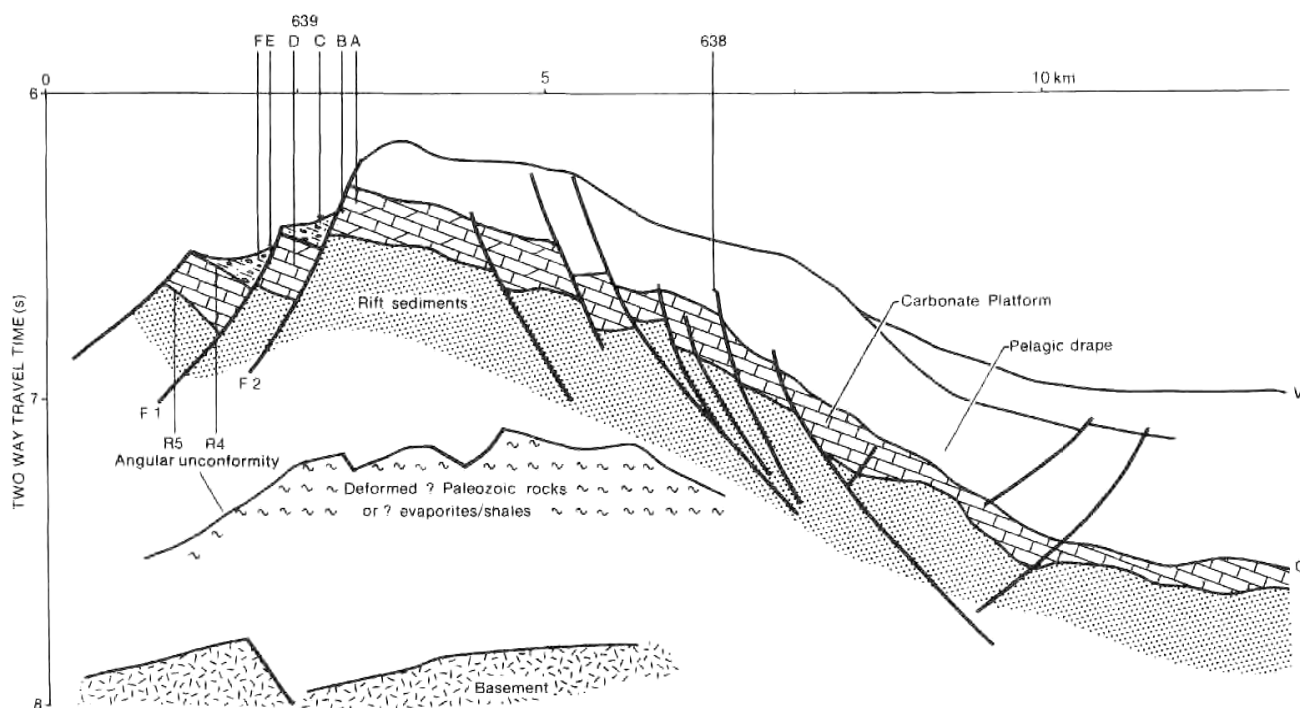


Рис. 22. Геологическая интерпретация разреза, проходящего через скв. 638. Рейс 103.

В скважине вскрыт следующий разрез.

0-183,6 м, *плейстоцен – верхний миоцен*, нанофоссильные илы и мел, присутствующие как заполнение подводной долины.

183,6-212,6 м, *верхний баррем*, биотурбированные микриты и чередующиеся прослои полосчатых глин и карбонатных пород.

212,6-298,4 м, *готерив*, биотурбированные нанофоссильные карбонатные породы и глины с многочисленными обрывками наземных растений.

289,4-329,9 м, *верхний валанжсин – нижний готерив*, переслаивание карбонатных пород, глин и турбидитовых песчаников с глинами.

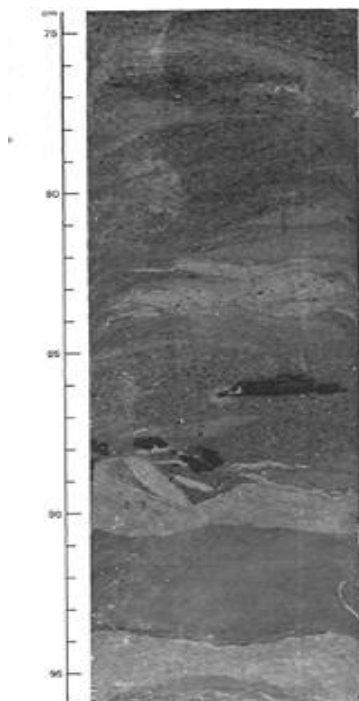


Рис. 23. Турбидит с обломками растений (остроугольный фрагмент). Скв. 638. Рейс 103.

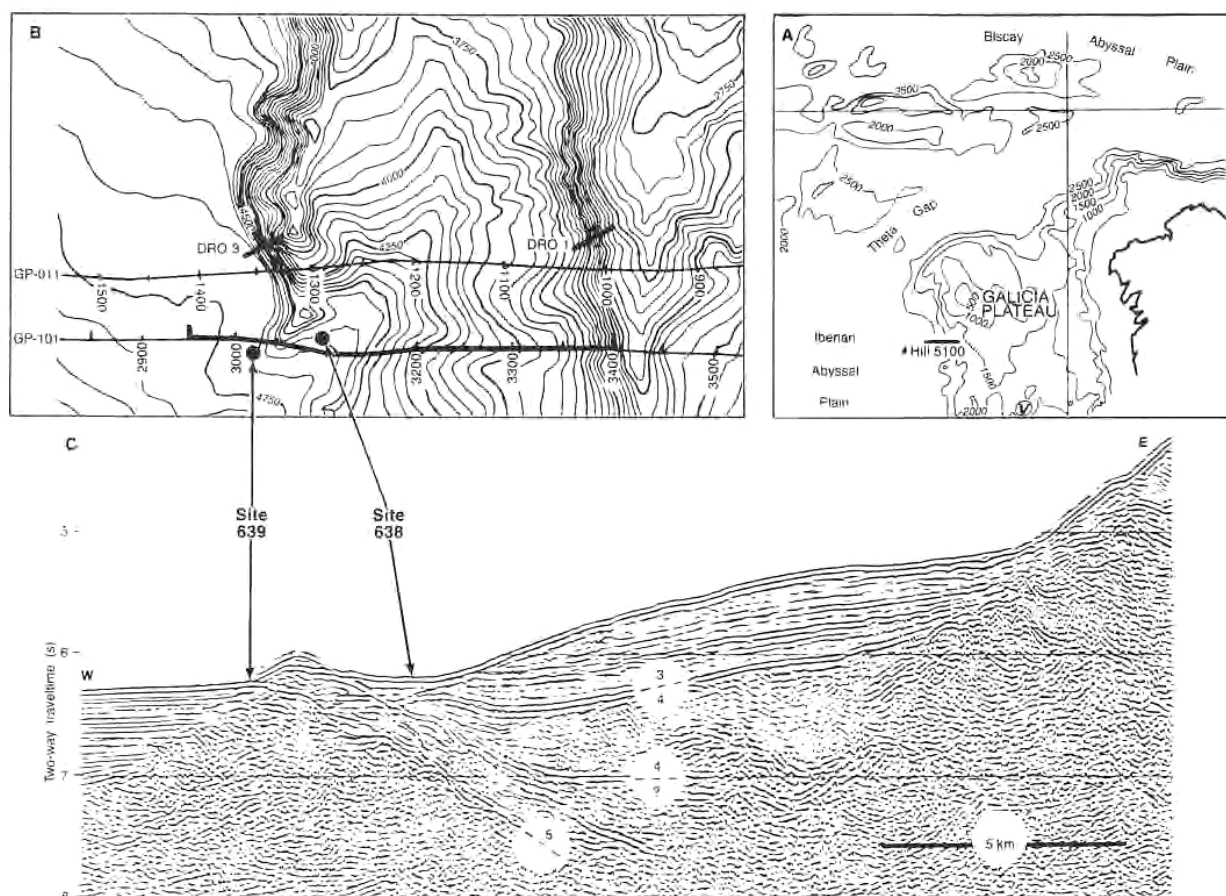


Рис. 24. Сейсмический профиль места заложения скв. 639 и 638. Рейс 103.

329,9-547,2 м, *верхний валанжсин – нижний готерив*, турбидиты аркозовых песчаников, глины с многочисленными прослоями карбонатных пород. Многочисленные обрывки наземных растений.

Рейс 103. Скв. 639. Глубина 4578 м. Проходка – 89,8 м, керн – 35,43 м.

Генерализованный разрез по скважинам представлен следующими пачками.

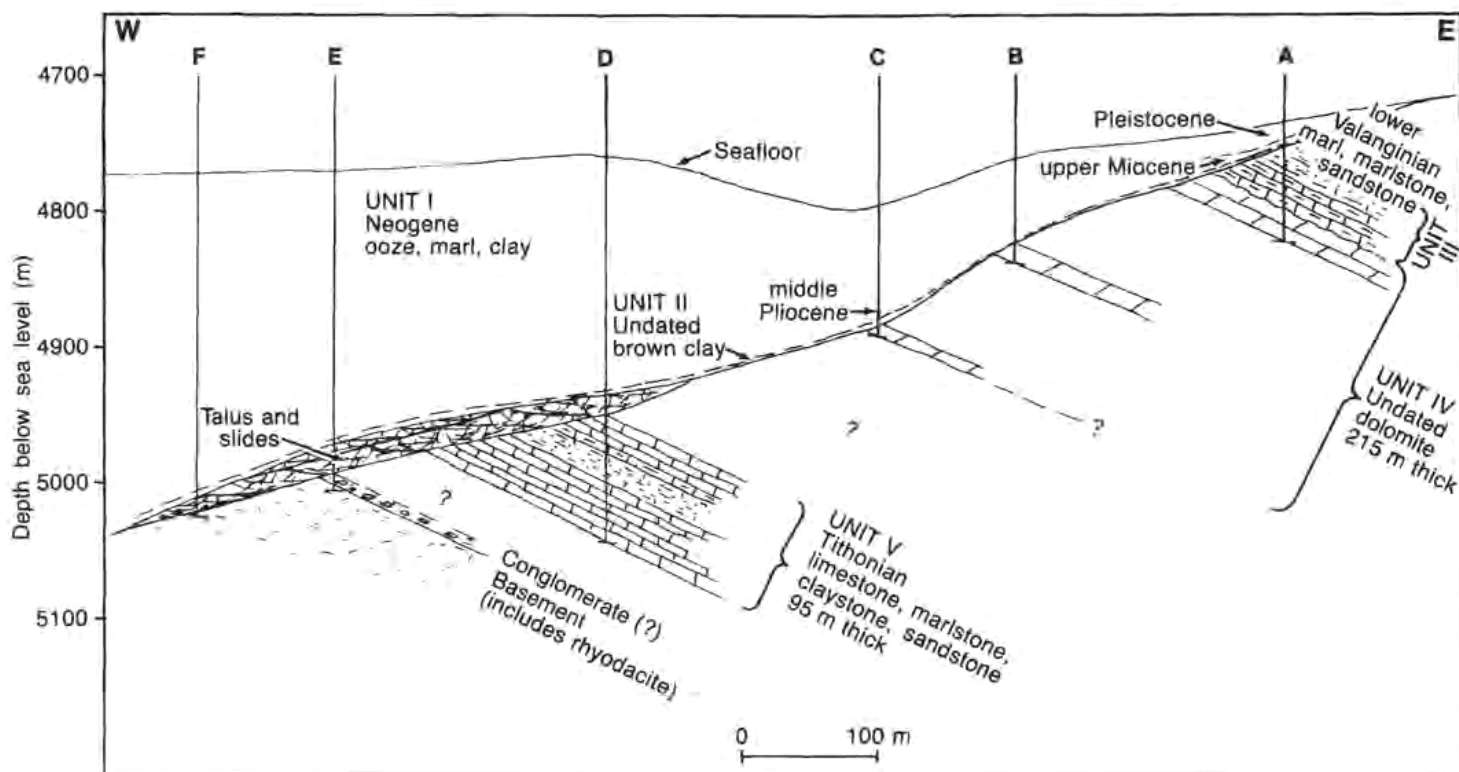


Рис. 25. Генерализованный геологический разрез по материалам скв. 639. Рейс 103.

Пачка 1 – 26,1 м, *поздний миоцен и средний плиоцен*, в нижних 10 м скв. 639 В. Илы, глины и турбидиты.

Пачка 2 – 2 м, условно *поздний – средний эоцен*, похожа на коричневые глины, фиксирующие несогласие мезозой-неоген в скв. 637.

Талус и склоновые отложения – интерпретируется как часть пачки 6 – брекчированные доломиты, известняки, фрагменты песчаников, сформированы до отложения коричневых глин пачки 2.

Пачка 3 – 49 м, *нижний валанжсин*, карбонатные породы, чередующиеся с песчаниками.

Пачка 4 – 215 м, не датированы, трещиноватые доломиты.

Пачка 5 – 200 м, *титон*, известняки, глинистые известняки, песчаники. Основание – фрагмент пачки 6 – обломки гидротермально измененных вулканических или гипабиссальных пород риолитового или риодацитового состава, которые интерпретируются или как основание, или как базальные конгломераты.

Рейс 103. Скв. 640. Глубина 5206 м. Проходка – 232.2 м. керн – 86.8 м.

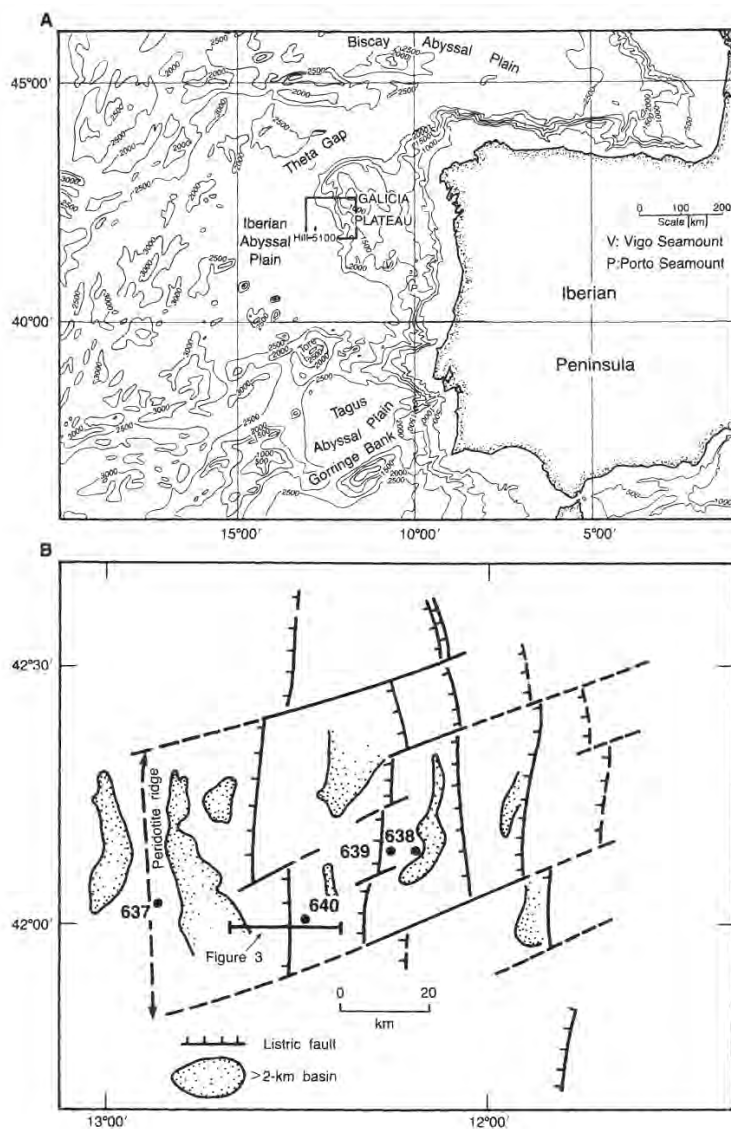


Рис. 26. Размещение скважин рейса 103. Во врезке – разломы и границы бассейнов глубиной более 2 км.

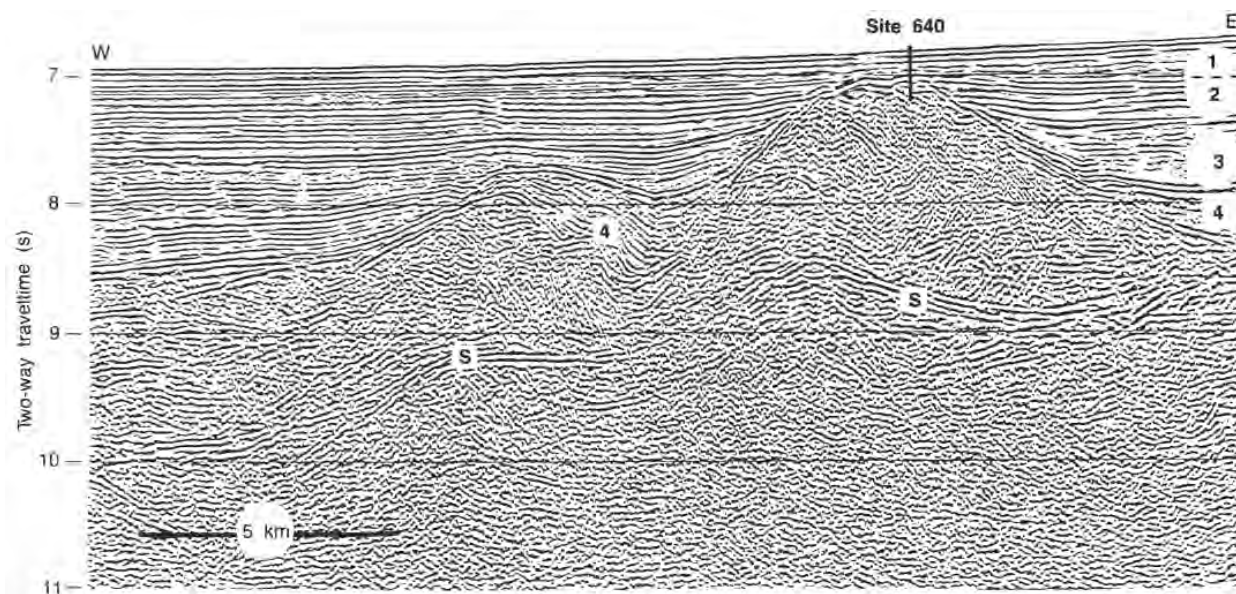


Рис. 27. Сейсмический профиль района заложения скв. 640. 1-3 – альб-современные пострифтовые осадки; 4 – синрифтовые осадки; S – глубинный рефлексор в «акустическом основании». Рейс 103.

В разрезе по скважине выделяются три литологические пачки.

Пачка 1 – 145-157 м – коричневые глины, сложенные почти исключительно

перекристаллизованными глинистыми минералами, встречаются зубы рыб, редкие бентосные фораминиферы.

Пачка 2 – 157-165 м, *ант*, оливково-зеленые глины и белые и оливково-коричневые глинистые илы с многочисленными наноконидами.

Пачка 3 – 165-232 м, *готерив – баррем*, чередующиеся карбонатные породы, глинистые илы, включая тонкие прослои турбидитов с остатками растительности, перекрывающие турбидиты готерива, обогащенные слюдой и остатками наземной растительности. Верхняя часть пачки баррема – пачка интерпретируется как терригенные турбидиты, сменяющиеся вверх по разрезу дистальными терригенными турбидитами, пелагическими и гемипелагическими осадками.

Отмечено, что карбонатная платформа возраста *титон-берриас* оконтуривает западный фланг Галицийской банки в скв. 639 и является частью обширного позднеюрского карбонатного шельфа, протягивающегося от Альгарве к Луизитанскому бассейну, Галицийской банки и далее на восток к Большой банке Ньюфаундленда. Платформа, мощность осадков которой может составлять 400 м, перекрывает древние осадочные и метаморфические слои в скв. 639. Эти карбонатные породы формировались в условиях шельфовых лагун или отмелей с отдельными биогермами в процессе погружения в *титоне – берриасе*. После погружения и формирования нескольких сотен метров более молодых осадков, верхняя часть карбонатной платформы подверглась доломитизации в период тектонической фрагментации, за которой последовали субэзральное обнажение и эрозия платформ. Главное событие доломитизации – результат замещения или смешения с флюидами эвапоритовых рассолов в мелководных околоповерхностных условиях. В дальнейшем в начале *раннего валанжина* в результате эвстатических колебаний и тектонического проседания платформа была перекрыта турбидитами валанжина. В дальнейшем в позднем мелу – третичном периоде платформа быстро погружалась на абиссальные глубины.

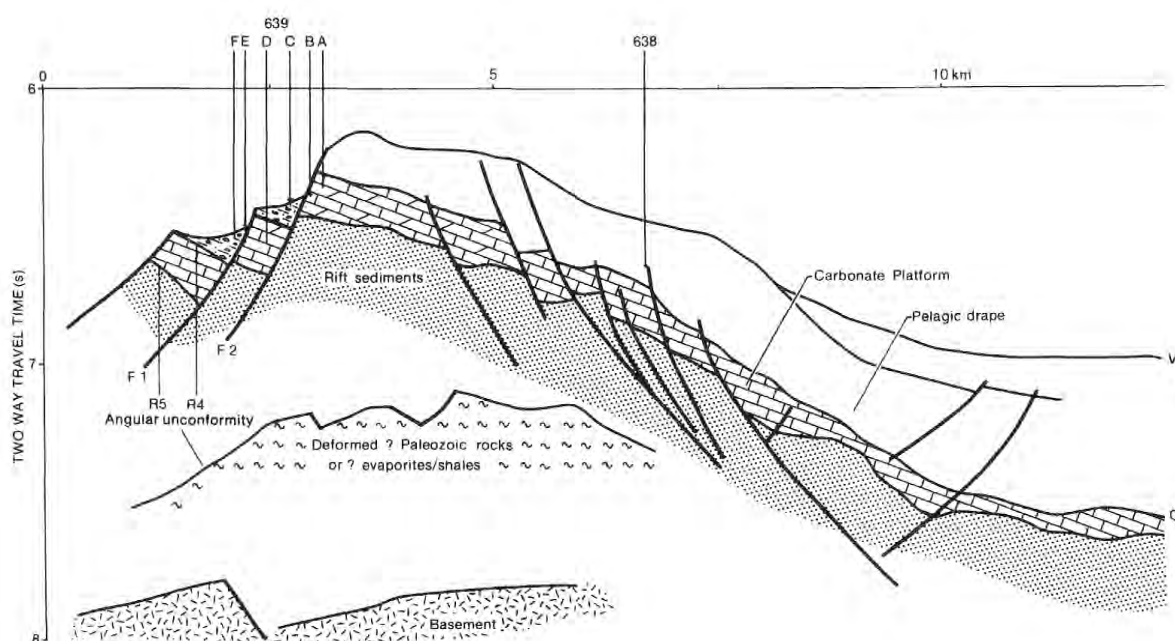


Рис. 28. Схематический геологический разрез по линии скв. 638-639. Рейс 103.

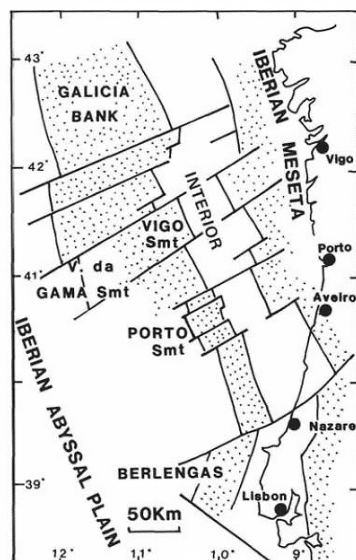


Рис. 29. Схематическое изображение главных поднятий (заштрихованы) и бассейнов западной окраины Иберии в позднем триасе и юре. Бассейны показаны как продолжение Луизитанского бассейна (рейс 103)) контролируемых разломами.

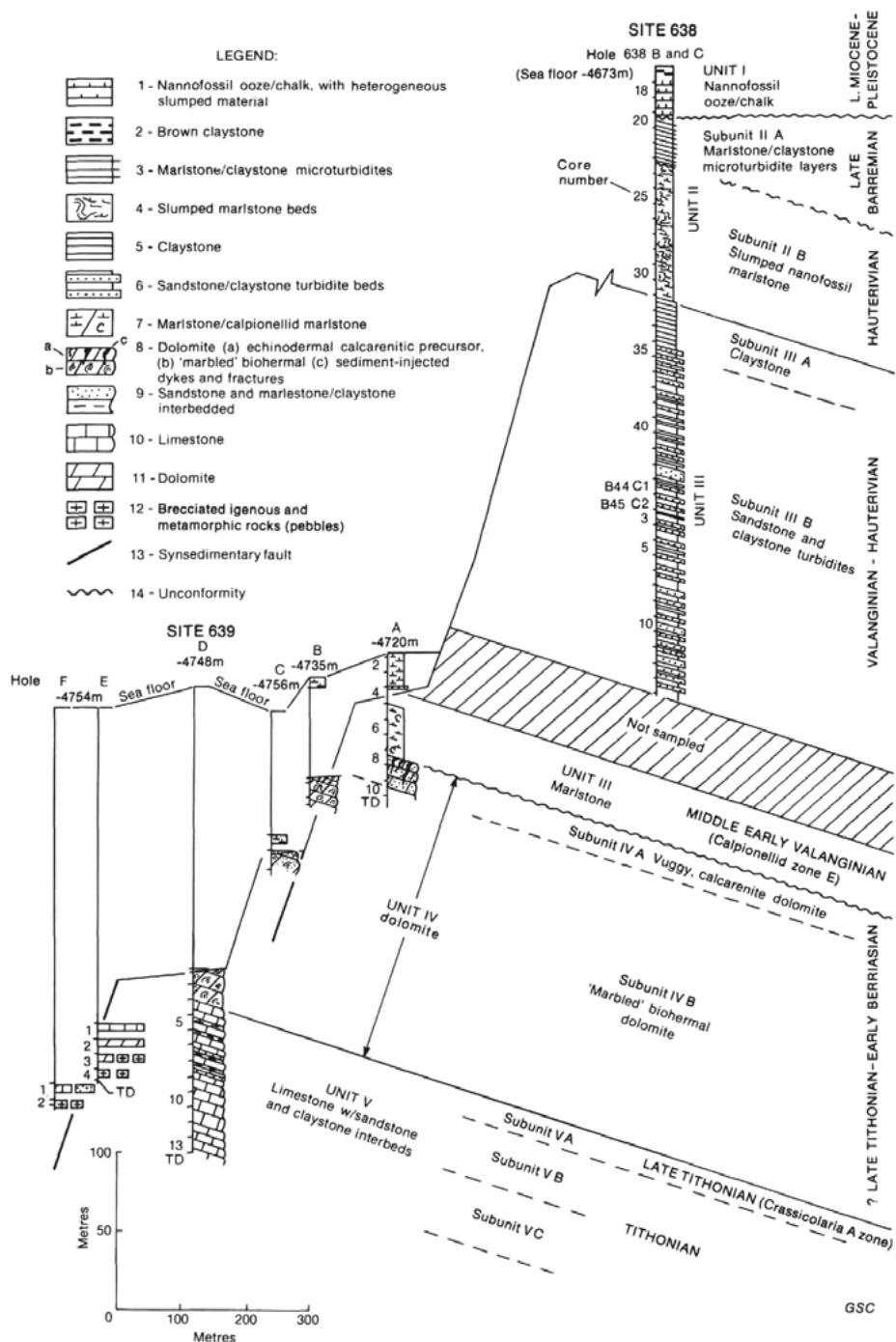


Рис. 30. Сопоставление стратиграфических колонок скв. 639-638. Рейс 103.

Основание разреза – *готерив – баррем* – представлено чередующимися карбонатными породами, глинистыми илами, включая тонкие прослои турбидитов с остатками растительности, турбидитами *готерива*, обогащенными слюдой и остатками наземной растительности. Верхняя часть пачки *баррема* – интерпретируется как терригенные турбидиты, сменяющиеся вверх по разрезу дистальными терригенными турбидитами, пелагическими и гемипелагическими осадками.

Отмечено, что карбонатная платформа возраста *титон-берриас* оконтуривает западный фланг Галицийской банки в скв. 639 и является частью обширного позднеюрского карбонатного шельфа, протягивающегося от Альгарве к Луизитанскому бассейну, Галицийской банки и далее на восток к Большой банке Ньюфаундленда. Платформа, мощность осадков которой может составлять 400 м, перекрывает древние осадочные и метаморфические слои в скв. 639. Эти карбонатные породы формировались в условиях шельфовых лагун или отмелей с отдельными биогермами в процессе погружения в *титоне – берриасе*. После погружения и формирования нескольких сотен метров более молодых осадков, верхняя часть карбонатной платформы подверглась доломитизации в период тектонической фрагментации, за которой последовали субаэральное обнажение и эрозия платформ. Главное событие доломитизации – результат замещения или смешения с флюидами эвапоритовых рассолов в мелководных околоповерхностных условиях. В дальнейшем, в начале *раннего валанжина*, в результате эвстатических колебаний и тектонического проседания платформа была перекрыта турбидитами *валанжина* и затем, в *позднем мелу* и *третичном периоде* платформа быстро погружалась на абиссальные глубины.

Рейс 80. Северная Атлантика, Гобар Спун, 1985. Graciansky, P.C. de, Poag, C.W., et al., 19 Init. Repts. DSDP, 80: Washington (U.S. Govt. Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.80.1985.

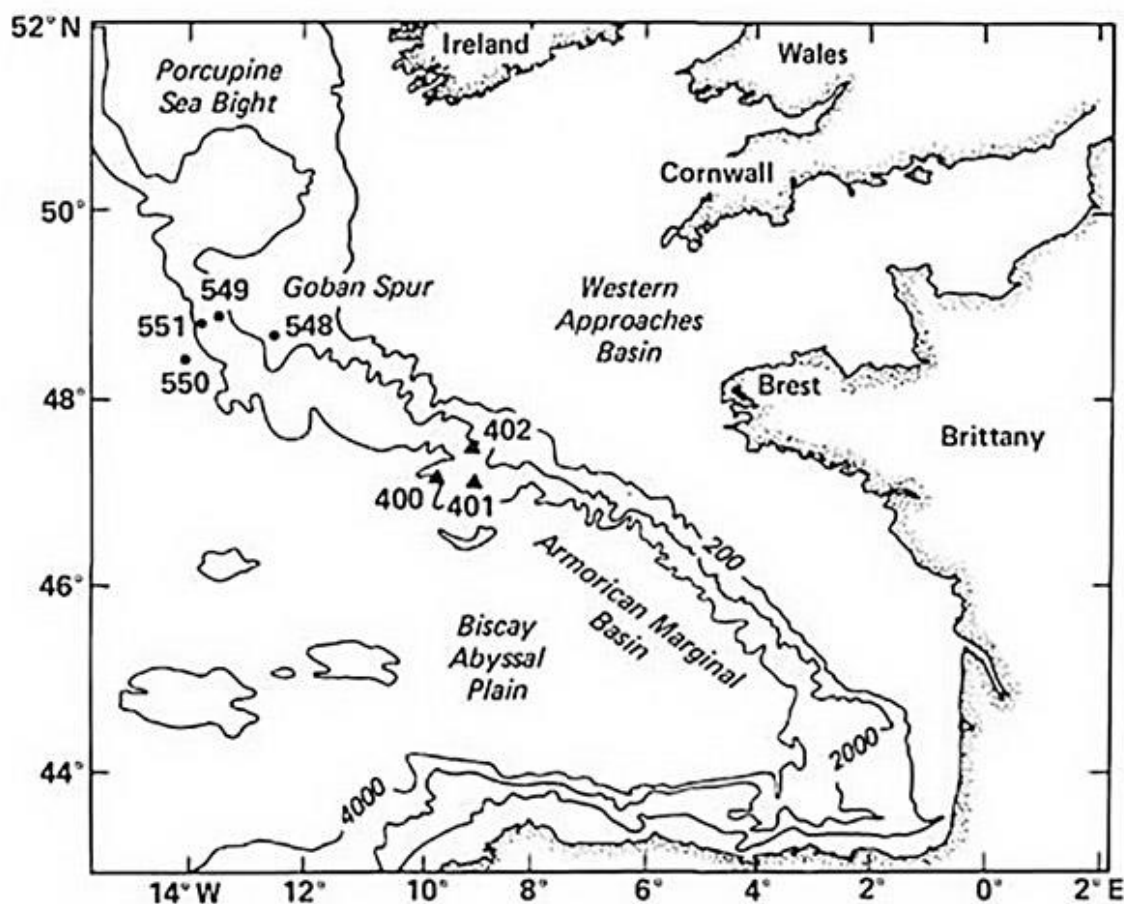


Рис. 31. Карта размещения скважин рейса 80.

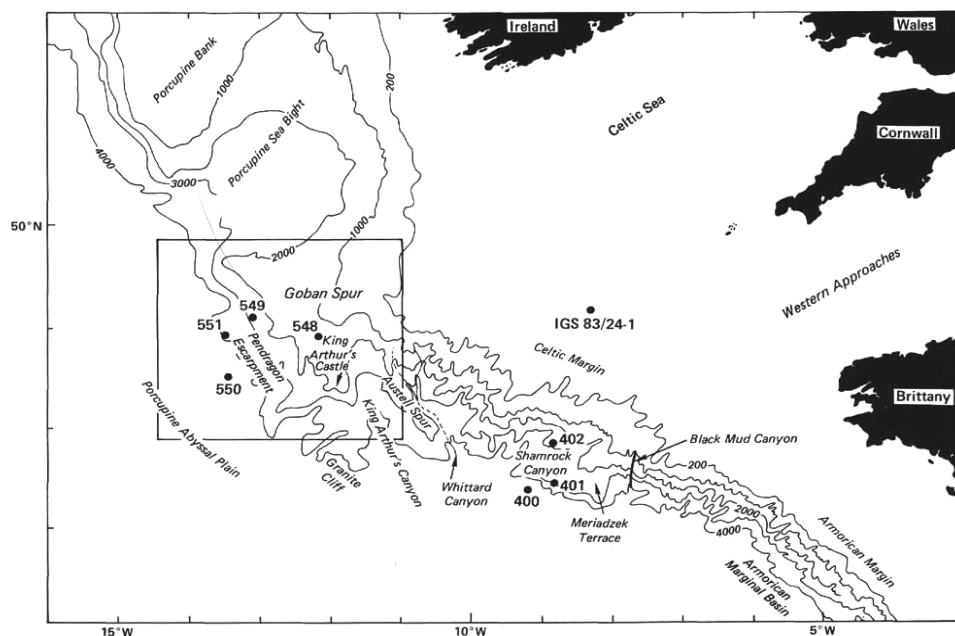


Рис. 32. Генерализованная батиметрическая карта континентальной окраины юго-запада Британии и Ирландии.

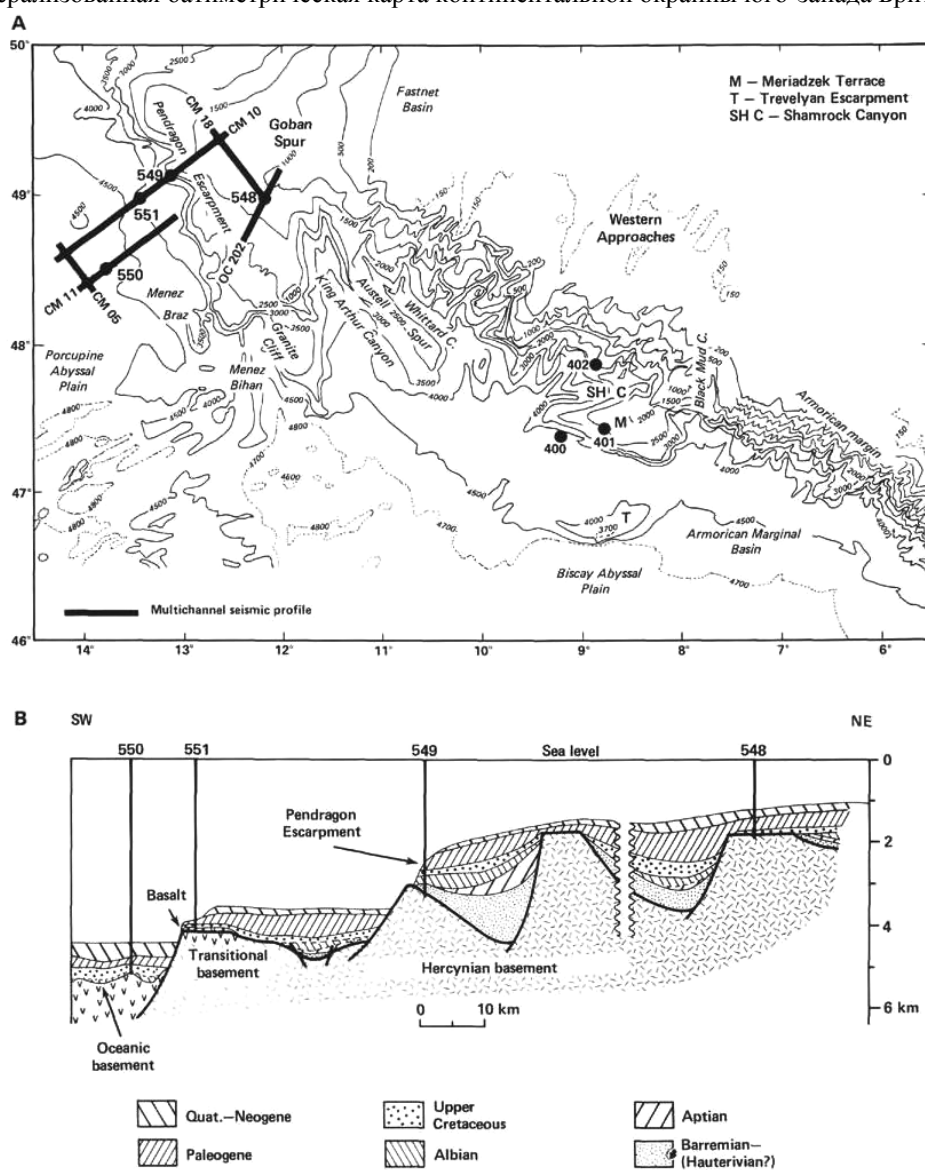


Рис. 33. А. Батиметрия вблизи скважин, пробуренных в рейсах 48 и 80. Глубины в метрах ниже уровня моря. Б. Схематический геологический разрез через Гобан Спур с показом скважин рейса 80. Условные обозначения справа налево, сверху вниз: квартер-неоген; палеоген, верхний мел, альб, апт, баррем-готерив.

Рейс 80. Скв. 548. Глубина 1261 м, проходка – 211 м, керн 195,4 м.

Основание осадочного разреза, *ранний-средний плиоцен – средний миоцен*, фораминиферовый и нанофоссильный мел с глауконитом.

Основание, *средний – поздний девон*, кварциты.

В разрезе скважины 548 выделены следующие пачки – сверху-вниз:

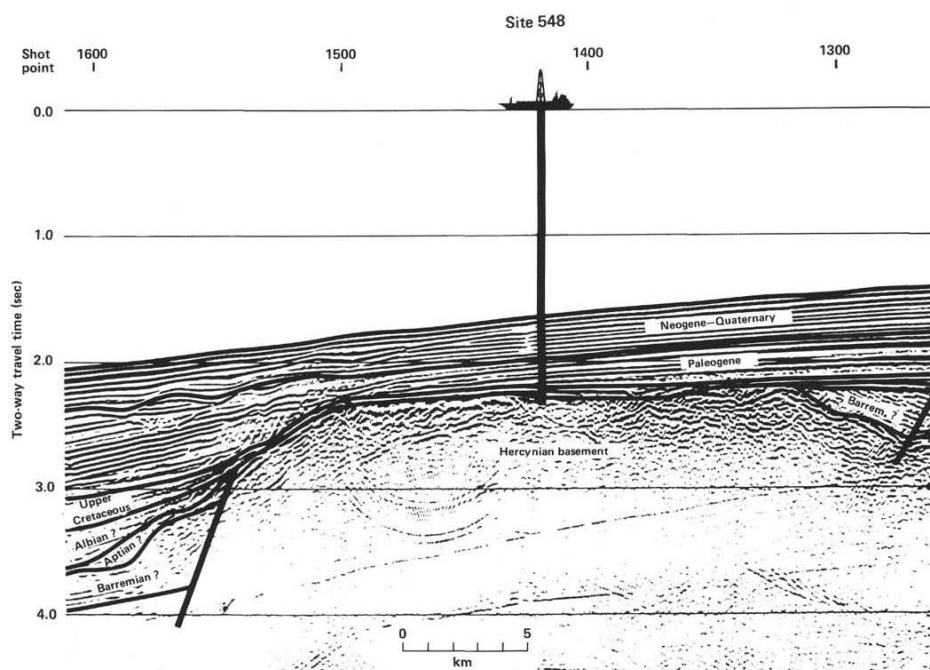


Рис 34. Сейсмический профиль места заложения скв. 548. Рейс 80.

Пачка 1 – 0-72 м, *средний плейстоцен*, зеленые карбонатные илы, нанофоссильные, фораминиферовые.

Пачка 2 – 72-108,5 м, *ранний плейстоцен – поздний плиоцен*, желто-коричневые и светло-серые нанофоссильные илы – батиальные.

Пачка 3 – 108,5-307,4 м, *поздний плиоцен – ранний миоцен*, нанофоссильные илы залегают с несогласием на пачке 4, из разреза исчезают осадки среднего миоцена – 3 млн. лет. Осадки батиальные.

Пачка 4 – 307,4-412,6 м, *средний эоцен*, нанофоссильный мел с глауконитом, в нижней трети разреза появляются кремни. В разрезе отсутствует средний олигоцен – перерыв 4 млн. лет, другое несогласие (перерыв 1,5 млн. лет) – отделяет пачку 4 (*средний эоцен*) от пачки 5 (*ранний эоцен*). Осадки сублиторальные.

Пачка 5 – 412,6-469,9 м, *ранний эоцен*, нанофоссильный мел. Осадки сублиторальные.

В основании пачки несогласие – перерыв 10 млн. лет.

Пачка 6 – 469,9 м-530 м, *нижний палеоцен – маастрихт*, белый фораминиферо-нанофоссильный мел, в основании перерыв неизвестной длительности, сублитораль.

Пачка 7 – 530-535,5 м, сцементированный известняк, домеловые сидеритовые коренные породы; известняки содержат обломки кварца (переработанное герцинское основание) – свидетельство несогласия.

Пачка 8 – 535,5-551,5 м, *средний девон*, полевошпат-кварцевые аркозовые песчаники, черные сланцы, сформировавшиеся в континентальных условиях. Споры и акритархи позднего девона.

Рейс 80. Скв. 549. Глубина 2535 м; проходка – 812,5 м, керн – 369,7 м.

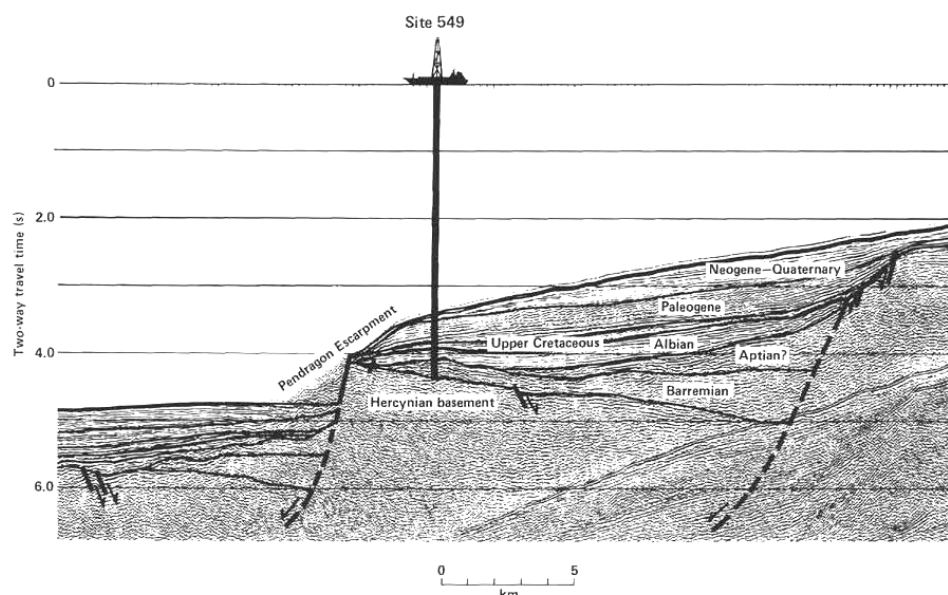


Рис. 35. Фрагмент сейсмического профиля в районе заложения скв. 549. Рейс 80.

В разрезе скважины выделяются следующие пачки (сверху вниз).

Пачка 1 – 0-27 м, *голоцен – плейстоцен*, красновато-коричневые известковистые илы. В основании пачки фиксируется перерыв – 3 млн. лет, выпадают плиоцен и нижний плейстоцен.

Пачка 2 – 27-276,5 м, *поздний миоцен – средний эоцен*, зеленовато-серый и голубовато-серый мел.

Пачка 3 – 276,5-382 м, *средний эоцен – поздний палеоцен*, нанофоссильный мел. Перерыв 0,5 млн. лет в основании.

Пачка 4 – 382-426,6 м, *даний – ранний турон*, нанофоссильный мел; главный перерыв в верхней части – 3 млн. лет – из разреза исчезает нижний даний.

Пачка 5 – 426,6-479 м, *ранний турон – средний сеноман*, глинистый нанофоссильный мел. Перерыв в основании- исчезает верхний альб.

Пачка 6 – 479- 664,2 м, *ранний альб*, темные известковистые глины – древнейшие пострифтовые отложения. В основании перерыв – исчезают из разреза ранний альб и поздний апт.

Пачка 7 – 664,2-673,9 м, возраст не установлен, красные песчаные доломиты – верхняя часть синрифтовых отложений, перерыв 8 млн. лет в основании, отсутствует значительная часть апта.

Пачка 8 – 673,9-755 м, *ранний – поздний баррем*, красноватые до серых известковистые песчаные аргиллиты – внешняя сублитораль.

Пачка 9 – 755-801 м, *ранний баррем*, известковистые песчаники красноватые до серых, известковистые, песчаные аргиллиты – средняя сублитораль.

Пачка 10 – 801-964,5 м, *ранний баррем – готерив*, переслаивание известковистых и неизвестковистых песчаных аргиллитов – внешняя сублитораль.

Пачка 11 – палеозойские слюдистые песчаники герцинского фундамента. Кварц в составе обломочного материала составляет около 90%.



Рис. 36. Песчаник герцинского основания.

Основные результаты бурения скважины.

Вскрыта мощная последовательность синрифтовых осадков баррема, непосредственно залегающих на средне-позднедевонском герцинском фундаменте. Присутствие в осадках ожелезненных кварцитовых глин и многочисленных остатков растений свидетельствует о близости субаэральных блоков герцинского основания – установлены наиболее древние пострифтовые отложения – ранний альб.

Рейс 80. Скв. 550В. Глубина 4430,0 м, проходка – 264,5 м, керн – 177,91 м.

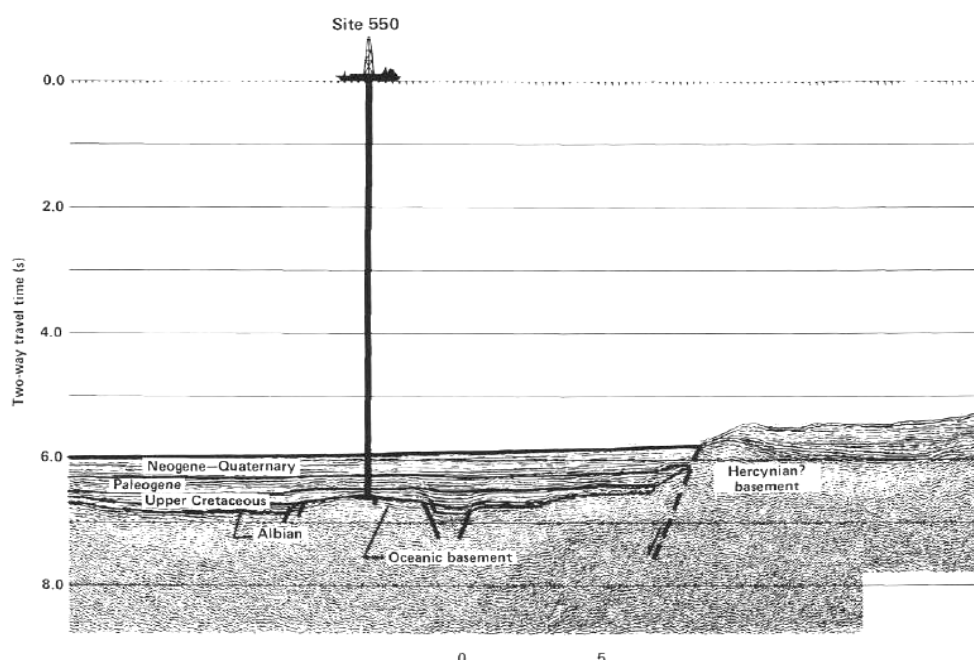


Рис. 37. Сейсмический профиль места заложения скв. 550. Рейс 80.

Основание осадочного разреза: известковистые аргиллиты – *верхний альб*.

Вулканическое основание: базальты с тонким переслаиванием с осадочными породами.

Пачка 5 – известковистые аргиллиты и нанофосильный мел (*середина сеномана – верхний альб*).

Граница между пачками – вышележащей пачкой 4 и пачкой 5 – фиксируется по смене окраски пород в пачке 5 на темно-красно-коричневую, светло-красную, а также повышением общей известковистости (39-75 %). Состав: карбонатные нанофоссилии (~ 75 %), карбонат (~ 60 %); фораминиферы (~ 15%).

Терригенная фракция содержит: минералы глин (10-40 %); кварц (~ 15 %), полевой шпат (~ 10 %) и немного тяжелой фракции и слюды.

Пачка 6 содержит темно-серые базальты и чередующиеся с ними известковистые осадки красновато-коричневого цвета. Гиалокластиты и базальты интенсивно трещиноваты; гиалокластиты превращены в смектит и смешаннослойную глину. Базальты миндалекаменны. Нижележащая единица бв представлена сложным комплексом тонких лавовых потоков, разрозненных блоков базальтов, красновато-розовых известняков и гиалокластических брекчий. Характерно присутствие известковистых слоев с микрофоссилиями. В четырех известковистых прослоях обнаружены красные микриты в ассоциации с брекчированными базальтами. Микриты содержат небольшие фрагменты лав, обизвестковленных радиолярий, обломки глобигерин и известковистые нанофоссилии. Трещины в базальтах заполнены кальцитом и розовым известковистым осадком на глубине 2,10 м ниже верхов базальтового основания.

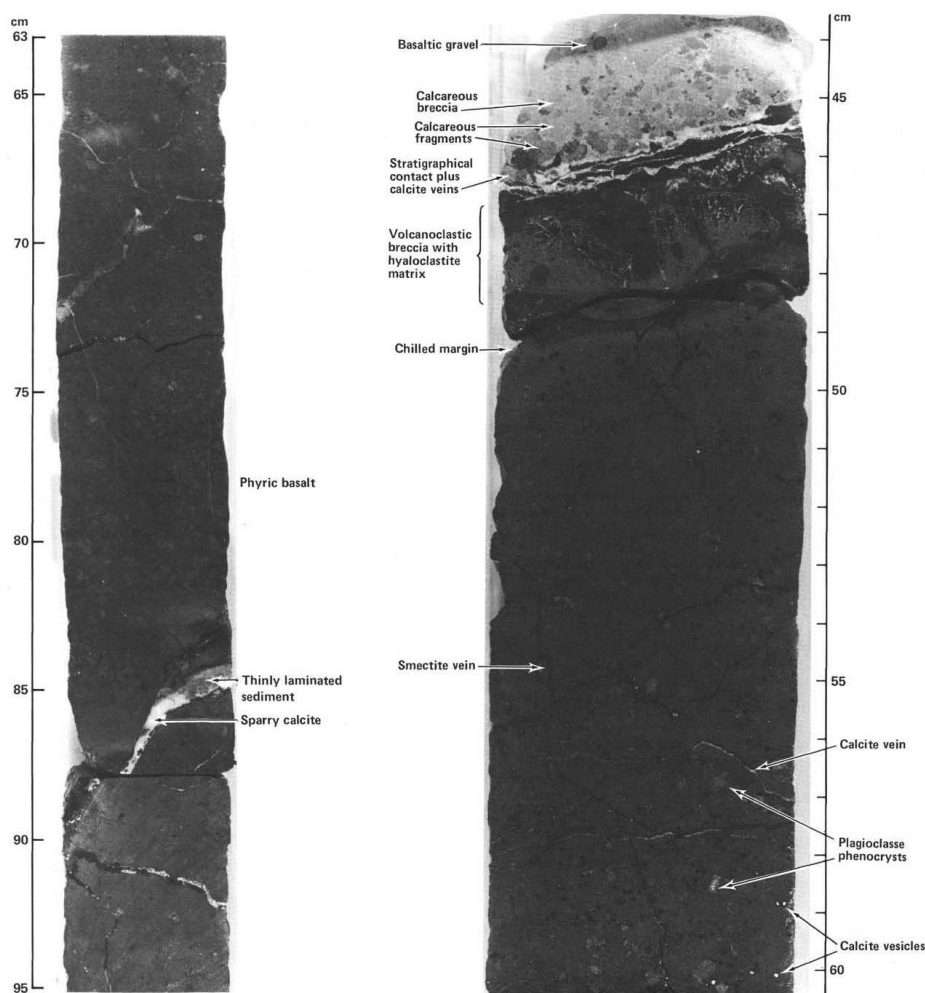


Рис. 38. Афировые базальты с жилками базальтовых брекчий скв. 550. Рейс 80.

Еще ниже выделяются 4 потока базальтов (4.3; 1.9; 1.8 и 7 м). Верхние части потоков покрыты известняками, глубоко проникающими по трещинкам в базальты. Стекловатые верхние части потоков отделяют потоки друг от друга и нацело замещены смектитом. Нижняя единица (6d) – два лавовых потока, наверху которых размещены вулканическая брекчия и известковистый матрикс. В брекчии –

гиалокластический базальт и красные известковистые обломки. Все 6 лавовых потоков миндалекаменных базальтов перекрываются каждый брекчией, содержащей обломки и вулканитов, и известковистые обломки. Три верхних потока изменены, трещиноваты и покрыты известняками с микрофоссилиями.

Рейс 80. Скв. 551. Глубина – 3891 м, проходка – 125 м, керн – 80,95 м.

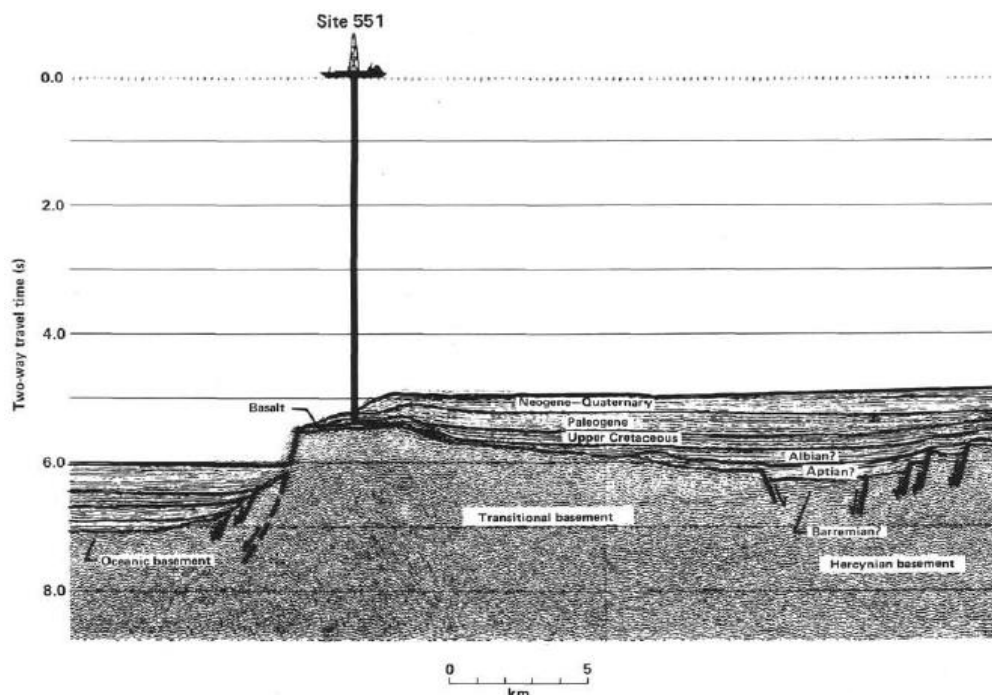


Рис. 39. Сейсмический профиль района заложения скв. 551. Рейс 80.

Основание осадочного разреза: мел – *верхний сеноман*. Вулканическое основание: базальт.

Надбазальтовая пачка 6 содержит белый, желто-серый и палево-желто-оранжевый нанофоссильный мел – *верхний сеноман* (138,5 – 142,4 м). Верхняя часть пачки 6 сложена белым, массивным нанофоссильным мелом с желто-серыми полосами и черными (оксиды марганца) пятнами. В средней части разреза пачки 6 осадки становятся «песчанистыми». Далее вниз вновь резкий переход к белому нанофоссильному мелу, который далее вниз по разрезу сменяется вначале серым, а затем палево-оранжевым песчанистым нанофоссильным мелом. Присутствуют марганцовые дендриты и глины: смектит, иллит, при преобладании смектита.

Пачка 7 представлена базальтами, чередующимися с осадками (59 м). Базальты изменены намного сильнее, чем в скв. 550. В разрезе выделяются две единицы. Верхняя (142-188 м) содержит подушечные лавы и их обломки. Нижняя единица (188-201 м) содержит два массивных лавовых потока, разделенных фрагментированными и высоко измененными обломками лав. Базальты порфиновые, миндалекаменные.

Два аспекта базальтов заслуживают особого внимания: тип изменения и присутствие карбонатного материала внутри базальтов. Все породы интенсивно трещиноваты. Трещины в свежих породах окаймлены «ржавчиной», подразумевающей окислительные условия. В брекчированных породах вся порода теряет первичную окраску и приобретает красно-коричневый цвет. В самой верхней части пачки трещины заполнены кальцитом и розовым микритом, содержащим планктонные фораминиферы. Эти осадки были найдены в 10 м ниже верхней части базальтового разреза. Некоторые известняки содержат глобигериноподобные микрофоссилии. Изменения верхней части базальтового основания (так же, как и в скв. 550) названы «коричнево-каменной фацией» («brownstone facies»).

Оценивая общие результаты бурения рейса 80, авторы отмечают следующие принципиальные на их взгляд положения:

открытие мощной толщи баррема, непосредственно залегающей на герцинском основании – средний-поздний девон. Инвазия морских вод началась в условиях литорали. Присутствие железистых кварцитовых глин, многочисленные остатки древесины свидетельствуют о присутствии здесь субаэральных блоков герцинского фундамента.

Необходимо отметить, что скважина 550 расположена в пределах абиссальной равнины, прилегающей к континентальной окраине Гобар Спур, а скважина 551 расположена на уступе, сопредельном с континентальной окраиной. В связи с этим, соответственно различаются разрезы собственно континентальной окраины, (скв.550) и уступа (скв.551), сочетающего в себе особенности разреза и континентальной окраины, и абиссальной равнины. В пределах же континентальной окраины вне базальтового уступа основание разреза представлено породами герцинид, выше которых располагается собственно осадочный разрез, в основании которого располагаются осадки *баррема*. Здесь, в отличие от ранее рассмотренных разрезов Иберийской и Африканской окраин, развитие начинается намного позднее, в *раннем мелу*, а отложения *триаса* и *юры* отсутствуют. Отличительным признаком континентальной окраины обусловленным, скорее всего, ее активным тектоническим развитием, является обнаружение многочисленных перерывов и несогласий, формировавшихся в связи с активным сейсмическим режимом становления покровов базальтов в пределах абиссальной равнины, сопредельной с континентальной окраиной.

Экспедиция 307. 2005. Henriet, J.-P., Kano, A., Malone, M.J., and the Expedition 307 Project Team, 2005. Modern carbonate mounds: Porcupine drilling. IODP Sci. Prosp., 307, // doi:10.2204/iodp.sp.307.2005.

Современные карбонатные холмы: бурение Поркьюпайн. Банка Поркьюпайн. Идентифицировано три типа провинций холмов: Hovland, Magellan, Belgica. Географическое положение банки Поркьюпайн и провинции холмов показано на рисунке.



Рис. 40. Размещение банки Поркьюпайн и область операций рейса 307.

Холм Челленджер – карбонатный холм, покрытый обломками кораллов, размещенный в пределах банки Поркьюпайн, располагающейся на юго-западе ирландской континентальной окраины. Этот холм явился локальной точкой двенадцатидневного научного бурения на борту судна "Джоидес Резолюшн" в течение экспедиции 307 программы IODP. Бурение затруднялось тем, что холм расположен на резкой эрозионной границе, ниже которой располагаются литифицированные (firmground) глауконитовые и глинистые песчаники *среднего миоцена*, сменяющиеся вверх по разрезу более глинистыми интервалами *позднего миоцена – плиоцена*, перекрываемыми, в свою очередь, с четким основанием илистыми отложениями *плейстоцена*. Биостратиграфические данные свидетельствуют о перерыве между этими стратиграфическими толщами длительностью 1,65 млн.

Осадки холма, залегающие выше твердого (firmground) основания, представлены переслаивающимися песками, различными обломочными существенно карбонатными породами, в составе которых значительно присутствие обломков раковин (floatstone, rudstone, packstone, wackestone) дециметровой мощности, что свидетельствует о быстром изменении условий осадконакопления. Выше этого нижнего уровня отложений холма залегают плейстоценовые коралловые обломочные породы (floatstone, rudstone, wackestone, packstone) мощностью несколько метров, обогащенные карбонатным материалом.

Карбонатные холмы и рифы – фундаментальное выражение жизни в геологическом прошлом. Большинство кайнозойских холмов имеют биодетритовое образование. Среди глубоководных провинций холмов акваторий такие холмы известны в акваториях Норвегии, в тропе Роколл и в пределах банки Поркьюпайн, размещенной юго-западнее Ирландии. Банка Поркьюпайн находится на продолжении норвежского шельфа и по количеству и размерам холмов наиболее значительна в атлантической области распространения холмов. Сейсмические исследования показали присутствие более 1500 карбонатных холмов в провинции холмов Магеллана и более 2000 холмов в бассейне Поркьюпайн (De Mol et al., 2002; Huvenne et al., 2003). Холмы имеют форму конусов, окруженных или перекрываемых кремнистыми контуритами. Они могут достигать в высоту 250 м и в ширину 5 км. (Huvenne et al., 2002, 2003; De Mol et al., 2002). Холмы банки Поркьюпайн изучались более чем в 20 рейсах в течение последнего десятилетия. Осадки и видеоизображения, собранные на океанском дне, показывают, что холмы колонизированы различной биотой, включая глубоководные кораллы *Lophelia* и *Madrepora* (Foubert et al., 2005). Однако детали внутренней структуры, зарождение и рост этих выразительных образований морского дна банки Поркьюпайн еще остаются во многом не выясненными. Образование и эволюция холмов Поркьюпайн могут рассматриваться в рамках двух сценариев – двух комплементарных гипотез: (1) океанографической и палеоэкологического контроля зарождения и (2) роста холмов углеводородного сипажа, способствующего формированию микробиоты и росту кораллов (эндогенный контроль) (Hovland et al., 1998; Henriot et al., 2001). Гипотеза океанографического и палеоэкологического контроля предполагает взаимодействие водных течений и динамики осадконакопления, способствующих зарождению кораллов в процессе взаимодействия водных потоков различной плотности – средиземноморского и восточно-северо-атлантического, взаимодействующих на глубине 800 м (White, 2001). Начало развития холмов связывается в рамках этой

гипотезы с глобальным палеоокеанографическим изменением ($\approx 4,6$ млн. лет) – с поступлением больших масс теплой воды, ее адвекцией и стратификацией в северо-восточной Атлантике (Haug and Tiedemann, 1998), в комбинации с миоцен-раннеплиоценовым кризисом солености в Средиземноморье (Maldonado and Nelson, 1999). Древнейшие фоссилии *Lophelia* и *Madrepora* были обнаружены в средиземноморье в *раннем плиоцене*. Формирование глубоководных коралловых холмов может быть обусловлено установлением связей средиземноморского и восточно-северо-атлантического бассейнов, которые обусловили формирование кораллов, подобно холодноводным кораллам северо-восточной Атлантики в манере, подобной коралловым банкам, установленным на норвежском шельфе (Henriet et al., 1998).

Гипотеза сипажа была впервые предложена Ховландом и др. (Hovland et al. 1994), которые связывали распределение коралловых холмов с областями, показывающими присутствие в воде растворенных в ней углеводов. Углеводородный сипаж может оказаться предпочтительнее для глубоководных кораллов в связи с накоплением неорганического углерода для скелетной аккреции и субмариной литификации. Дополнительным свидетельством этого предположения является то, что холмы банки Поркьюпайн линейно расположены вдоль таких структур как разломы (Hovland et al., 1994). Однако Бейли (Bailey et al. 2003), изучавший Магеллановы холмы по сейсмическим данным, не нашел корреляции между размещением холмов и тектоникой. Только научное бурение ядерных частей холмов может разрешить вопрос о формировании и развитии этих необычных структур.

Экспедиция 307 программы IODP планировалась для обнаружения данных, которые могли бы способствовать пониманию образования и эволюции глубоководных карбонатных холмов банки Поркьюпайн. Считалось при этом, что процессы осадконакопления и палеоклиматическая история записаны в литостратиграфических, биостратиграфических, магнитостратиграфических и физических показателях. Холмы также могут являться биологическими сооружениями с флюидами, обогащенными углеводородами и, следовательно, свидетельствами присутствия уникальных обитателей глубинной биосферы и диагенетических процессов в холмах. Считается также, что холмы Поркьюпайн являются современными аналогами фанерозойских рифовых холмов или же они являются аналогами четвертичных холмов бриоза, обнаруженных в Большом Барьерном рифе Австралии. Карбонатные породы, содержащие коралловые скелеты, обычно интерпретируются как образованные в тепловодных и мелководных условиях, однако присутствие глубоководных коралловых холмов не позволяет трактовать их образование упрощенно.

Холмы Hovland. Первые холмы были обнаружены по разведочным данным на северном склоне бассейна Поркьюпайн (Hovland et al., 1994) в виде отдельных холмов и удлиненных кластеров отдельных холмов высотой до 250 м (Henriet et al., 1998; De Mol et al., 2002). С севера и запада холмы Hovland обрамлены линейно вытянутой провинцией холмов Magellan с очень высокой плотностью холмов среднего размера (1 холм/кв. км и средней высотой 60–80 м). Сейсмические данные с высоким разрешением (Henriet et al., 2001) в комбинации с 3-D поисковой сейсмикой (Huvenne et al., 2003) выявили существование трещин (нарушений), подстилающих кластер холмов.

На восточной окраине бассейна Поркьюпайн располагается цепочка длиной 45 км крупных холмов *Belgica* – башен с интенсивно эродированной поверхностью. Холмы покрыты тонко стратифицированными сейсмическими фациями (пачка P2) (De Mol et al., 2002; Van Rooij et al., 2003). Де Моль и др. (2002) интерпретировали эти сейсмические фации как нанофосильные илы плиоценового возраста, которые являются аналогами сейсмических фаций рейса 980 программы ODP, обнаруженными в юго-восточной части трога Роколл (Jansen, Raimo, Blum, et al., 1996). Холмы провинции *Belgica* представлены 66 коническими холмами (единичными или образующими кластеры), расположенными на глубине от 550 до 1025 м. Холмы включены в систему контуритов (Van Rooij et al., 2003). Средние склоны холмов 10° - 15° ; наиболее крупные холмы имеют высоту ≈ 170 м.

Банка Поркьюпайн имеет форму треугольника, открывающегося в сторону абиссальной равнины Поркьюпайн на глубине 2000 м через узкий проход шириной 59 км в юго-западном окончании банки между ее южной и западной частями и террасированным Гобан Спур. Банка Поркьюпайн постепенно расширяется на глубине 500 м к востоку Ирландского континентального шельфа и к северу от хребта *Slyne* и является поверхностным выражением нижележащего глубокого осадочного бассейна Поркьюпайн (Рис. 41). Бассейн Поркьюпайн является разрушенным рифтом Северо-Атлантического протоокеана, заполненным мощной (до 10 км) серией мезозойских и кайнозойских отложений (Shannon, 1991).

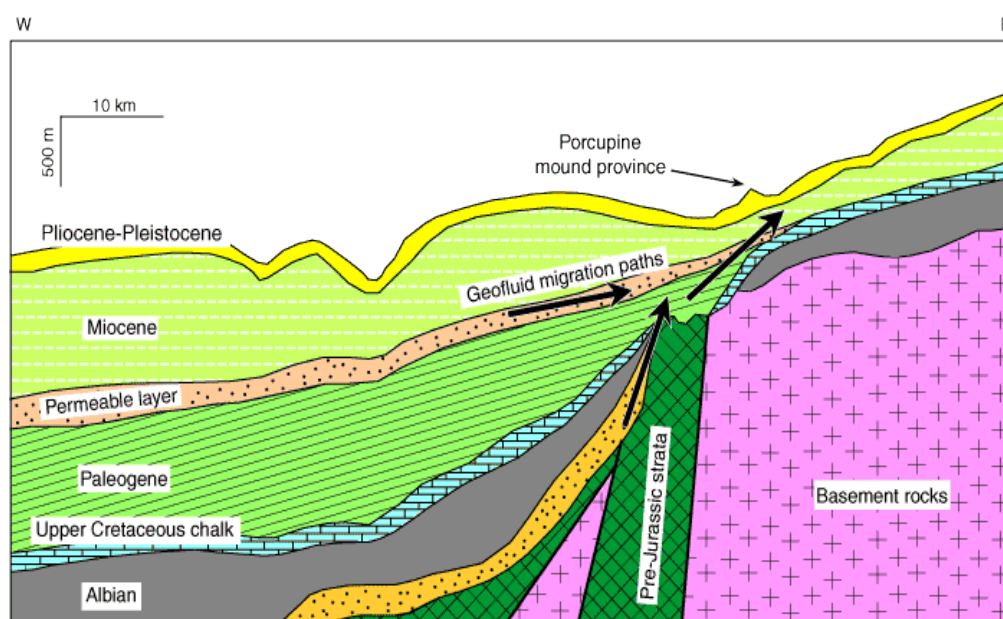


Рис. 41. Геологическая интерпретация стратиграфии бассейна Поркьюпайн (провинция *Belgica* (Naeth et al., 2005). Стрелки показывают путь газов, богатых углеводородами.

Эволюция бассейна может быть смоделирована в три фазы: палеозойская синрифтовая фаза; эпизод юрского рифтинга и позднемеловой – голоценовый термальный период проседания. Основание бассейна Поркьюпайн сложено докембрием и нижнепалеозойскими метаморфическими породами, формирующими консолидированную кору мощностью ≈ 30 км (Johnston et al., 2001). Дорифтовые отложения представлены девонскими кластическими осадками, перекрываемыми карбонатными и обломочными породами нижнего карбона. Верхнекаменноугольные отложения, сформированные в условиях мелководноморских и дельтовых, представлены вестфальскими углесодержащими

песчаниками и сланцами и красноцветными песчаниками степания (Shannon, 1991; Moore and Shannon, 1995). Наиболее древние отложения мезозоя – раннерифтовой долины – континентальные мощностью > 2 км. В перми преобладали флювиальные и лакустриновые, неморские смешанные кластические отложения и эвапориты. Триасовые отложения представлены неморскими и морскими фациями (Ziegler, 1982; Shannon, 1991). Нижнеюрские отложения не обнаружены в большей части бассейна и только в отдельных местах представлены известняками и богатыми органикой сланцами и песчаниками.

Средне киммерийская рифтинговая фаза фиксируется увеличением интенсивности тектонических событий в рифтовых системах Арктики, Атлантики и Тетиса. Эти события сопровождаются возобновлением эвстатического понижения уровня океана, способствующего эрозии большей части триасовых и юрских отложений (Ziegler, 1982). Среднеюрские флювиальные аргиллиты и подчиненные песчаники могут залегать несогласно выше более ранних осадочных слоев и, следовательно, могут быть продуктами главного рифтингового эпизода. В течение поздней юры дифференцированное проседание обусловило переход от континентальных к мелководноморским условиям осадконакопления в бассейне Поркьюпайн.

В начале мела общая структура бассейна Поркьюпайн может быть сопоставлена со структурой рифта (Moore and Shannon, 1991). Главный рифтовый импульс в течение раннего мела связан с позднекиммерийской тектоникой, сопровождающейся значительным эвстатическим падением уровня моря и увеличением регионального несогласия (Ziegler, 1982; Moore and Shannon, 1995). Несогласие маркирует основание мела там, где морские слои перекрывают юрские отложения (Shannon, 1991). В дальнейшем в позднем мелу происходит сравнительное повышение уровня моря, формирование прибрежных песчаных баров и последующее направленное к северу перекрытие шельфа и континентального склона карбонатными отложениями (мел) в пределах юго-западной и юго-восточной окраин бассейна. Мур и Шеннон (Moore, Shannon, 1995) отмечают присутствие биогермных рифовых построек. Переход от позднемеловых к раннеплиоценовым отложениям фиксируется сменой карбонатных пород-обломочными (Shannon, 1991). Большая часть палеогеновых пострифтовых отложений представлена песчаниками и сланцами. В палеоцене, среднем и конце позднего эоцена преобладают глинистые, иногда грубообломочные отложения (McDonnell and Shannon, 2001). Палеоцен-эоцен подразделяется на пять пачек, характеризующихся распространением к югу комплекса дельтовых отложений, перекрываемых морскими трансгрессивными отложениями (Naylor and Shannon, 1982; Moore and Shannon, 1995). В течение палеогена и неогена пассивное поднятие норвежского, британского и ирландского континентальных массивов определило во многом современное очертание атлантических окраин. Образование этих поднятий остается неясным. После олигоцена и неогена седиментация характеризуется транспортировкой вдоль склона и процессами переотложения контуритовых глин и гемипелагических глубоководных морских осадков, режим накопления которых обусловлен сочетанием различного по интенсивности проседания бассейнов, палеоклиматическими изменениями и изменениями уровня моря. Наиболее молодое несогласие, картируемое в бассейне Поркьюпайн в раннем плиоцене в пределах банки Роколл, может связываться с зарождением современных коралловых холмов (McDonnell and Shannon, 2001; De Mol et al., 2002; Van Rooij et al., 2003).

Современная седиментация – преимущественно пелагическая и гемипелагическая. В ряде мест присутствуют (возможно, переотложенные) фораминиферовые пески, обнаруженные в верхней части склона восточной континентальной окраины. Главные области сноса – ирландский и кельтский шельфы; снос через банку Поркьюпайн – ограничен (Rice et al., 1991). Наоборот, склоны кельтской и армориканской окраин характеризуются многочисленными каньонами и глубоководными фанами широтной ориентации. Каналы Голлум размещены у юго-восточной окраины банки (Kenyon et al., 1978; Tudhope and Scoffin, 1995) и направлены прямо в абиссальную равнину Поркьюпайн. Райс и др. (Rice et al., 1991) считают, что сегодня каналы не активны.

Современные очень высокоразрешающие сейсмические исследования (*Belgica*) идентифицируют три сейсмических пачки (P1–P3) и показывают интригующую картину распределения возможных осадочных фаций, облекающих и подстилающих холмы.

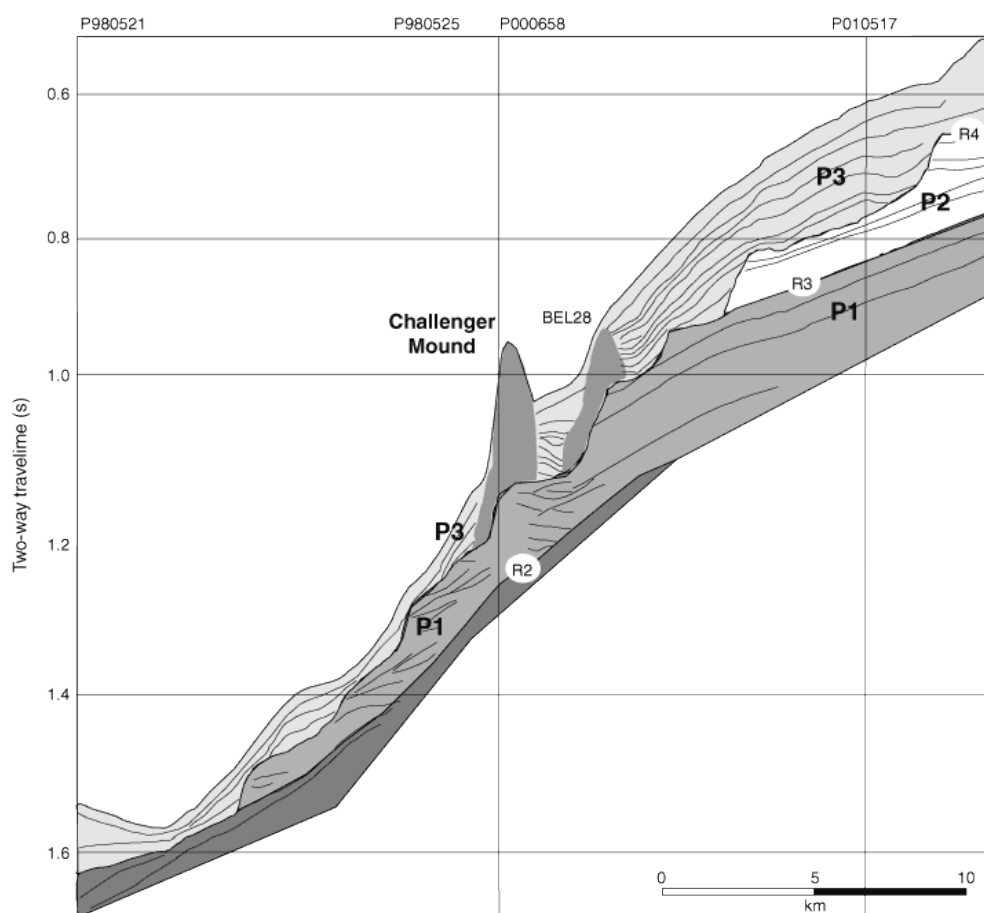


Рис. 42. Интерпретация высокоразрешающих сейсмических профилей склона и холма Челленджер (De Mol et al., 2002).

Сейсмическое изображение позволяет считать, что холм Челленджер располагается на резкой границе склона выше пачки P1 с отчетливой эрозионной границей.

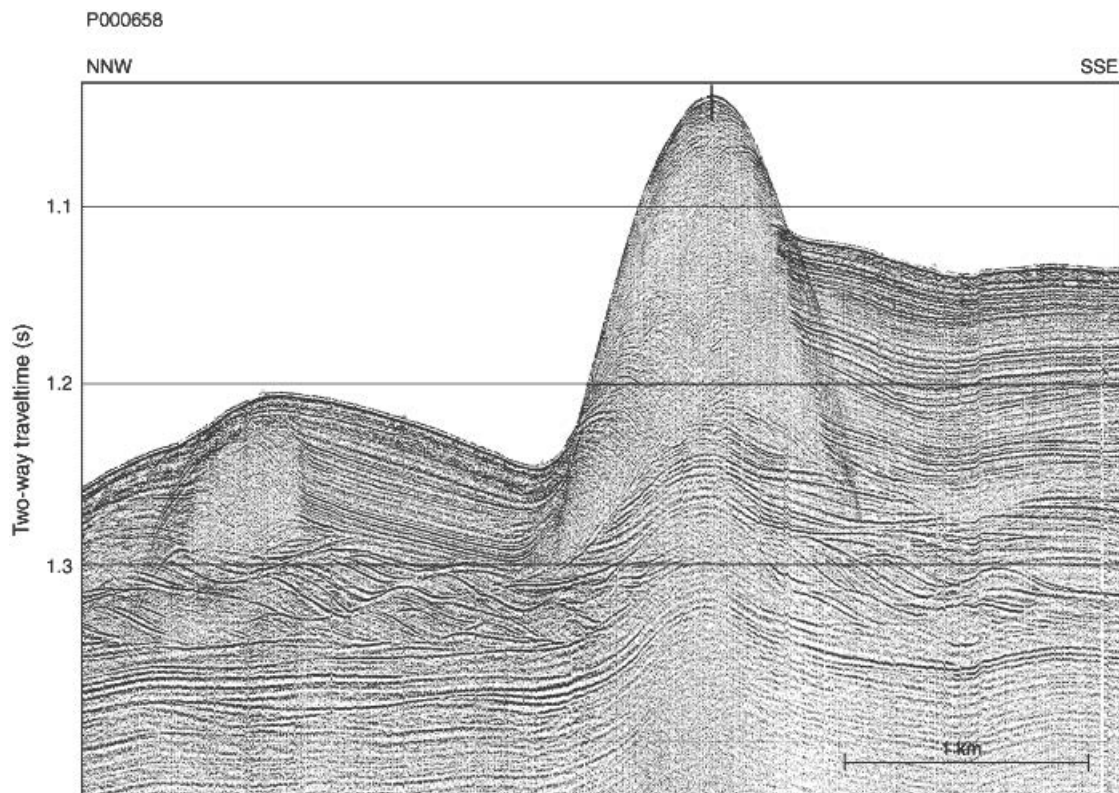


Рис. 43. Сейсмический профиль холма Челленджер вдоль трансекта север-северо-запад – юг-юго-восток. Отметить сигмоидальные очертания обоих склонов холма (De Mol et al., 2002).

Интерпретация сейсмических данных, тестированная в рейсе 307, указывает на начало процессов литификации ядра холма (Henriet et al., 2002). Наиболее верхняя пачка (P3) в скв. U1318 представлена поздненеогеновыми отложениями и перекрывает сейсмическую пачку неизвестной литологии (P2), которая подстилает южную часть холмов провинции Belgica и исчезает по мере приближения к холму Челленджер (скв. U1316 и U1317). Наиболее верхняя поверхность пачки P2, скорее всего, является эрозионной поверхностью (De Mol et al., 2002). Ниже этой эрозионной поверхности сейсмическая пачка P1 содержит серию параллельных высокоамплитудных рефлекторов, падающих по направлению к бассейну Поркьюпайн.

Рейс 307. Скв. U1316. Глубина 965 м, расположена в отложениях основания склона, в 750 м юго-западнее холма Челленджер.

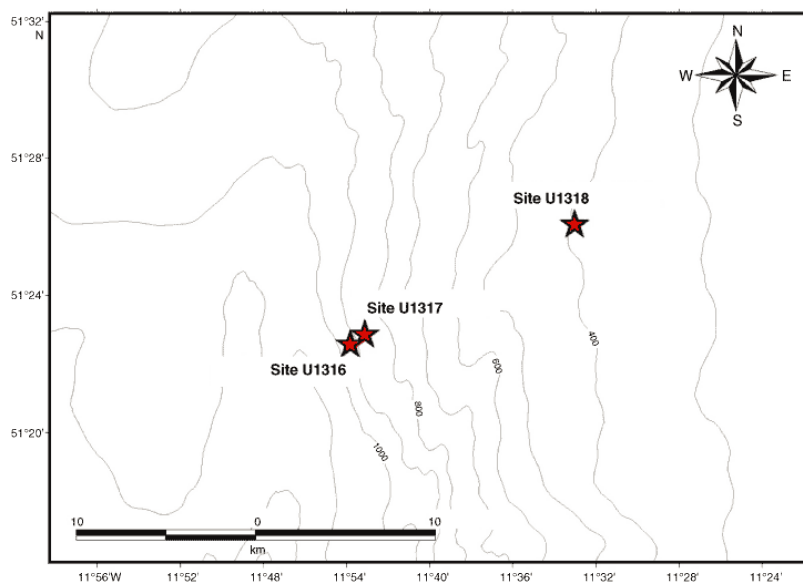


Рис. 44. Размещение скважин в пределах банки Поркьюпайн. Рейс 307.

Отложения, вскрытые скв. U1316, содержат осадочные серии пост-, син- и дохолмовой фаз роста, коррелирующиеся с литологическими пачками 1-3, соответственно. Наиболее верхняя пачка 1 имеет мощность 52-58 м и сложена, главным образом, серовато-коричневой глиной и делится на две субпачки. Субпачка 1А сложена преобладающе глинами, в то время как в субпачке 1В появляются прослойки песка мощностью $\approx 0,7-1,0$ м. Дропстоуны наблюдаются в различных интервалах пачки 1. Основание пачки 1 обозначено эрозионным несогласием, выше которого залегают слоистые мелко- и очень мелкозернистые пески мощностью ≈ 1 м и 70 см. Кораллосодержащие фации мощностью 10-13 м подстилают эту границу и составляют пачку 2. Кораллы в базальном слое пачки представлены обломочной фацией (floatstone facies), они могли погружаться в процессе их роста. Для наиболее верхних частей кораллового горизонта в качестве потоков, транспортирующих обломки кораллов, рассматриваются: (1) высокая фрагментация кораллов может связываться с нижним коралловым горизонтом (2) мелкозернистым матриком связующей породы. Возраст пачки 2 – плейстоцен, что коррелируется с возрастом кораллового холма в скв. U1317. Пачка 2 залегает на пачке 3 с отчетливо выраженным несогласием. Пачка 3 имеет мощность 92 м (Hole U1316C) и представлена неоднородным темно-зеленым глауконитовым аргиллитом известковистым в нижней части с доломитовыми выделениями на глубине 72 м. Биостратиграфические данные о возрасте пачки 1 – *середина-поздний плейстоцен* по присутствию *Emiliana huxleyi* (0,26 млн. лет – совр.). Возраст пачки 2 – *плейстоцен* (0,46–1,95 млн. лет) по появлению *Discoaster triradiatus*, *Pseudoemiliana lacunosa*. Значительный перерыв, включая миоцен, был установлен выше пачки 3. Возраст верхней части этой пачки – *миоцен – ранний плиоцен*, установлен по нанофоссилиям и фораминиферам.

Рейс 307. Скв. U1317. Расположена на северо-западном плече холма Челленджер. Глубина 781–815 м. Осадки скв. U1317 могут быть разделены на две литостратиграфические пачки: плейстоценовую коралловую (пачка 1) и неогеновую аргиллитовую (пачка 2). Пачка 1 содержит обломочные коралловые породы (floatstone, rudstone, wackestone, packstone) и повторяет циклические изменения окраски от светло-серой до темно-зеленой. Карбонатные осадки более светлые с литификационными структурами. Кораллы определяются как *L. pertusa*. Мощность пачки возрастает к середине холма.

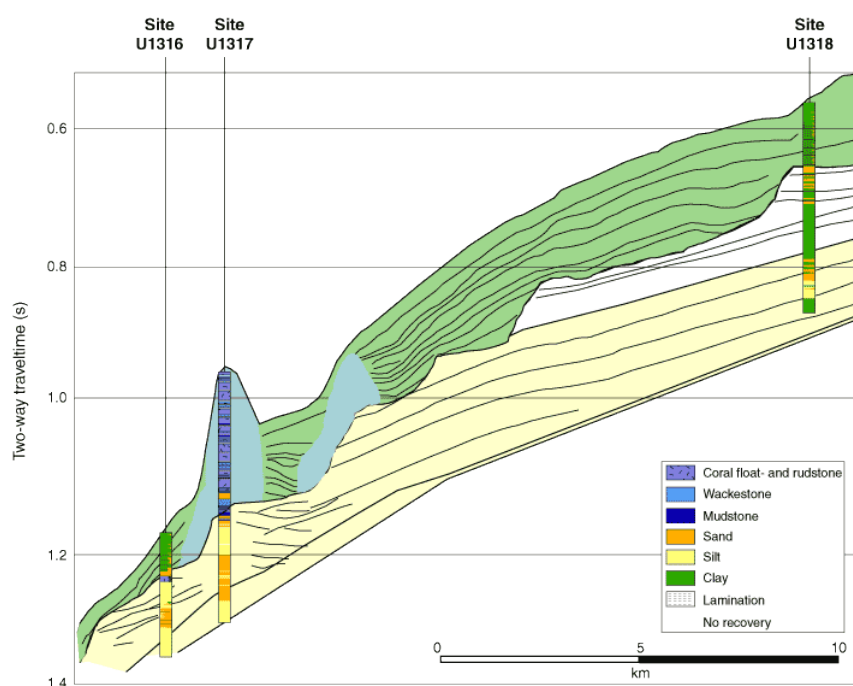


Рис. 45. Литостратиграфия трех скважин, спроецированных на сейсмический профиль холма Челленджер вдоль трансекта – север – северо – запад – юг – юго – восток. Рейс 307.

Мощность осадков – 130 м в скв. U1317A и 155 м в скв. U1317E, наиболее близкой к вершине холма. Горизонтальное расстояние между скважинами <100 м. Коралловый холм пачки 1 лежит на резкой эрозионной границе между пачками 2 и 3 скв. U1316.

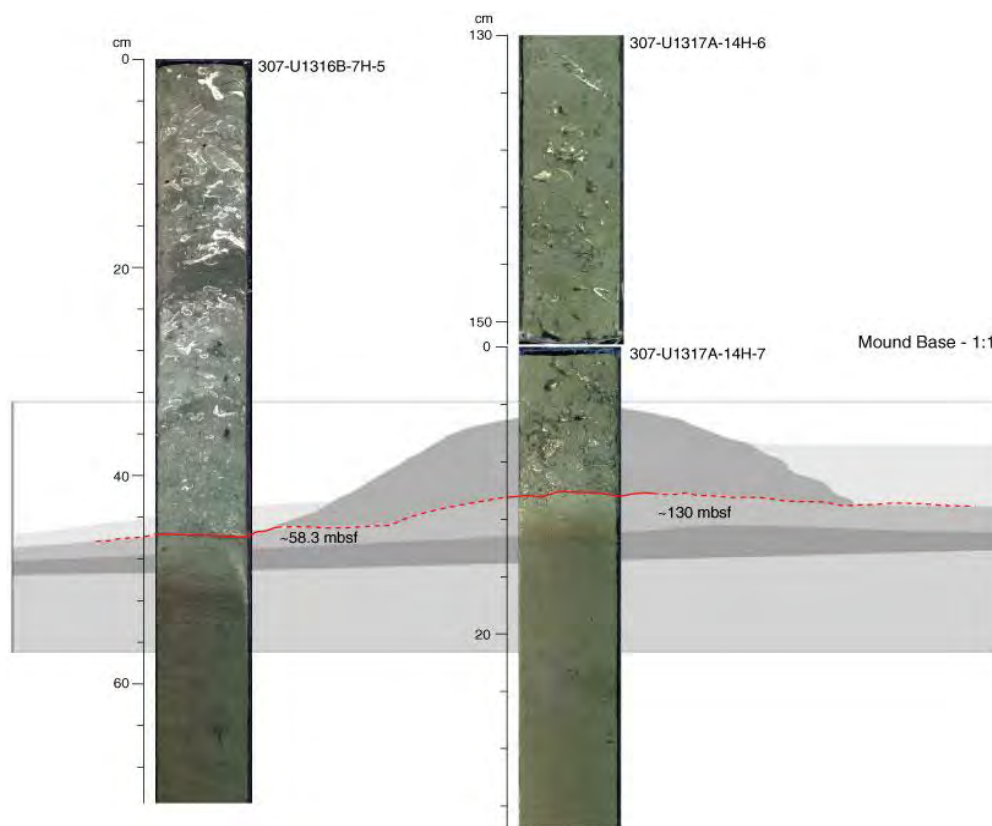


Рис. 46. Сопоставление основания холма скв. U1316 и U1317. Рейс 307.

Породы основания холма, в верхней части пачки 2, окрашены в более светлые тона, появление которых, возможно, обусловлено выветриванием. Не обнаружено признаков литификации в основании холма. Пачка 2, мощность 124 м (скв. U1317D), содержит глауконит и частично песчаные аргиллиты, в которых вниз по разрезу увеличивается количество карбонатного материала. Эта пачка коррелируется с пачкой 3 скв. U1316. Раннеплиоценовый возраст установлен для верхней части пачки 1 (0–73,0 м в скв. U1316A) в интервале 0,46 и 1,59 млн. лет. Позднеплиоценовый возраст субпачки 1B – 0–0,65 млн. лет. Возраст пачки 2 – от раннего плиоцена до миоцена. Продолжительность перерыва между пачками 1 и 2 составляет более чем 1,65 млн. лет.

Рейс 307. Скв. U1318. Глубина 423 м, размещена на восточном склоне банки Поркьюпайн на юго-западной континентальной окраине Ирландии. Осадки скв. U1318 разделены на три литостратиграфических пачки на основании окраски осадков, наличия эрозионных поверхностей и по данным биостратиграфии. Наиболее верхняя пачка 1 имеет мощность 78,9–82,0 м и представлена серовато-коричневыми глинами. Пачка 1 разделена на три субпачки (1A, 1B, и 1C) на основании распространения биотурбированных текстур. Дропстоуны обычны в пачке 1A. Через отчетливо различимый эрозионный горизонт мощностью 4–6 м пачка 1 отделяется от нижележащей пачки 2. Пачка 2 сложена оливково-серыми средне-мелкозернистыми песками, чередующимися с темно-желто-коричневыми глинами. Пески градиционно слоисты с резкими нижней и верхней границами слоев. Дропстоуны размером до 3 см обнаружены и в песках, и в глинах. В основании пачки 2 залегает

конгломерат мощностью 5–10 см с нормальной слоистостью и черными апатитовыми нодулями. Конгломерат интерпретируется как несогласие с нижележащей пачкой 3. Верхняя часть пачки 3 обозначена устричным слоем мощностью 10–20 см; устрицы обычны в верхних 20 м пачки 3. Пачка 3 имеет мощность 155 м (скв. U1318B), в основном, представлена аргиллитами и разделена на три субпачки. Субпачка 3А – преобладающе темноокрашенные песчаники. Субпачка 3В содержит редкие песчаные слои. Граница между субпачками 3В и 3С обозначена четкой эрозионной поверхностью, ниже которой распространены известковистые отложения. Возраст пачки 1 моложе 0,26 млн. лет; возраст пачки 2 – ранний плейстоцен (0,96–1,22 Ма). Интервал перерыва между пачками 1 и 2 занимает 0,7 млн. лет. Возраст пачки 3 изменяется от плиоцена до миоцена и данные по микрофоссилиям фиксируют отчетливый перерыв между пачками 2 и 3. Холм Челленджер, в частности, вероятный аналог кайнозойских холмов бриоза Большого Австралийского рифа, в отличие от которого в холмах банки Поркьюпайн присутствуют силикокластические отложения. Дополнительная характеристика присутствия латеральных неоднородностей в составе и строении коры пассивных окраин может быть проиллюстрирована описанием разреза коры того же района Гобар Спун, который получен бурением по программе DSDP.

Рейс 152. Восточно-Гренландская окраина, 1994. Larsen, H.C., Saunders, A.D., Clift, P.D., et al., 1994. Proc. ODP, Init. Repts, 152: College Station, TX (Ocean Drilling Program) //doi:10.2973/odp.proc.ir.152.1994.

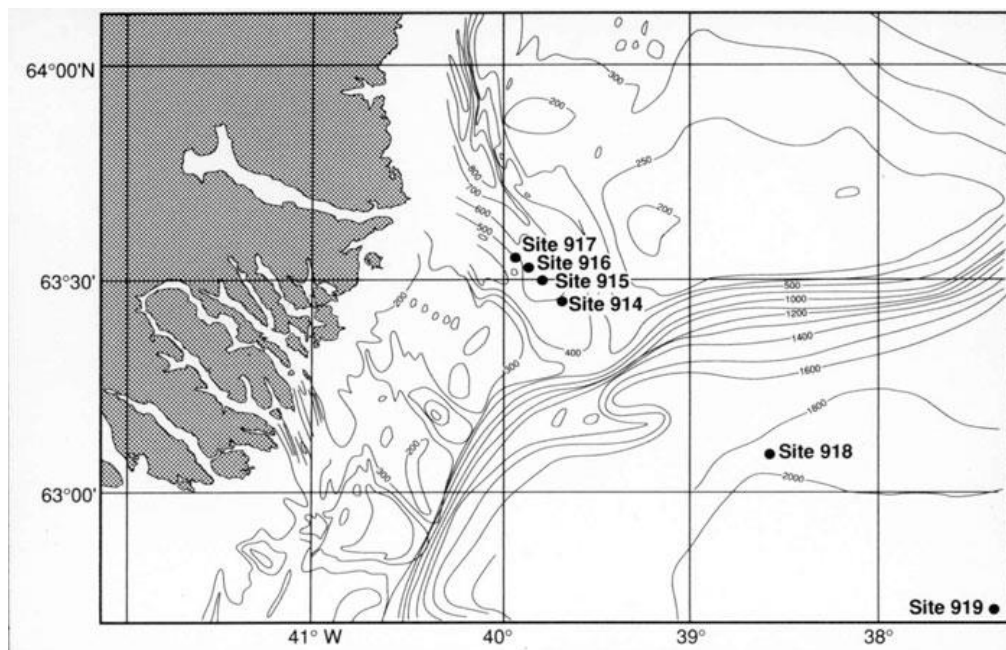


Рис. 47. Карта размещения скважин рейса 152.

Рейс 152. Скв. 914-919. Внешняя часть Восточно-Гренландского шельфа. Линейный ряд скважин: от 914 – наиболее близкой к континенту – до 919 – наиболее удаленной от континента.

Рейс 152. Скв. 914-917 пробурены в коротком трансекте – 6 км – в середине Восточно-Гренландского шельфа примерно в 25 км от его края на глубине 533м.

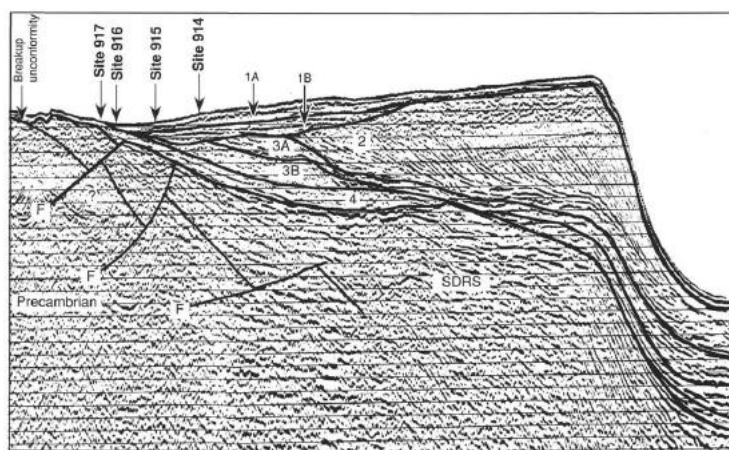


Рис. 48. Сейсмический профиль района заложения скв. 914-917. Рейс 152.

Вскрыты осадки *от голоцена до эоцена* и базальтовое основание в скв. 915 и 917. В скв. 916 вскрыты базальтовые конгломераты, непосредственно залегающие на базальтовом основании. Разрез разделен на две пачки: верхнюю – *квартер* – гляциогенных отложений и нижнюю – *нижний олигоцен* – *верхний эоцен* – смесь вулканокластических и кремнекластических отложений, представленных силикатными песками и илами с прослоями кремнистых песков.

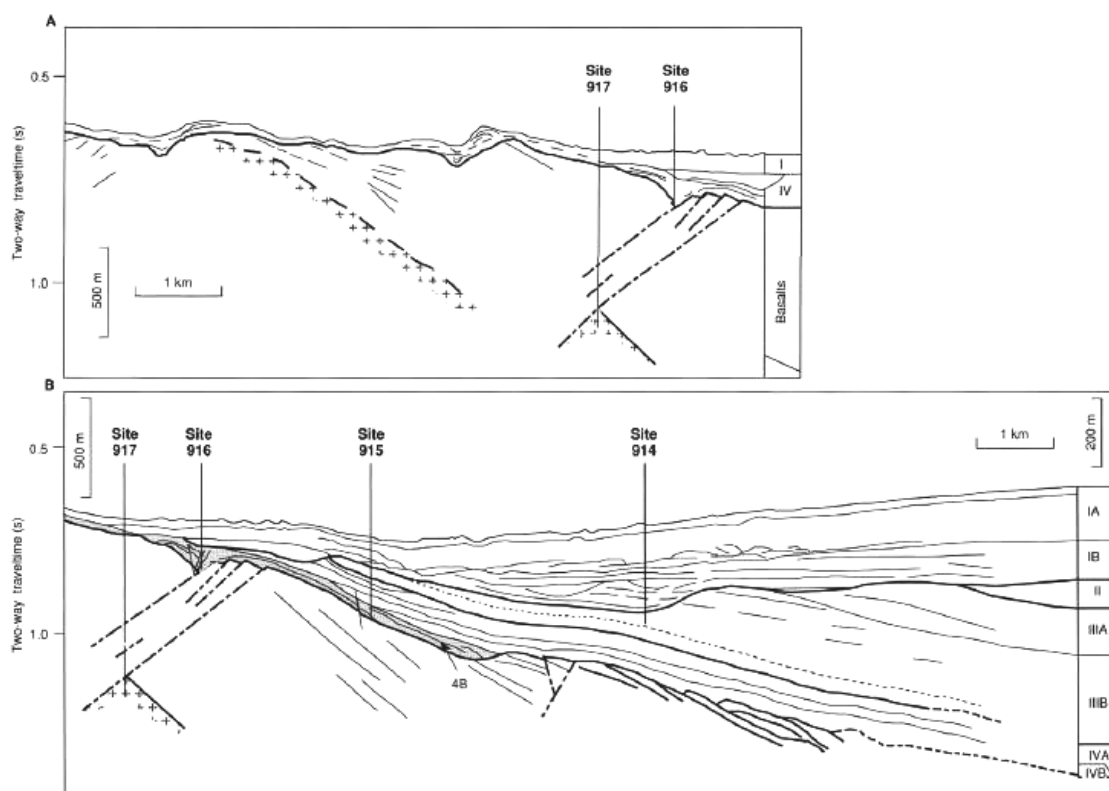


Рис. 49. Геологический разрез профиля скв. 914-917. Рейс 152.

Литологические пачки.

Пачка 1, *квартер*, ледниковые отложения разделены на три субпачки.

1А – гляциомаринный гравий (4-8 м) и диамиктиты, обезвоженные, возможно, в результате нагрузки мощного ледникового покрова, обломки в диамиктитах ориентированы в процессе перемещения ледника; обломки в диамиктитах – докембрийские кристаллические породы, мало базальтов.

Пачка 2, *нижний олигоцен – средний эоцен*; мощность от 60 м (скв.914) до 13,2 м (скв.917) – песчанистый ил с различным количеством глин, известковистых песчаников и конгломератов, представляющих в различных скважинах единую пачку базальной трансгрессивной толщи. Древнейшие осадки пачки 2 – черный пиритизированный ил с многочисленными обломками древесины, листьев. Предполагается, что подъем уровня воды и быстрое погружение происходили в *середине эоцена*. В этих условиях формируются вулканокластические осадки с обломками базальтов, пироксена, рудных минералов, филлипсита и вулканического стекла, которые здесь преобладают над континентальными кварцем и амфиболом. Вверх по разрезу количество вулканокластических компонентов уменьшается – свидетельство повышенной эрозии базальтового основания в *середине эоцена и в раннем олигоцене*.

Субпачка 2В – полосчатый, красно-коричневый ил, обогащенный красными и полупрозрачными частичками гидроокислов железа и сильно выветрелыми вулканическими породами – интенсивно выветрелыми, даже латеритизированными. Вслед за эрозией континентального основания происходила эрозия базальтового основания.

Пачка 3 – вулканокластические осадки, непосредственно залегающие на базальтовом основании; возраст неизвестен, возможно, верхняя часть середины эоцена (до 5 м). Литологический состав: полимиктовая вулканическая брекчия, вулканический ил, песок и красная глина. Конгломераты чередуются с песчаниками, состав обломочного материала существенно базальтовый с подчиненным количеством долеритов, габбро, песчаников в известковистом песчаном цементе. Полимиктовая вулканическая брекчия сложена базальтовыми обломками в цементе красноватого песчаника, ила и глины и рассматривается как кора выветривания (paleosol). Фации пород пачки 3 присутствуют и в пачке 4.

Пачка 4 – вулканокластические осадки, чередующиеся с базальтами; *наиболее поздний палеоцен – наиболее ранний эоцен*. Вскрыта только в скв. 917. Пачка сложена тонкими вулканокластическими интервалами, которые чередуются с более мощными горизонтами базальтовых лав. Осадки содержат красно-коричневые конгломераты, брекчии, песчаники, аргиллиты и туфы. Отсутствие морских фоссилий, присутствие растительных фрагментов и красных кор выветривания (не переотложенных) четко доказывает, что пачки базальтовых лав формировались в не морских, субаэральных условиях.

В целом, в пачках 3-4 выделено три типа осадков: 1) полимиктовые отложения потоков; 2) аллювиальные отложения и 3) палеопочвы (коры выветривания), располагающиеся в основании осадочных прослоев; степень изменения устанавливается по цвету и минеральному составу. Аллювиальные осадки идентифицируются по фрагментам древесины и характеру слоистости. Палеопочвы определяются по реликтам первичного материала (базальты или обломочные отложения) и изменениям до минералов глин.

Досреднеэоценовые латеритные коры выветривания обнаружены в скв. 336 Исландско-Фарерского порога, что указывает на тропический-субтропический климат в это время. Отсутствие каолина в олигоценовых осадках скв. 914 предполагает изменение климата в этой области в период от палеоцена к раннему олигоцену.

Рейс 152. Скв. 915. Глубина 752,7 м. Керн 32,84 м. Древнейшие осадочные породы – вулканическая глина, гравий – *эоцен*. Основание – базальт. Восточно-Гренландский шельф, около 58 км от берега.

Пачка 1 – гляциомаринный ил и песок с дропстоунами.

Субпачка 1А – 0-2,2 м, *плейстоцен-голоцен*, гляциомаринные ил и песок.

Субпачка 1В – 2,284,8 м, диамиктиты с гнейсами, метаосадками, гранитными гальками и валунами.

Пачка 2, *верхи среднего эоцена – верхний эоцен*, вулканокластические глинистые песчаники и песчанистые глины, чередующиеся с известковистыми аргиллитами.

Субпачка 2А – черные и темно-серые глинистые песчаники с вулканокластическим материалом. редкие обломки (материал) докембрийских пород и фрагменты растительности.

Пачка 2 – мелководные условия осадконакопления.

Пачка 3 – 187-189,3 м – гетеролитические конгломераты с гравийно-песчаным материалом. В составе обломков в конгломератах преобладают базальты; перекрывают красные выветрелые базальты (сапролит). Эта пачка откладывалась в субэвральных условиях (возможно, в аллювиальной дельте).

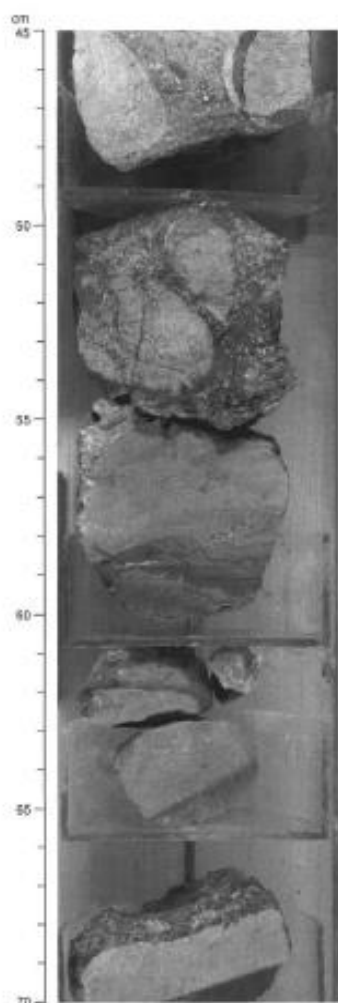


Рис. 50. Хорошо округлые гальки базальта в красном песчанике. Пачка 3. Скв. 915.

Изверженное основание – 189,3 – 209,4 м – две базальтовые пачки: верхняя – 1,05 м – высоко окисленных базальтов и 4 м слабее измененных нижележащих базальтов. Два потока разделены галечным горизонтом. Бентические фораминиферы пачки 2А свидетельствуют о глубине менее 250 м.

Принципиальный результат по скв. 915:

1. Обнаружено базальтовое основание ниже осадков верхов среднего эоцена;
2. Базальты изменчиво выветрелы, возможно, в субэвральных условиях и перекрыты осадками (пачка 3) – аллювиальными по происхождению;
3. Предполагаемый возраст базальтов (*ранний эоцен*) значительно древнее перекрывающих их отложений.

Рейс 152. Скв. 916. Глубина 516 м. Древнейшие пробуренные осадки – вулканокластическая брекчия – *ранний-средний миоцен*.

Скважина расположена на континентальном шельфе примерно в 50 км от берега.

В разрезе скважины выделены три пачки: верхняя пачка 1 – гляциогенные отложения *квартера*; пачка 2 – нижнетретичные – *олигоцен-эоцен*, вулканокластические отложения и пачка 3 – вулканическая брекчия, *ранний-средний эоцен*.

Пачка 1 – 0-78,6 м, *квартер*, гляциомаринные осадки и диамиктиты. Пачка 2 – 78,6-97 м, *ранний-средний эоцен*, вулканокластический песчанистый ил, чередующийся с илистым песком. Обнаружены хорошо сохранившиеся обломки дерева и корневищ. Отсутствие морской фауны и присутствие многочисленных древесных обломков указывает на отложение осадков в условиях дельты.

Пачка 3 – 97-102 м – вулканическая брекчия местного образования – лахар или вулканический грязевой поток, обломки хорошо сохранившихся растений.

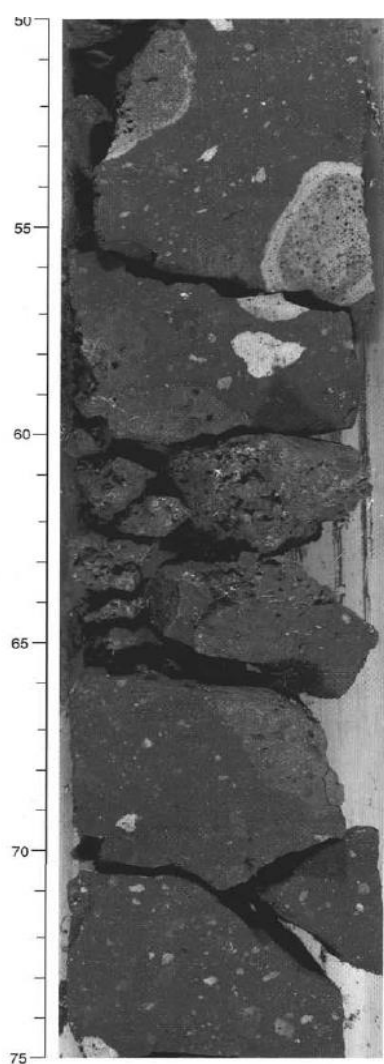


Рис. 51. Вулканокластическая брекчия пачки 3. Матрикс – пыльно-красный. Обломки различного цвета. Отметить красные каймы изменения вокруг обломка. Сква. 916.

Принципиальные находки в скв. 916:

- 1 – базальтовое основание вскрыто ниже 107 м;
- 2 – базальтовые потоки лавы подверглись выветриванию в субаэральной обстановке;
- 3 – основание перекрывается вулканокластическими осадками, формировавшимися в окраинно-морских или дельтовых условиях.

Считается, что в процессе формирования завершающих стадий извержения синрифтовых базальтов Восточно-Гренландской окраины обломочные потоки и пирокластические образования, а также верхние части лавовых потоков были подвержены субаэральному выветриванию. Каолинит и гетит многочисленны в верхних частях лавовых потоков в верхних частях профиля выветривания и их количество уменьшается вниз по разрезу этих потоков, где они замещаются смектит-гематит-опаловой ассоциацией. Хорошее сохранение первичных структур, текстур и стратификации указывает на то, что только основание палеопочв (paleosol) сохранилось в скважинах, вскрывших коры выветривания. Верхняя часть кор выветривания была эродирована в процессе их погружения под уровень моря. Многочисленный гипс в морских осадках, перекрывающих палеопочвы кор выветривания в середине миоцена, возможно, происходит из высоко выветрелых палеопочв, формировавшихся в субтропических или тропических условиях.

Вулканические породы, вскрытые скважинами рейса 152, варьируют в широких пределах от пикрита до дацита. Наиболее ранние вулканические породы вскрыты в скв. 917 (нижняя и средняя серии) и интенсивно контаминированы веществом континентальной коры, но степень контаминации быстро уменьшается в породах верхней серии. Базальты, располагающиеся на наибольшем удалении от береговой линии (скв. 918), также демонстрируют контаминацию исходных расплавов веществом континентальной коры. Рассматриваются два контаминанта: нижнекоровые базитовые гранулиты с нерадиоженным неодимом, стронцием и свинцом и гнейсы амфиболитовой фации с нерадиоженным неодимом и высокордиоженными стронцием и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Гранулитами контаминированы базальты нижней серии в скв. 917. Более поздние базальты средней и верхней серий подверглись контаминации веществом гнейсов амфиболитовой фации на верхних уровнях континентальной коры. Природа и степень контаминации базальтов Восточно-Гренландской окраины подобны Гебридской третичной провинции.

Рейс 49. Северная Атлантика (хребты Рейкьянес и Северо-Атлантический), 1976. Luyendyk, B.P., Cann, J.R., et al., 1978. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 49: Washington (U.S. Government Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.49.1979.

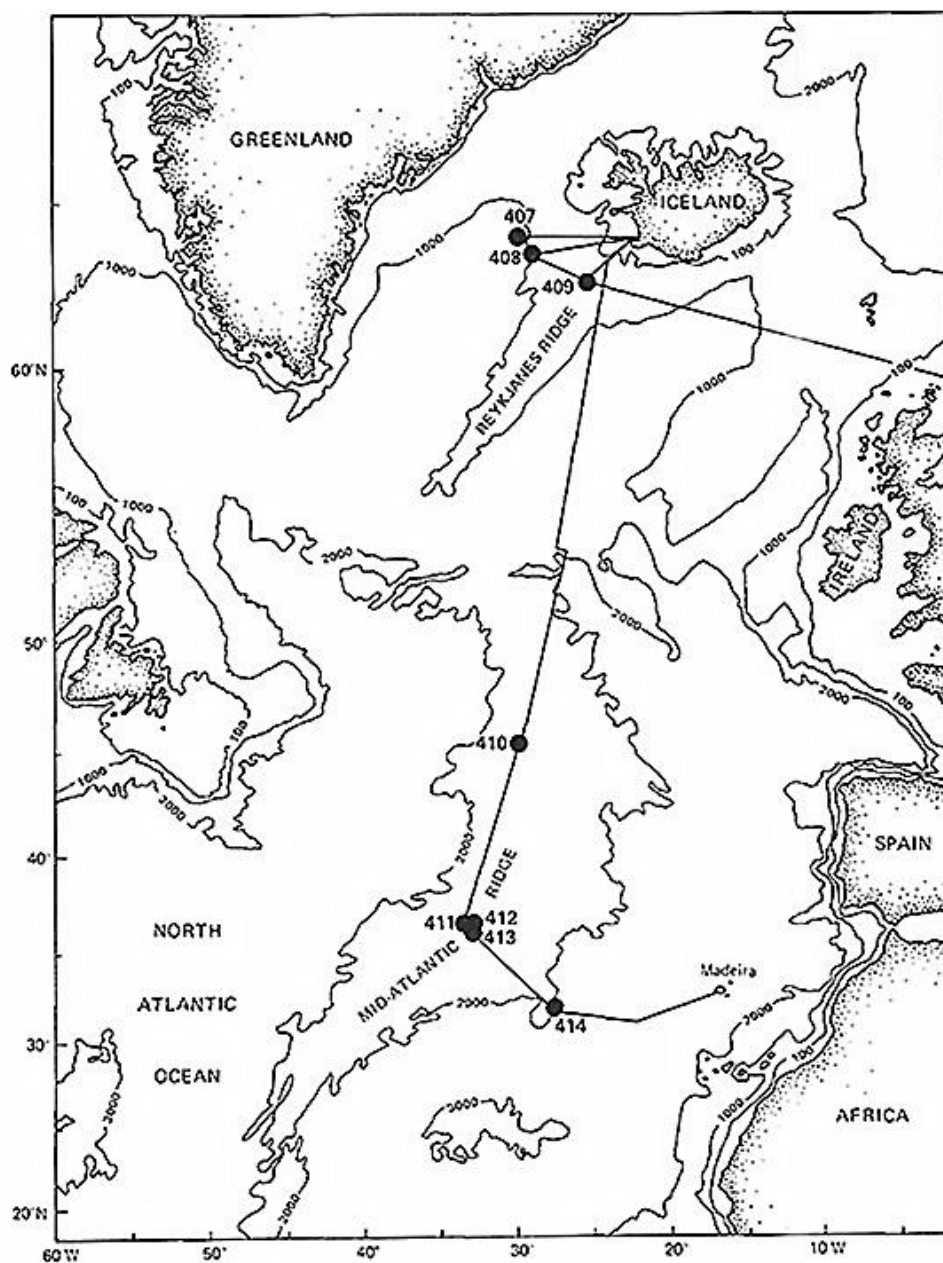


Рис. 52. Расположение скважин рейса 49.

Рейс 49. Скв. 407. Западный фланг хр. Рейкьянес, северная часть. Глубина – 2472 м; проходка – 458,5 м; керн – 183,5 м.

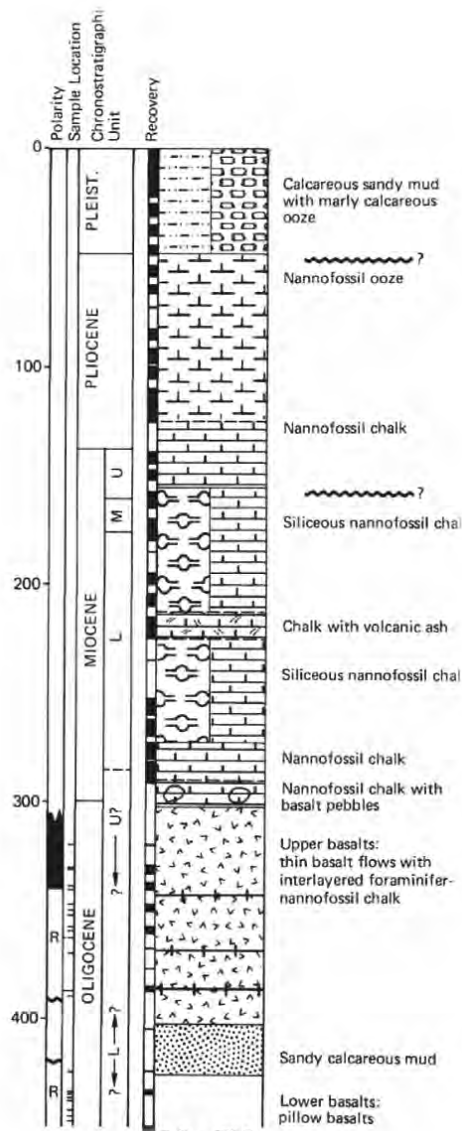


Рис. 53. Разрез скв.407. Рейс 49.

Глубина 2482 м. Керн 183.3 м. Древнейшие осадочные породы – *олигоцен* – обломочно-гравийный известковистый мел с обломками базальтов. Скважина расположена на западном фланге хребта Рейкьянес.

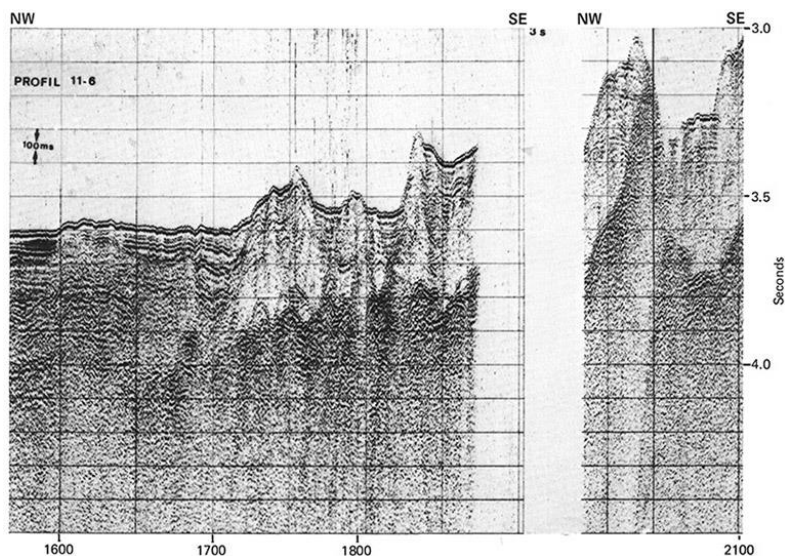


Рис. 54. Сейсмический профиль 11-6, выполненный с НИС «Метеор» к югу от скв.407. Рейс 49.

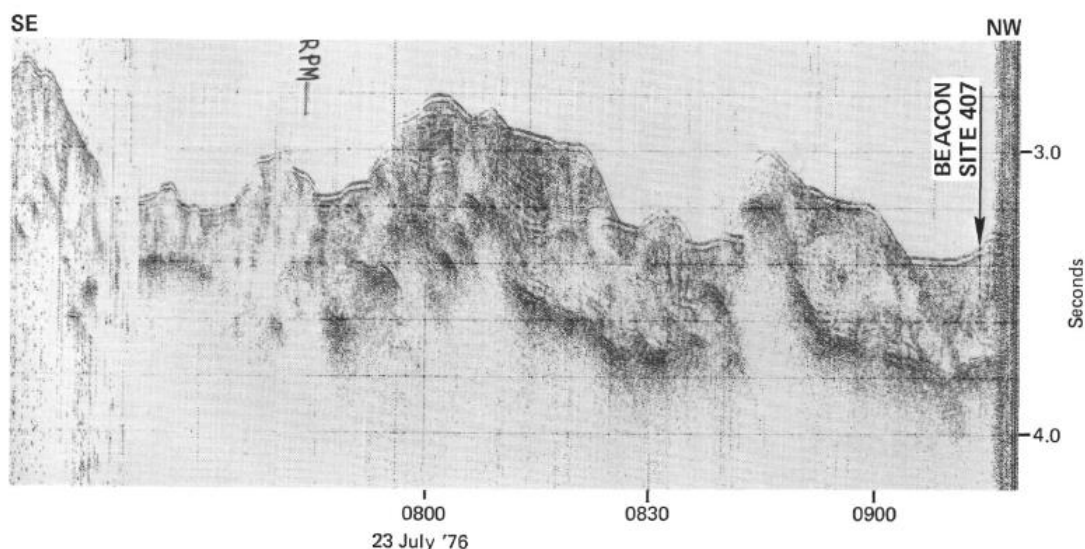


Рис. 55. Сейсмический профиль, выполненный с НИС «Гломар Челленджер» в районе скв.407. Рейс 49.

Скв. 407. Разрез. Пачка 1 – 0-47.3 м. *Плейстоцен* – известковистые песчанистые глины (mud) с интервалами известковистого ила и различными количествами вулканического пепла (до 20%).

Пачка 2 – 46.3-160.7 м, *плиоцен-верхний миоцен*, нанофосильный ил (46-124 м) и нанофосильный мел (124-160 м).

Пачка 3 – 160.7 – 272 м, *нижний-средний миоцен*, кремнистый нанофосильный мел с прослоями мел – вулканического пепла (215-224 м).

Пачка 4 – 272.2-300.5 м, *нижний миоцен*, нанофосильный мел (272-280 м) и *нижний миоцен – верхний олигоцен*, нанофосильный мел с гальками базальтового материала.

Непосредственно выше первой базальтовой лавы залегает нанофосильный мел с обломками базальтов.

Рейс 49. Скв. 408. Западный фланг хр. Рейкьянес, северная часть. Глубина – 1624 м; проходка – 361 м; керн – 220 м.

Древнейшие породы: *нижний миоцен* – пузырчатые базальты; тонкие прослои глауконитового мела, с примесью пеплового материала.

Пачка 3, *нижний миоцен*. Нанофосильный ил с незакономерно распределенными прослоями базальтовых песков. Нижние 31 см пачки 3 меняются от нанофосильного песка до базальтового галечника (гравелита), залегающего непосредственно выше базальта керна 35. Песок состоит из фрагментов базальтов (50 %), вулканического стекла (20 %), нанофосилий (2 %) и глины (10 %). Пробурено 37 м базальтов, варьирующих по степени миндалекаменности и измененности. Выделено 9 потоков, чередующихся с осадками, обогащенными пирокластическим материалом. Имеются отдельные обломки щелочных гранитов, возможно субвулканических. Изменения пород настолько велики, что нет смысла определять их химический состав. Отмечено присутствие в верхней части основания бесцветного стекла в ассоциации (риолит?) с кварцем, калиевым полевым шпатом. Обломки щелочных гранитов размером до 10 см (10 x 6 x 3 см) обнаружены в керне 23 (нижний – верхний миоцен). Отмечено, что темно-коричневый налет покрывает поверхность этих пород.

Изменения базальтов (сметит, кальцит и др.) типичны для скв. 408. Могут быть выделены две зоны: верхняя – коричнево окрашенная, более окисленная зона и нижняя – голубовато-серая – менее окисленная, разделенные резким контактом на глубине 342.2 м. Несмотря на то, что это менее окисленная зона, ее породы кажутся более свежими в образцах, степень их изменения не меньше, чем в верхней окисленной зоне.

Рейс 49. Сква. 409. Проходка 319 м; керн – 88,5 м.

Древнейшие осадочные породы: *плейстоцен – верхний плиоцен* – известковистые песчаные алевроглины и мергелистые илы. Основание: базальт.

Пачка 2 – *верхний плиоцен – нижний плейстоцен*. 58.9-80.1 м – известковисто-песчанистый и известковистый ил с обломочным материалом (5-10 %) – кварц, полевой шпат; спикулы губок; вулканический пепел 5-10 %. Несколько булыжников известняка обнаружены внутри базальтов. Известняки содержат смесь фораминифер, нанофоссилии, фрагменты раковин и частички базальтов. Пробурено 58.5 м базальтов, миндалекаменных (5-10 %). Участки более скоростной проходки могут означать присутствие внутри базальтов осадочных, туфогенных или обломочных базальтовых отложений (rubbly basaltic debris). Предположительно выделяются 58 потоков или их групп, в среднем по 3-4 м мощности. Осадки, содержащие до 30 % пепла, вскрыты в верхних 40 м разреза; все фрагменты вулканитов палево-коричневые, массивные и миндалекаменные.

В отличие от скв. 407 и 408, базальты скв. 409 менее изменены, тем не менее фиксируется широкое развитие минералов глин – до оранжево-коричневых, развитых по стеклу и замещающих миндалины (до 30 % миндалины).

Рейс 77. Северо-западное окончание террасы Кампече, 1984. Buffler, R.T., Schlager, W., et al., 19 Init. Repts. DSDP, 11: Washington (U.S. Govt. Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.77.1984.

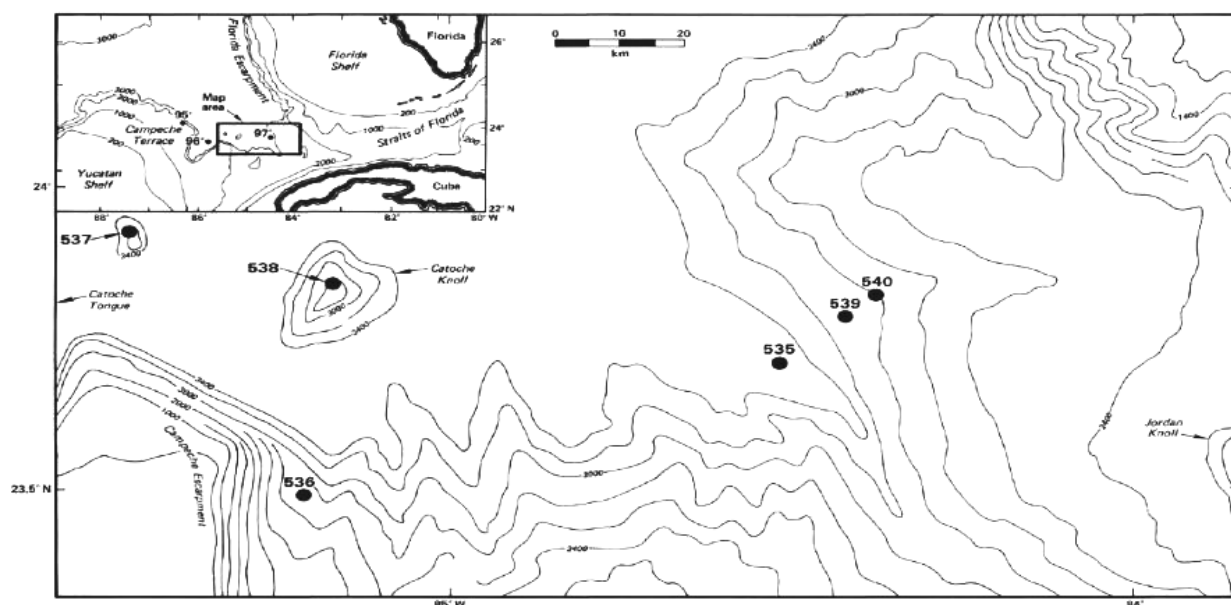


Рис. 56. Карта размещения скважин рейса 77.

Рейс 77. Скв. 535. Глубина 3450 м, проходка – 714 м, керн – 505,07 м.

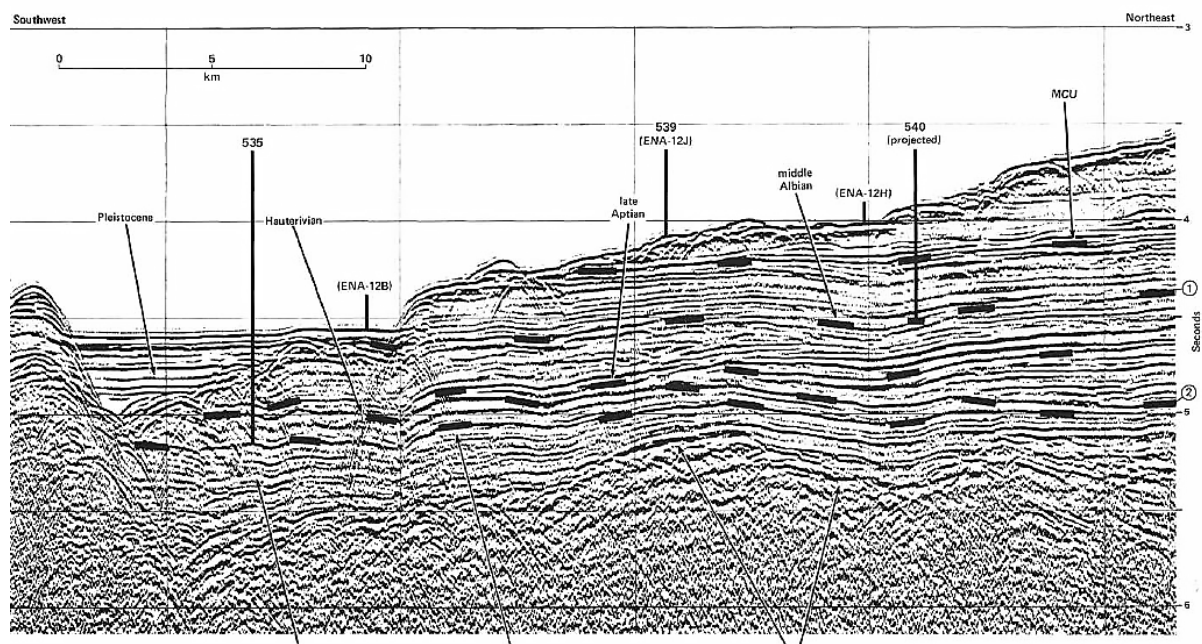


Рис. 57. Геофизический профиль с указанием расположения скв.535, 539, 540 с сеймостратиграфическими данными. Рейс 77.

Рейс 77. Скв. 535 и 540. Прошли свыше 1400 м разреза отложений кайнозоя и мела.

В разрезе скв. 535 выделяются следующие части:

Верхние 154 м, *плейстоцен*, глины и илы.

Средние части разреза – 223 м, *поздний альб – сеноман*, представлены известняками с прослоями грубообломочного материала, обломочным материалом скелетных остатков.

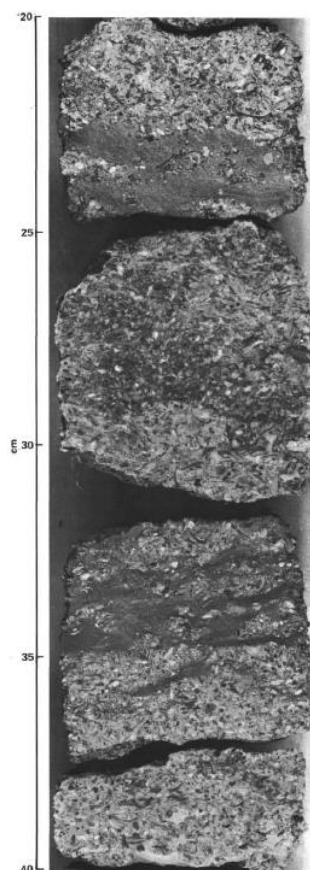


Рис. 58. Известняк со скелетными остатками скв. 535 – альб – сеноман. Рейс 77.

Нижняя часть разреза 327 м, *альб – поздний берриас*, светлоокрашенные известняки, темные полосчатые известняки, темные углеродистые известняки с цефалоподами

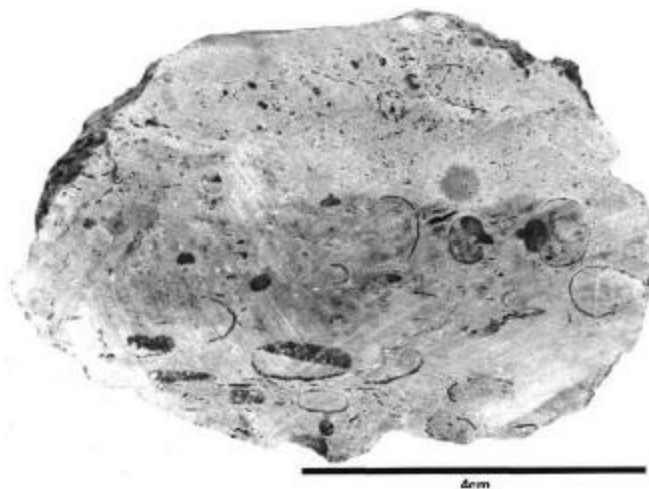


Рис. 59. Известняк с обломками аммонитов скв. 535. Рейс 77.

В разрезе скв. 540 выделяются следующие пачки (сверху вниз): Вверху – 272 м, *плейстоцен – поздний палеоцен*, карбонатные илы и мел, известняки с прослоями пепла.

В средней части разреза – отложения гравитационных потоков – 56 м, *поздний палеоцен – средний сеноман*, мелководный слоистый мел и галечный мел; гальки представлены мелководными обломками известняков, эти породы чередуются с интервалами 3-4 м слоистых песчано-конгломератовых пород, в верхней части разреза содержат материал измененных вулканитов и известняков.

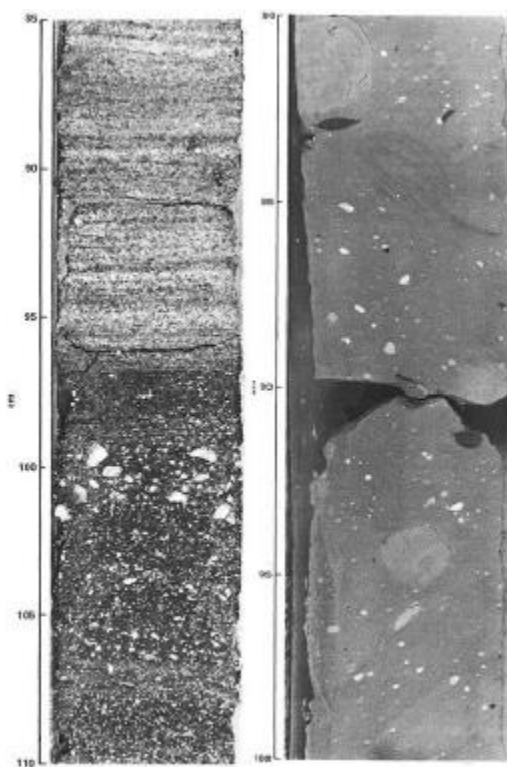


Рис. 60. Слева-светлые обломки известняков в вулканогенном песчанике; справа – галечный известняк с плохо отсортированными обломками в микрозернистом известняковом матриксе. Скв. 540. Рейс 77.

Нижняя часть разреза, *нижний сеноман – средний альб*, 417 м, представлена известняками с прослоями углеродистых кремней, с мелководным детритом в основании.

Рейс 77. Сква. 537. Глубина 3133 м, проходка – 153,5 м, керн – 15,87 м.

Древнейшие осадочные породы: грубый аркоз – *нижний мел*.

Основание: метаморфические породы – *ранний палеозой*.

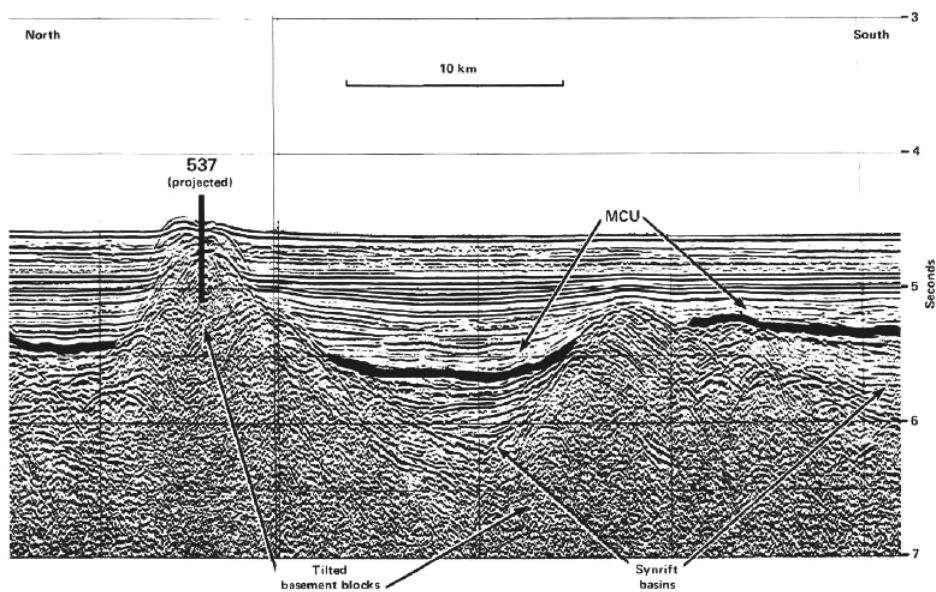


Рис. 61. Фрагмент сейсмического профиля района заложения скв. 537 с показом мелового несогласия. Рейс 77.

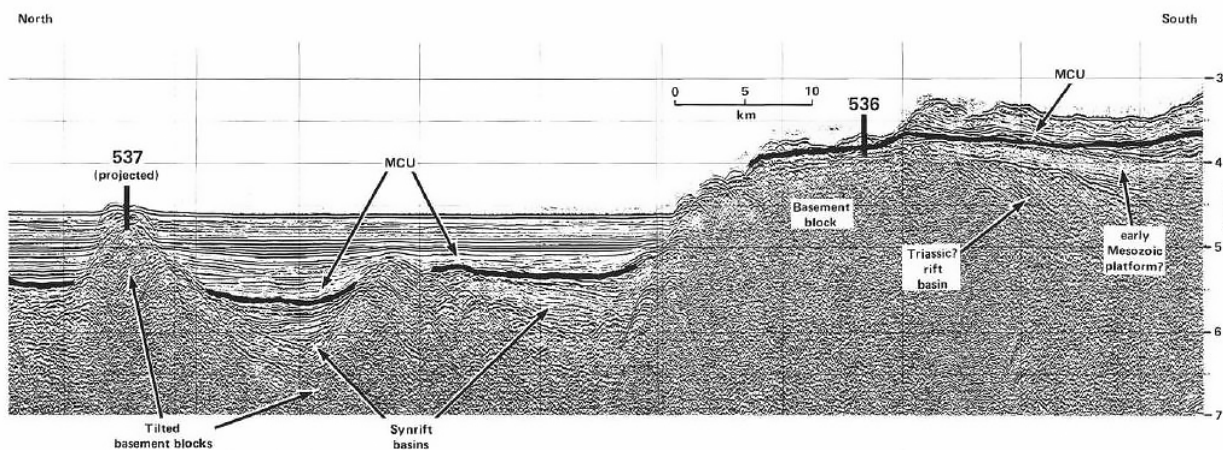


Рис. 62. Сейсмический профиль района скв. 536-537. Рейс 77.

В разрезе скважины выделены 4 пачки (сверху вниз).

Пачка 1 – 0-92,5 м, *плиоцен – ранний ант*, глубоководные нанофоссильные илы.

Пачка 2 – 92,5-149,8 м, *валанжин – берриас*, известняки.

Пачка 3 – 149,8-168,5 м, *берриас*, мелководные доломиты, аркозовые песчаники, и доломиты.

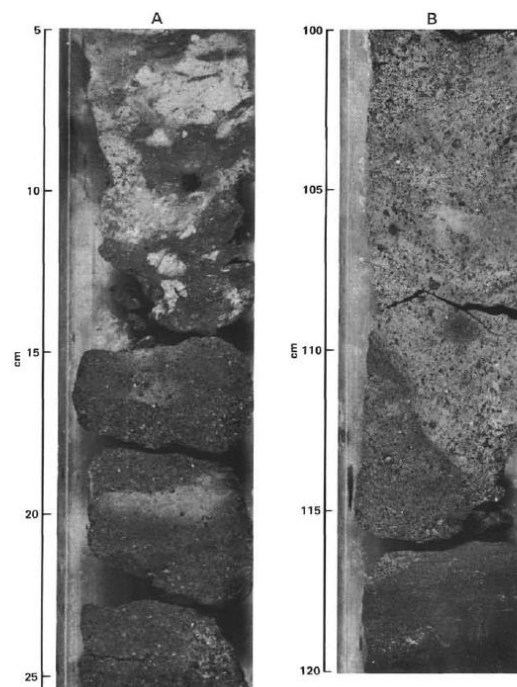


Рис. 63. Глинистые доломиты, песчанистые доломиты и песчаники пачки 3. Скв. 537. Рейс 77.

Пачка 4 – 168,5-197,0 м, *берриас*, аркозовые песчаники и конгломераты палево-красно-розовые, серовато-красные до слабо красных, серые и белые. Они бесструктурны, плохо отсортированы; размер зерен – от песчаных до галек. Субугловатый кварц, полевой шпат, красные и белые породные фрагменты – обычный состав детрита. Встречаются также кирпично-красные порфиры, фрагменты гранита, филлиты и интенсивно выветрелые породы основного состава. Присутствуют тонкие прослои глин. В обломках порфиров основная масса изменена. Полевой шпат превращен в глину.

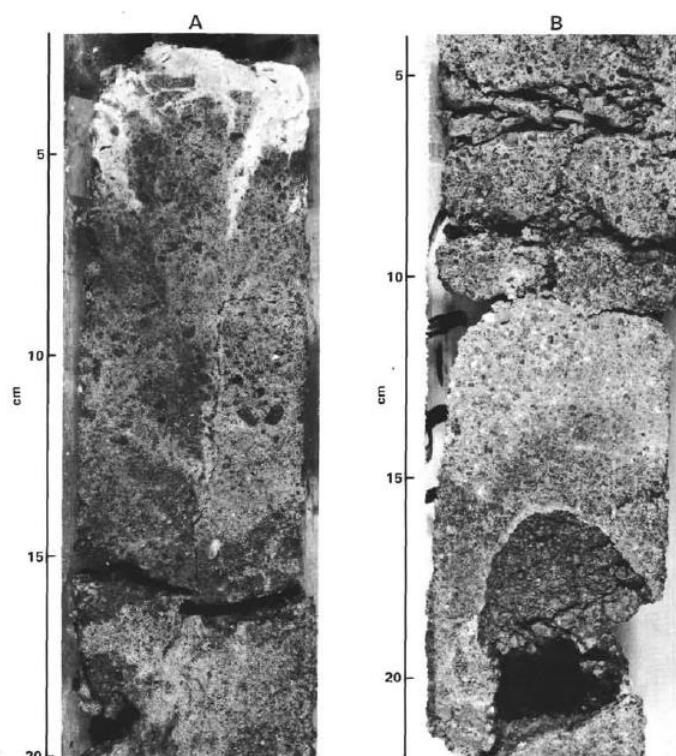


Рис. 64. А – аркозовый песчаник минерализованный (вверху-белое); В – аркозовый конгломерат. Скв. 537. Рейс 77.

Пачка 5 – 197-216 м, *кембрий – ордовик(?)*, сложена коричневатато-серыми филлитами. Трещины со светло-коричневато-серыми изменениями обычны.

Считается, что песчаники пачки 4 сформировались в аридных или полуаридных условиях. Породы пачки 3 – песчаные доломиты и аркозовые песчаники – свидетельствуют о смене условий осадконакопления с учетом присутствия в них фрагментов растений и угля, пыльцы и спор, обломков раковин остракод и пелеципод.



Рис. 65. Филлит пачки 5. Скв. 537. Рейс 77.

Рейс 77. Скв. 538 – одна из трех неглубоких скважин, пробуренная на высокостоящем блоке фундамента – на вершине Каточа Кнолл, расположенной в 25 км от поднятий Кампече. Холм (knoll) поднимается на высоту 750 м выше абиссального основания Мексиканского залива. Глубина в месте заложения скважины 2700 м.

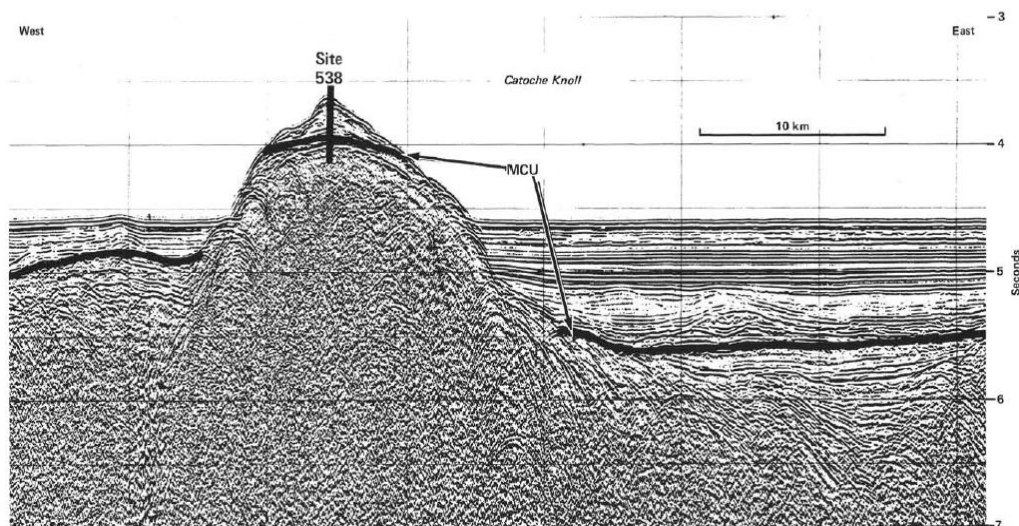


Рис. 66. Геофизический профиль места заложения скв. 539; жирная линия – средне меловое несогласие. 537. Рейс 77.

В разрезе скважины выделяются следующие пачки:

Пачка 1 – 0-211,5 м, *поздний плиоцен – поздний альб*, фораминиферо-нанофосильный ил, мел, известняк.

Пачка 2 – 211,5-332,5 м, *валанжин*, известняки.

Пачка 3 – 268-332,5 м, *гнейсы и амфиболиты*, с возрастом позднекембрийского метаморфизма (около 500 млн. лет), прорванные дайками диабазов *раннеюрского возраста (около 190 млн. лет)*.

Считается, что основание здесь представлено нижнепалеозойской континентальной корой, прорванной нижнеюрскими дайками диабазов. Послепалеозойская седиментация началась в триасо (?)–

юрских (?) рифтовых грабенах, вероятно, после этого формировались ранне- среднеюрские наземные и мелководные обломочные породы и позднеюрские мелко- и глубоководные карбонатные отложения. В раннем мелу юго-западная часть района была глубоководным путем морских вод, соединявших карбонатные платформы Флориды и Юкатана и сопровождалась формированием карбонатных отложений. Дополнительно седиментация сопровождалась притоком материала с прилегающих платформ до среднего мела, с прилегающей островной дуги Кубы – в позднем мелу – эоцене и субмаринной эрозией в позднем эоцене.

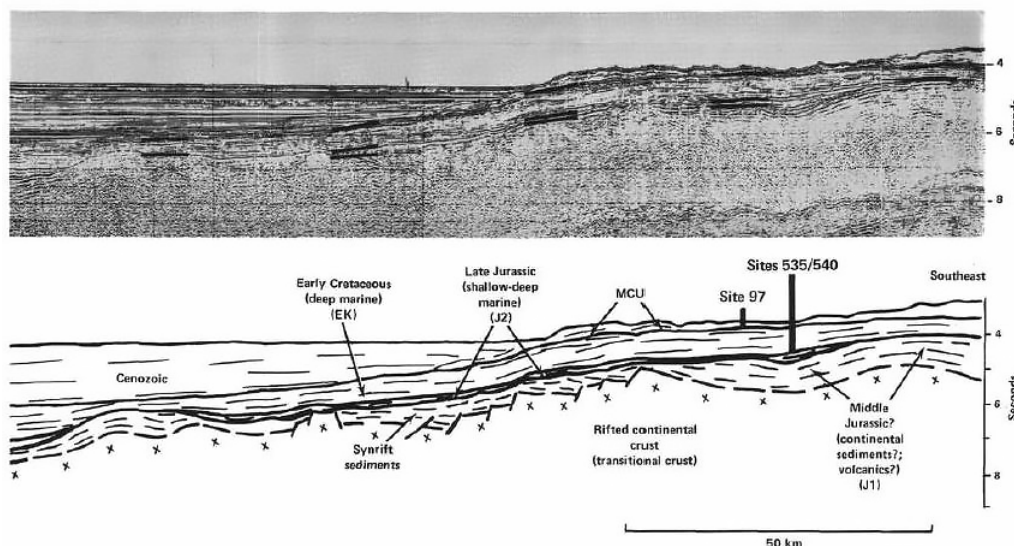


Рис. 67. Графическая интерпретация строения и истории развития района бурения рейса 77. Вверху геофизический профиль; внизу – его геологическая интерпретация MCU – среднемеловое несогласие.

Проанализированный автором материал глубоководного бурения по окраинам континентов не так велик, но тем не менее вопросы строения этих окраин рассмотрены в разделе плато и поднятий в континентальных окраинах, что позволяет сделать некоторые выводы. Важно подчеркнуть в первую очередь латеральную неоднородность таких окраин и разное время начала их становления в разных частях океана и своеобразие состава и строения разрезов в этих частях. Прежде всего, различаются окраины без проявлений базальтового вулканизма и вулканогенные окраины, типичным примером которых является Восточно-Гренландская окраина, становление которой происходит или взаимосвязано с формированием третичной провинции базальтов Туле, которая охватывает также и окраинно-континентальные поднятия. Важно отметить, что наибольшие площади континентальной окраины распространены в северо-западной части Атлантики и закономерно их площадь уменьшается, одновременно с их удревлением, по мере движения в южные части океана. При этом также важно подчеркнуть, что в основании континентальных окраин располагаются вскрытые бурением как фрагменты континентальных полиметаморфических комплексов, так и фрагменты осадочных образований каледонских (и герцинских) подвижных областей. Важно подчеркнуть, что развитие континентальных окраин в определенной мере связано с развитием сопредельных структур континентов. Это фиксируется как взаимосвязью вулканических окраин – восток Гренландии, так и невулканических окраин – окраины Западной Африки и Марокко, Галицийская окраина и Луизитанский бассейн. Это все происходит на самых ранних этапах развития окраин. С другой стороны, такая связь не проявлена отчетливо в зонах сочленения континентальных окраин с сопредельными абиссальными равнинами.

В пределах континентальных окраин, так же как и в сопредельных с ними абиссальных равнинах и окраинно-континентальных поднятиях, выявляются определенные различия западно- и восточно-атлантических окраин. Типичными примеров западно-атлантических окраин является сектора северо-западной окраины Африки, где рифтинг начался в триасе с процесса утонения коры и формирования в связи с этим серии бассейнов и разделяющих их поднятий. В течение ранней юры морские воды заполняли бассейны до глубин несколько сотен метров, что сопровождалось проседанием и распространением береговой линии к востоку. Разломообразование достигло максимума в поздней юре и сопровождалось значительной атлантической трансгрессией. Проседание продолжалось в раннем мелу, но осадкообразование этого времени происходило **перманентно**. В *ante* гемипелагические осадки (глинистые нанофоссильные илы) начали быстро отлагаться на склоне плато

и накапливаться в *альбе* и *сеномане*. После периода эрозии и/или отсутствия осадконакопления в *туроне-сантоне* и далее в *кампане* и *маастрихте* обломочные потоки активизировались. В пределах окраины Галисии карбонатная платформа возраста *титон-берриас* оконтуривает западный фланг Галицийской банки в скв.639 и является частью обширного позднеюрского карбонатного шельфа, протягивающегося от Альгарве к Лузитанскому бассейну, Галицийской банке и далее на восток к Большой банке Ньюфаундленда. В дальнейшем в позднем мелу – третичном периоде платформа быстро погружалась на абиссальные глубины. В восточной части окраин Атлантики базальтовый вулканизм выявлен по данным бурения в пределах Китового хребта. Нахождение базальтовых покровов на побережье именно в районе сочленения с хребтом не может быть случайным, несомненно, базальты серии Каокофельд участвуют и в строении хребта, и являются продолжением базальтовых тел системы Карру (точнее, серии Каокофельд). В отличие от восточной части Атлантики, на огромных пространствах материковых окраин Южной Америки, примерно от Магелланова бассейна на юге и до 20° ю. ш. на севере, вулканические толщи континента имеют в ряде районов непосредственную связь со вторым океаническим слоем при взаимном переходе их базальтовых комплексов. Между существующими ныне базальтовыми полями бассейна Парана и шельфовых впадин к началу *апта* — *альба* повсеместно были развиты вулканические покровы, перекрывающие докембрийские и палеозойские породы. Впоследствии они между этими бассейнами были размыты. На побережье, на северо-западе Атлантики протягивается на 1000 км цепь грабенов (не менее десяти) с базальтовыми слоями в основании. Принято считать, что образование этой серии грабенов, сопровождавшееся интенсивным базальтовым магматизмом, началось с рубежа между средним и поздним триасом, а возможно, и на границе триаса и юры. Таким образом, время начала развития обеих континентальных окраин Атлантики близко к границе *триаса* и *юры*, но заметные отличия фиксируются в масштабах проявления базальтового вулканизма. Также важно в заключение отметить, что сравнение континентальных окраин по временному срезу *ранний мел* подчеркивает, что относительно близкоодновременные меловые геодинамические условия заметно различны в континентальных окраинах и в пределах абиссальных равнин. В пределах окраин преобладают условия осадконакопления, проявленные по-разному в разных местах, а в сопредельных абиссальных равнинах в то же время в условиях относительно мелководных происходит формирование серий покровов базальтов, чередующихся с неритовыми карбонатными отложениями. И здесь динамические сейсмические условия формирования покровов и последующих процессов формирования склоновых брекчий (сейсмогенных) заметно отличают геодинамические условия ранних стадий развития континентальных окраин и сопредельных абиссальных равнин.

Плато и поднятия.

Рейс 38. Норвежско-Гренландский бассейн, 1974. Talwani, M., Udintsev, G., et al., 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 38, Washington (U.S. Government Printing Office), 1256 p. //doi:10.2973/dsdp.proc.38.1976.

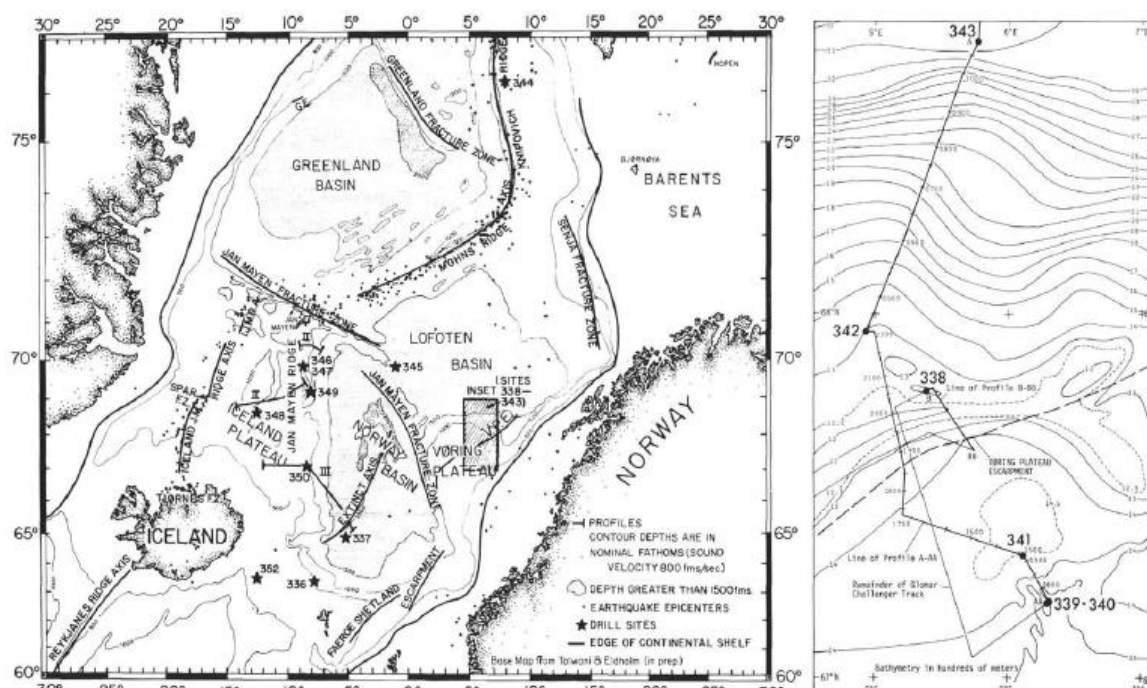


Рис. 68. Схема размещения скважин рейса 38. На врезке фрагмент размещения скважин по маршруту к плато Воринг. На рис справа – увеличенный фрагмент врезки с изогипсами глубин через 100 м.

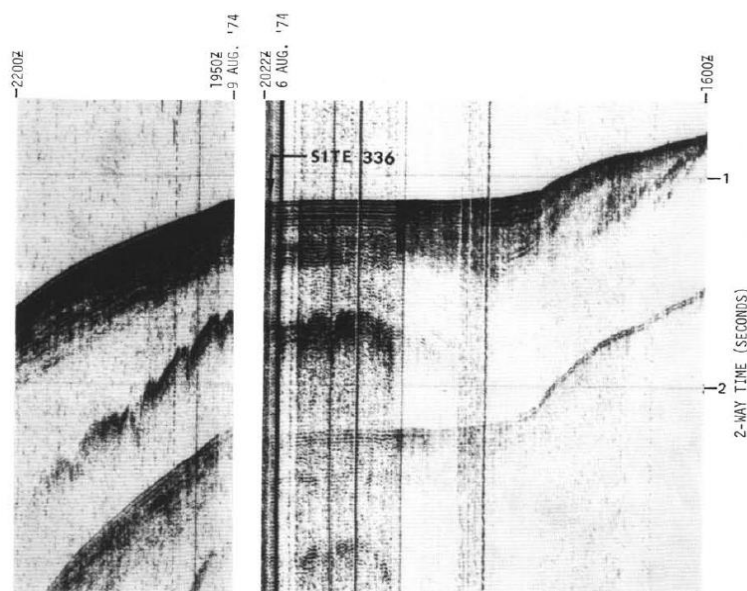


Рис. 69. Сейсмический профиль места заложения скв. 336. Рейс 38.

Рейс 38. Скв. 336. Фареро-Исландский порог, северный край. Глубина – 830 м. Предполагается, что Исландско-Фарерский порог подвергся проседанию и являлся «Сухопутным мостом Туле» для млекопитающих между Евразией и Америкой.

Скв.336 расположена на северном фланге Фареро-Исландского хребта. Топографически хребет имеет пологий склон и находится на глубинах от 300 до более чем 400 м. На северо-востоке склон хребта полого погружается в Норвежский бассейн, менее полого в океанический бассейн восточнее хребта Рейкьянес.

В разрезе скважины выделены следующие пачки (сверху вниз). Пачка 1-1а – 0-77 м, *плио-плейстоцен – верхний олигоцен*, серые глины, илы, песчанистые илы, мягкие, без стратификации, 77-113 м – серые полосчатые глины, пески, песчанистые илы и глины, слоистость и прослой турбидитов;

1 в – 113-168 м – серые, оливковые, коричневые полосчатые и массивные мягкие глины, пески с отдельными гальками.

Пачка 2-2а – 168,5-200,0 м, *средний – верхний олигоцен (с эоценом?)*, серые плотные алевролиты с возрастающим количеством кремнистых биогенных компонентов, с глауконитом;

2в – 200- 252,5 м – зеленые, оливковые аргиллиты с возрастающим количеством глауконита, возрастает степень литификации.

2с – 252,4-463,0 – *средний – верхний эоцен* – массивные аргиллиты, песчанистые аргиллиты, очень плотные.

Пачка 3 – *средний – верхний эоцен (?)* или древнее.

3а – 463-472 м – сильно и средне красные исключительно мелкозернистые плотные массивные глины/аргиллиты с большим количеством гематита;

3в – 472-476,1 м – красные аргиллиты;

3с – 476,1-476,4 м – исключительно измененная минерализованная зона с постепенным переходом в пачку 3с;

3d – 476,4-484,5 м – черно-красные, коричневые измененные конгломерато-брекчии, сложенные субугловатыми, чуть округлыми обломками вулканических пород (1мм-40 мм) в измененном матриксе. В основании осадочного разреза скважины вскрыты ржаво-красные аргиллиты с гематитом; измененная конгломерато-брекчия вулканических пород – *верхний – средний эоцен*. Основание: базальт.

Надбазальтовая пачка 3 разделяется на три единицы: красноватые глины, красно-желтые аргиллиты и вулканический галечник (rubbles). Обе пачки (потоки) базальтов (А и В) преобразованы в результате интенсивного субэраляного выветривания (red bed) подстилающих базальтов. Пачка С – галечник, который содержит обломки вулканических пород в глинистом матриксе. Субокруглая природа обломков и уменьшение их размера вверх – или результат выветривания базальтов, или следствие переработки вулканического материала эродированных базальтов. Матрикс базальтов В и С изменен в глину, в которой сохраняется миндалекаменная текстура базальтов. Нижняя часть пачки 3 сформирована на месте выветривания базальтов, а верхняя – глинистая – результат эрозии и переотложения продуктов выветривания.

Геологическая история Исландско-Фарерского порога: 1) Выветривание или эрозия базальтов В и С; 2) Образование пачки 2 – песчанистые илы и глины – *эоцен – олигоцен* – гемипелагическая седиментация; 3) стратиграфический перерыв между поздним олигоценом и плиоценом представляет пачка 1.

Базальтовое основание скв. 336 перекрыто галькой (rubble), которая, в свою очередь, перекрывается пачкой (≈ 13 м) аргиллитов; первые – результат эрозии, вторые – выветривания на месте.

Рейс 38. Скв. 338. Плато Воринг, внешняя часть. Глубина – 1297 м.

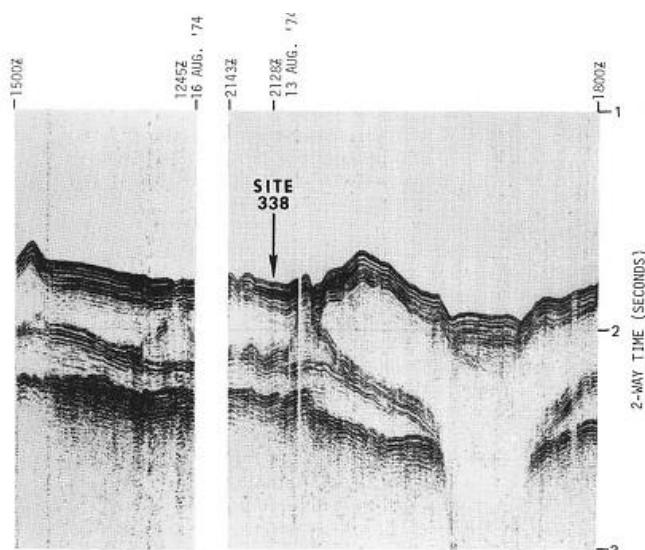


Рис. 70. Сейсмический профиль места заложения скв. 338. Рейс 38.

Пачка 1 – 0-61 м, *плиоцен – плейстоцен*, чередование илов, песчанистых илов и известковистых илов.

Пачка 2.

2а – 61- 97,5 м, *средний – поздний миоцен*, бесструктурные диатомовые илы.

2в – 97,6- 185,1 м, *средний олигоцен, средний миоцен* – желтовато-зеленые диатомовые илы.

2 с – 185,1- 249,8, *средний олигоцен*, известковистые и кремнистые диатомовые илы.

2 d – 249,8- 285, *поздний эоцен*, желтовато-зеленые диатомовые илы.

Пачка 3.

3а – 285-296 м, не датировано, глауконитовые песчанистые илы.

3в – 296-348 м, *ранний эоцен*, илы тонкослоистые песчанистые.

3с – 348-400,85 м, *ранний эоцен*, коричневатые-серые песчанистые илы.

3d – 400,85-401,8 м – литифицированная базальтовая брекчия и песчанистый известняк с включениями фрагментов базальтов.

Осадочные породы основания разреза скважины: песчанистые алевро-глины, в основании базальтовая брекчия – *ранний эоцен*. Вулканические породы основания разреза: базальт.

Надбазальтовая пачка перекрывает базальтовое основание и содержит 60 см литифицированной брекчии базальтов, 4 см белого кальцитового матрикса и 32 см темно-серого песчаного известняка, содержащего обломки базальтов (50 %), кварца (10 %) в кальцитовом цементе. Особенность фрагментов базальта – их высокое изменение. Песчанистые известняки отлагались в субаквальных условиях, но, тем не менее, природа выветривания или эрозионных процессов применительно к брекчиям не ясна.

В верхней части основания скв. 338 – коричнево-черные брекчии и песчаники с круглыми и угловатыми фрагментами выветрелых базальтов, цементируемыми кальцит-хлорит-гидрогетитовым матриксом, подобно скв. 336. Мощность брекчии ≈ 1 м. Базальты интенсивно изменены.

Рейс 38. Скв. 339-340. Внутренняя часть плато Воринг. Глубина 1260 м. Вскрыты наиболее древние отложения *раннего-среднего олигоцена* (скв.339) и *позднего эоцена* (скв.340).

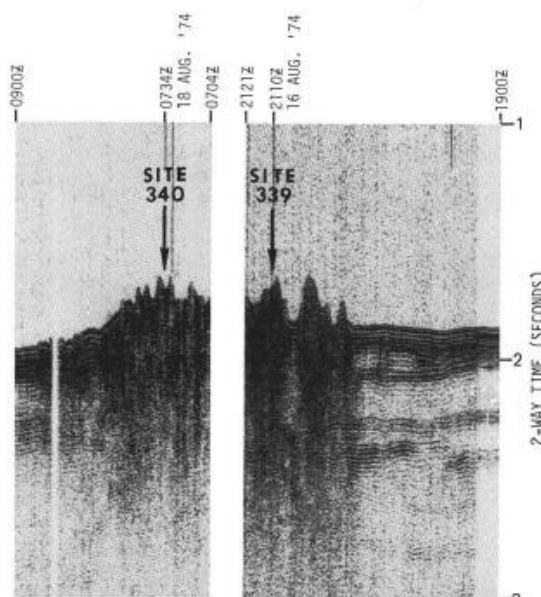


Рис. 71. Сейсмический профиль места заложения скв. 339-340. Рейс 38.

Рейс 38. Скв. 339. Глубина 1276 м.

Пачка 1.

1а – 0-57 м, *плейстоцен*, известковистая песчанистая глина с глинистыми частичками, обломками кварца и полевого шпата, карбоната кальция, глины чередуются с прослоями песчанистых глин: проявления конседиментационной складчатости.

1в – 57-79, *плио – плейстоцен*, чередование песчанистых глин с гальками и диатомовых илов. Пачка 2 – 79-108 м, *эоцен*, зелено-серые и палево-зеленые диатомовые илы, с радиоляриями, спикулами губок, глинистыми минералами и детритовым материалом, включающим слюду, кварц и непрозрачные минералы.

Скв. 341. Глубина 1443 м. Плато Воринг, в осадочном бассейне, лежащем в восточной части плато. Пачка 1 – 0-63- 232 м, *плио-плейстоцен – плейстоцен, плиоцен с олигоценом, миоценом*, полосчатые глины и песчанистые глины, с прослоями песчанистых глин от 15 до 40 см и гальками размером максимум до 2 см, включая одну гальку мела мелового возраста. Ниже – диатомовые, кремнистые и карбонатные илы, с песчанистыми обломками кварца и полевого шпата; присутствуют гальки слюдистых кристаллических сланцев размером 4 см и гранита – 6 см.

Пачка 2 – 232-328 м, *плио-плейстоцен*, то же, что и пачка 1, но в разрезе присутствуют гальки размером до 4 см, представленные, кварцем, кварцитом и базальтом.

Пачка 3

3а – 328-352,3 м, *средний миоцен*, тонко стратифицированные илы.

3в – 352-398,8 м, *средний миоцен*, массивные коричнево-серые известковистые диатомиты и известковистые аргиллиты.

3с – 398-456, *средний миоцен*, массивные темно-серые диатомитовые аргиллиты - сравнительно структурированная последовательность диатомовых глин, диатомитов, известковистых диатомитов – результат избирательного обогащения отдельных прослоев кремнистым биогенным и известковистым биогенным материалом. В основании разреза пачки прослой массивного известковистого диатомита – 40 см.

Рейс 38. Скв. 342. Плато Воринг, внешний край. Глубина – 1316 м.

Пачка 1 – 0-85,8 м, *плейстоцен – ранний миоцен*, известковистые галечные и песчанистые илы.

Пачка 2 а – 85,8-92,5, *ранний миоцен*, спонгиевые илы с нанофоссильно-планктонными илами.

2в – 92,5-141, *ранний миоцен*, диатомовые илы.

2с – 141-153,2, *ранний миоцен*, диатомовые, песчанистые с глауконитом илы непосредственно выше базальтов; терригенные отложения.

Основание осадочного разреза: чередование диатомовых илов и алевро-глин, прослой ила; в основании – песчанистые глауконитовые алевро-глины – *нижний миоцен*.

В базальтовом основании первый керн – гальки измененных выветрелых и лимонитизированных базальтов. Ниже – еще 1 м базальтов со следами окисления. Еще ниже базальты приобретают серый цвет.

Рейс 38. Скв. 343. Плато Воринг, северное подножие. Глубина – 3131 м.

Осадочные породы основания разреза: алевро-глины, чередование глауконитовых, известковистых, песчанистых разновидностей – *нижний эоцен*.

Вулканические породы основания разреза: базальты.

Базальты очень сильно изменены. В скв. 338-343, кроме фораминифер, обнаружены остатки пелеципод, гастропод, морских ежей и рыб, а также споры, пыльца, термально измененные остатки наземных растений, свидетельствующие об эрозии верхнемеловых дельтовых или лагунных отложений, возможно, содержащих угольные прослойки, имевшиеся в эоцене в пределах плато Воринг.

Рейс 38. Скв. 348. Исландское плато. Глубина – 1763 м.

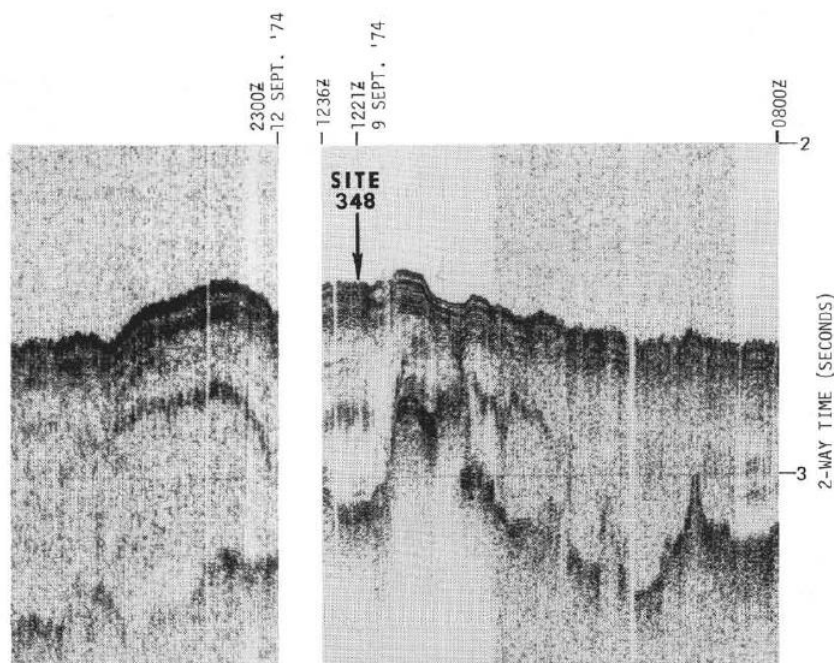


Рис. 72. Сейсмический профиль места заложения скв. 348. Рейс 38.

Пачка 1 – 0-63,7 м, *плейстоцен*, гляциомаринные илы и глины, которые вниз по разрезу становятся все более мелкозернистыми, содержат прослой вулканического пепла и гальки.

Пачка 2 – 63,7-265 м, *плейстоцен – средний миоцен*, гемипелагические илы кремнистые и нанофоссильные, многочисленные прослой пепла.

Пачка 3 – 265,5-526,8 м, *ранний миоцен – олигоцен*, аргиллиты, вниз по разрезу сменяются песчанистыми аргиллитами. Тонкие прослой аргиллитов присутствуют внутри разреза вулканитов основания.

Основание осадочного разреза: алевро-глины и глины, переходящие вниз по разрезу в алевро-аргиллиты и аргиллиты, в основании песчанистые – *нижний миоцен – олигоцен*.

Вулканические породы основания: базальты.

Над базальтовая пачка 3 – исключительно терригенная: в верхней части присутствуют глины – аргиллиты, в нижней – песчанистые аргиллиты. Породы местами известковистые, очень твердые. Цвета оливково-серые. В основании типичны базальтовые гальки. Прослой аргиллитов имеются внутри базальтовой пачки.

Базальты основания – миндалекаменные, нет подушечных лав; гиалобазальты присутствуют в контакте с осадочными породами. Стекловатый матрикс зелено-коричневый, замещен смектитом и хлоритом. Оливин и плагиоклаз нацело замещены иддингситом (оливин), смектитом и кальцитом (плагиоклаз). Отмечается присутствие обломков наземных растений в керне 24 и ниже; споры и пыльца среднего мела.

Рейс 12. Северная Атлантика, 1970. Laughton, A.S., Berggren, W.A., et al, 1972, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XII, Washington (U.S. Government Printing Office), pp. B //doi:10.2973/dsdp.proc.12.1972.

Скв. 117. Западный край банки Роколл. Глубина – 1038 м.

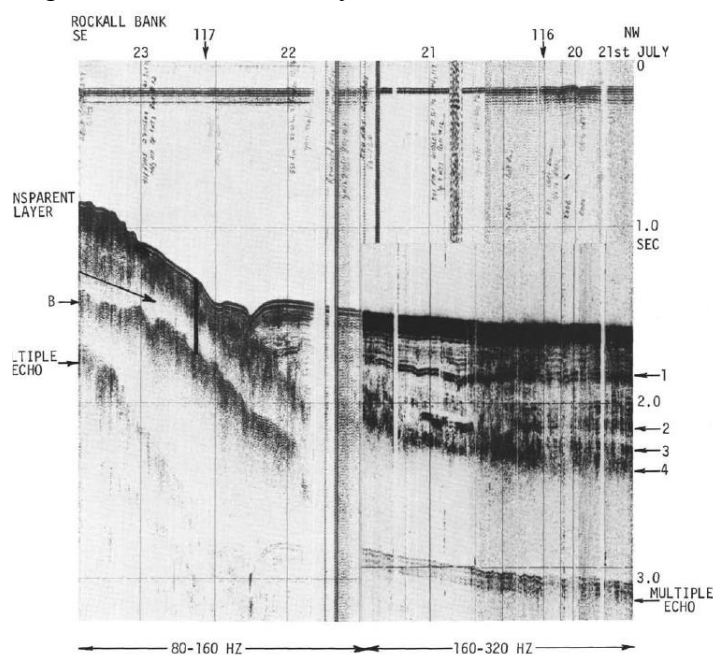


Рис. 73. Сейсмический профиль района заложения скв. 116-117. Рейс 12.

Древнейшие осадочные породы: плотные серые глины, аргиллиты с обломочным вулканогенным материалом; в основании слой песчаника с обломками раковин, залегающий на базальном конгломерате из вулканических пород – *нижний эоцен – верхний палеоцен*. Основание: выветрелый базальт.

Верхнепалеоценовые и самая нижняя часть *эоценовых* осадков представляют собой терригенную, трансгрессивную серию в последовательности: песчаный конгломерат, песчаники, кремнистая глина, аргиллит и глина. Песчаные конгломераты сложены обломками плохо окатанных базальтов основания; при этом окатанные обломки уже измененные. Перекрывающие песчаники лучше отсортированы, содержат раковины моллюсков (*Ditropa*).



Вышележащие песчаные глины и глины содержат от 8 до 14 % карбоната. Остатки мшанок найдены на глубине 270 м, переработанные обломки базальтов и обломки раковин моллюсков (*Ostrea*) обнаружены ниже 289 м. Обнаружены 3-х сантиметровые модули фосфоритов (223 м) в виде включений в обломках рыб и морских звезд. Выше залегают литифицированные известняки – *верхний эоцен*. Известняки содержат фораминиферы, замещенные перекристаллизованным кальцитом. *Олигоцен* и более молодые отложения скв. 116 переходят выше в твердый мел и фораминиферо – нанофосильный ил.

В основании обнаружены выветрелые и трещиноватые оливиновые базальты с трещинами, частично заполненными микритовым или цеолитовым калькаренимом.

Здесь же в трещинах обнаружены фрагменты фауны, обломки

Рис. 74. Трещиноватый выветрелый базальт. Скв. 117. Рейс 12.

раковин (гастроподы и др.), фораминифер и галька базальтов. Фауна, присутствующая в трещинах базальтов, указывает на мелководные условия ее существования. Базальты миндалевидны (35 x 15 x 10 мм). Миндалины заполнены глинистым материалом и гидроокислами железа.

Изотопные исследования, проведенные на образцах этих базальтов (Moorbath, Welke, 1969), были не корректны, возможно, вследствие выветривания образцов.

Рейс 81. Плато Роколл, 1984. Roberts, D.G., Schnitker, D., et al., 19 Init. Repts. DSDP, 81: Washington (U.S. Govt. Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.81.1984.

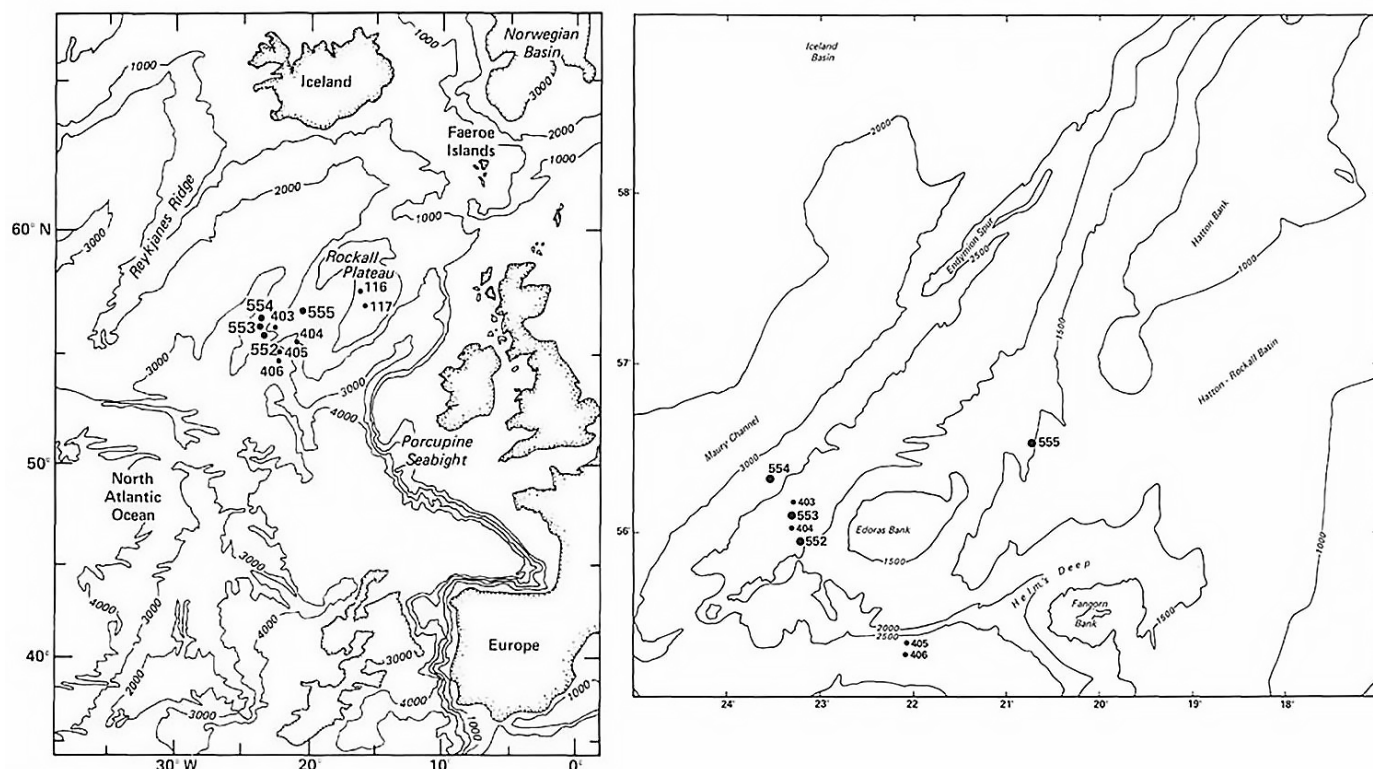


Рис. 75. Карты размещения скважин рейса 81.

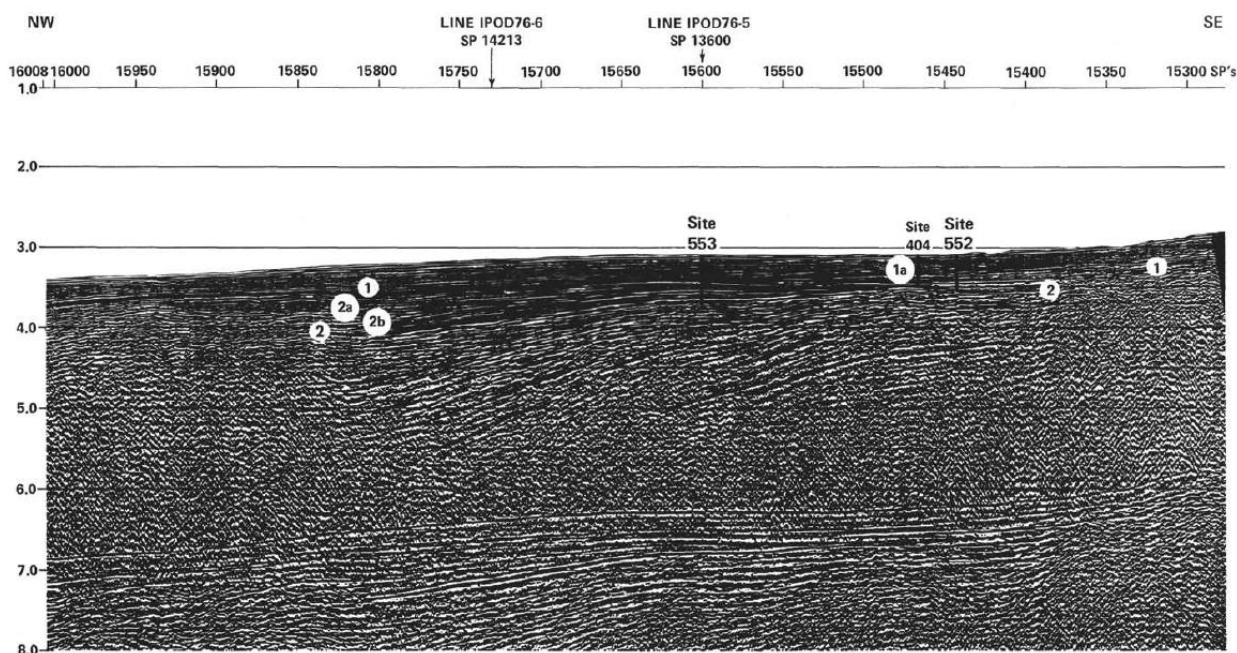


Рис 76. Сейсмический профиль района заложения скв. 552. Рейс 81.

Рейс 81. Скв. 552-553. Глубина 2301 м. Основание осадочного разреза: железистый диатомовый аргиллит – *ранний – средний миоцен*. Вулканическое основание: базальт.

Пачка 4 – 122.3 м – эта пачка характеризуется накоплением биогенного кремня и вулканических осадков в сравнительно мелководных условиях и перекрывает базальты.

Пачка 4а, *средний миоцен* ≈ 15 м, состоит из цеолитового аргиллита, биокремнистого аргиллита, спикулита и кремня. Немного мела и вулканического туфа. Цвета – коричневый и оливковый. Состав аргиллита – нанофоссилии и спикулы губок, радиолярии, диатомеи, фораминиферы, фрагменты моллюсков, базальтовое стекло, тяжелые минералы, минералы глин: смектит, иллит.

Пачка 4b, *ранний эоцен* – 47.5 м, существенно вулканокластические осадки с примесью известковистых и кремнистых. Цвет – оливково-черный и серый ближе к основанию. Содержание карбоната $< 15\%$; в основном, пепел.

Пачка 4с, *ранний эоцен*, уменьшается доля вулканитов, возрастает литификация и количество карбонатного материала; в основном, мел нанофоссильный, доломит. Основание этой пачки, лежащей выше базальтов, становится красноватым железистым. В осадках гастроподы, пелециподы, остракоды, глины – смектит.

Пачка 4d – 45 м железистого диатомового аргиллита, перекрывающего базальт. Железистость связывается с изменениями базальтов.

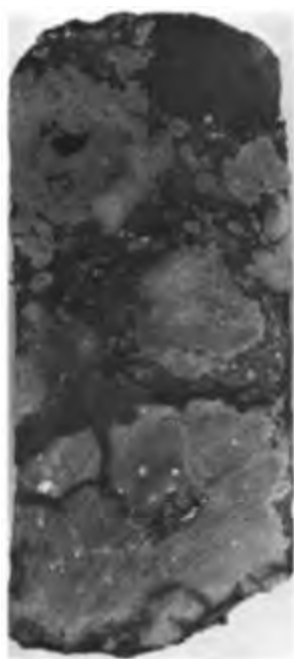


Рис. 77. Обломки измененного базальта в основании пачки 4b.



Рис. 78. Грубозернистый песчанистый косослоистый туф, залегающий несогласно на субаэральном базальте.



Рис. 79. Контакт между пачкой 4d и перекрывающим базальтом.

Базальты – миндалекаменные, лавовые потоки, верхняя часть которых содержит красные пузырчатые, миндалекаменные части. Различия между выделяемыми потоками (в скв. 553А) заключаются в присутствии или отсутствии осадков между ними, степени развития выветрелых шлаковых верхних частей потоков, их мощности и степени трещиноватости. Верхняя часть пачки 1 (61 м) характеризуется шлаковым или аггломератовым строением. Верхняя часть –

красноватые или пурпурно-серые шлаковые миндалекаменные базальты или их аггломераты, которые по мере перехода вниз меняют свой цвет от красного на серый. Корреляция пробуренных сечений с каротажем показывают, что высокорadioактивные зоны, возможно, коррелируются со шлаковыми выветрелыми верхними частями лавовых потоков. Нижележащие потоки (5b) – 52,5 м – в верхних частях характеризуются также проявлением интенсивно красных туфов, сложенных стеклом с небольшими обломками пород. Интенсивность красной окраски вновь уменьшается вниз по разрезу и породы приобретают серый цвет с красными пятнами. В нижней части разреза (5с) – 68,0 м – верхние потоки также содержат в верхней их части серо-красные до черно-красных миндалекаменные и шлаковые разновидности базальтов, аггломераты, и степень покраснения (окисления, выветривания) в целом уменьшается вниз по разрезу.

Отмечается, что субаэральное выветривание присутствует и в вулканогенных осадках, чередующихся с лавами. Также отмечается, что большое количество «аморфного» минерального вещества свидетельствует в пользу субаэрального выветривания и, следовательно, выветривание должно быть наложено на ранние стадии гидротермальных изменений.

Рейс 81. Скв. 554. Глубина 2584 м. Основание осадочного разреза – *ранний эоцен* – туфогенный мергель. Вулканическое основание: базальтовые лавы.

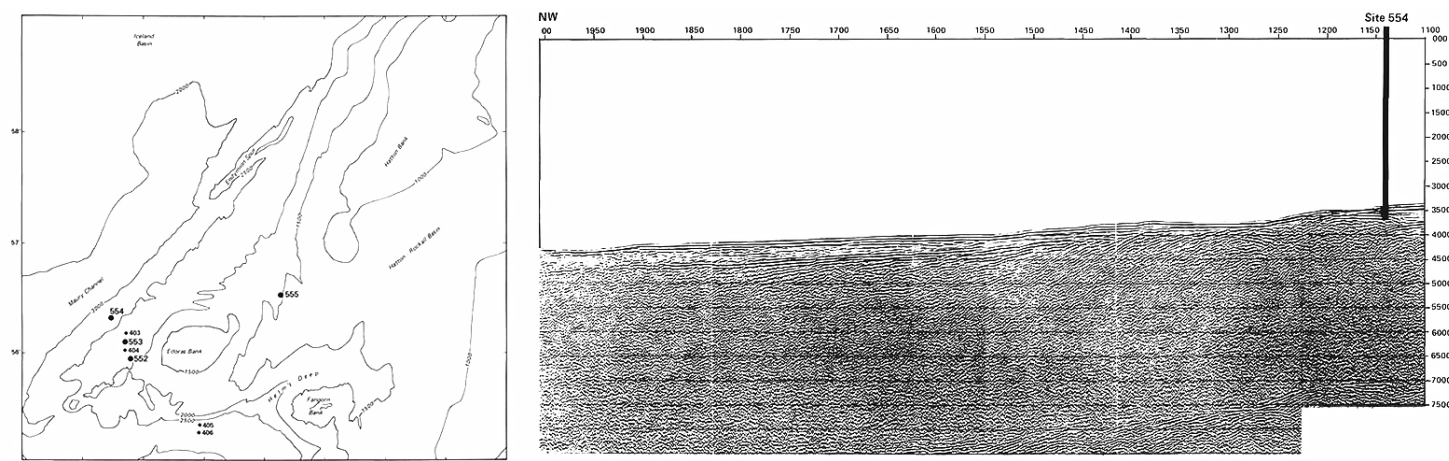


Рис. 80. Слева – батиметрия района заложения скв. 554; справа – сейсмический профиль района заложения скв. 554.

В разрезе скважины выделены следующие пачки (сверху вниз).

Пачка 1 – 0-28,5 м, *квартер*, фораминиферовые илы, чередующиеся с песчанистыми илами.

Пачка 2 – 28,5-106,0 м, *ранний плиоцен – ранний миоцен*, фораминиферовые илы.

Пачка 3 – 106,25-118,80 м, *олигоцен – поздний миоцен*, глауконитовый фораминиферовый мел с прослоями мергелей и марганцовистым слоем в основании.

Пачка 4, *ранний эоцен*, цеолитовые туфосодержащие мергели, известковистые туфы и туфы с обычно присутствующими лапиллями. Верхняя часть разреза этой пачки лежит несогласно на марганцевом слое с конгломератом. Пачка представлена желтовато-коричневым и темно-коричневым цеолитовым мергелем туфогенным, вмещающим угловатые и округлые лапилли и песчаного размера темно-коричневые фрагменты палагонитизированного стекла в глинистом или кальцитовом матриксе.

Пачка 5, *возможно ранний эоцен*, вулканогенные конгломераты и вулканогенные песчаники, чередующиеся с потоками лав. Вулканогенные конгломераты чередуются с потоками базальтовых лав. В верхней части разреза пачки – горизонт мелкогалечных конгломератов с округлыми желто-коричневыми гальками базальтов и интенсивно измененных базальтов. Контакт с подстилающими палево-коричневыми измененными базальтами резкий и считается, что он эрозионный, а конгломераты представляют собой отложения трансгрессивного прибрежного пляжа или очень мелководные морские отложения, формировавшиеся под действием морских волн. Некоторые песчаники проникают глубоко в трещины в базальтах; иногда обломки базальтов размером до 25 см присутствуют в песчаниках.

Рейс 81. Скв. 555. Глубина 1669 м. Скважина находится между банками Хаттон и Эдора, в 160 км от скв. 554.

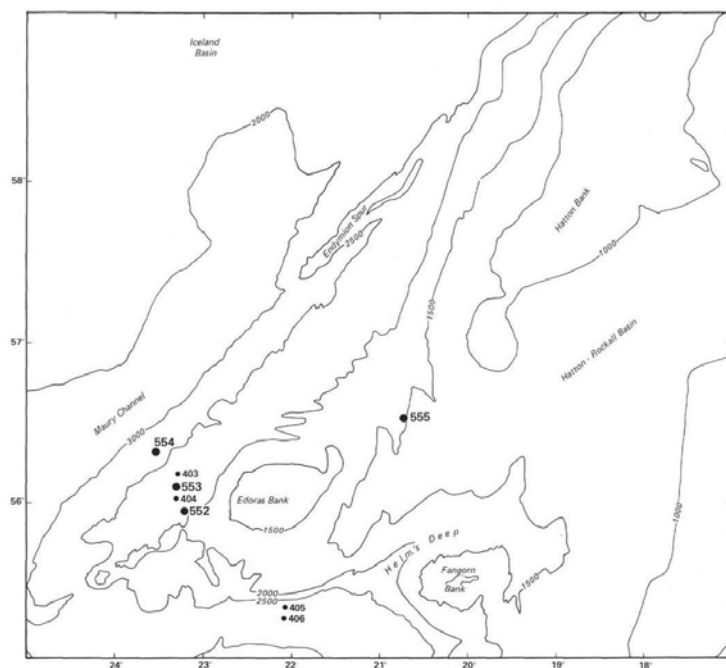


Рис. 81. Положение скв. 555 в пределах плато Роколл.

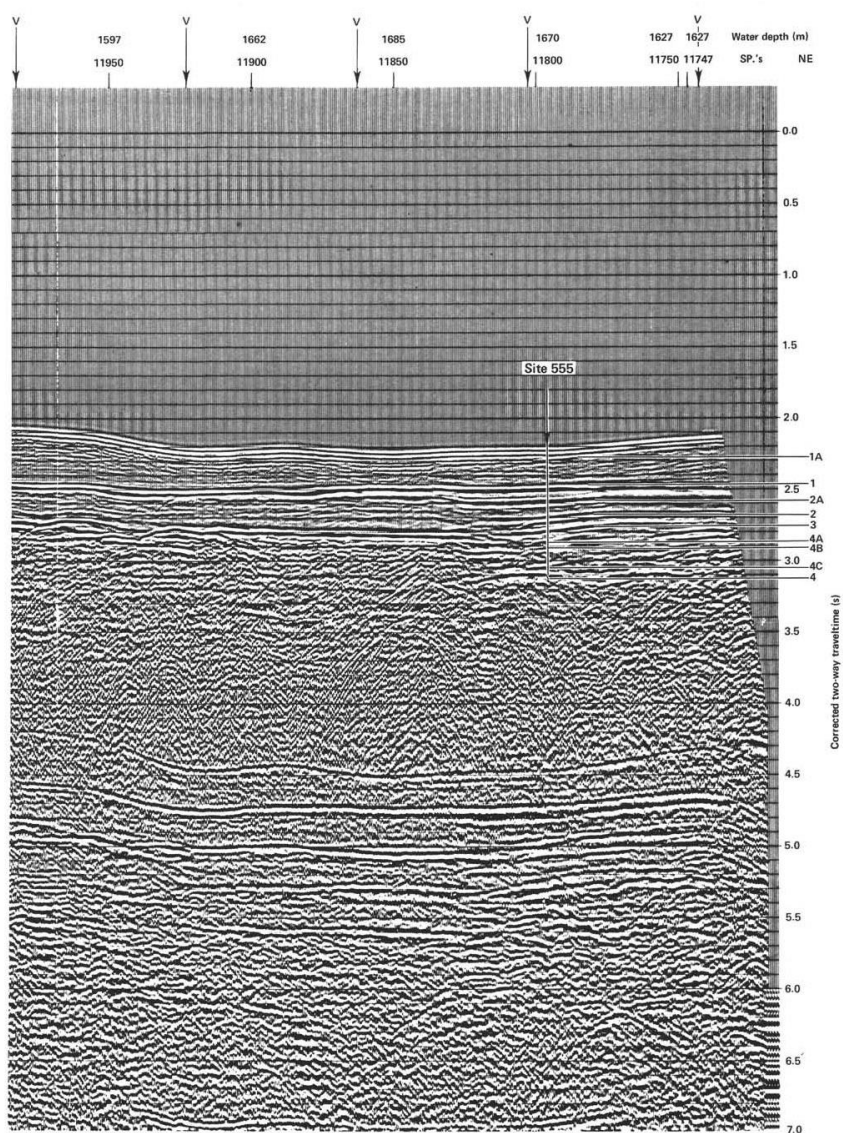


Рис. 82. Сейсмический профиль района заложения скв. 555. Рейс 81.

Основание осадочного разреза: *поздний палеоцен*, слюдистые алевролиты и аргиллиты. Вулканическое основание: базальты.

В разрезе скважины выделены:

Пачка 1 – 0-22,3 м, *квартер*, образования циклической седиментации – чередование горизонтов нанофоссильных илов, мергелистых и известковистых илов.

Пачка 2 – 22,3- 281,0 м, *ранний плиоцен – ранний миоцен*, пелагические осадки – фораминиферо-нанофоссильные илы и биокремнистые нанофоссильные илы, радиолярии, спикулы губок, остатки рыб; ниже по разрезу сменяются пелагическим мелом. Нижняя граница пачки выражена главным перерывом – 30 млн. лет – между ранним миоценом и ранним эоценом.

Пачка 3 – 281,0-672,3 м, *ранний эоцен*, нижняя граница определяется появлением базальтов и гиалокластитов; литологический состав пачки разнообразен: цеолитовый мел, витрические спикулиты, вулканические туфы, микрофоссильные известняки, полевошпатовые песчаники, часто с карбонатным цементом. Считается, что осадконакопление происходило в условиях быстрого проседания бассейна.

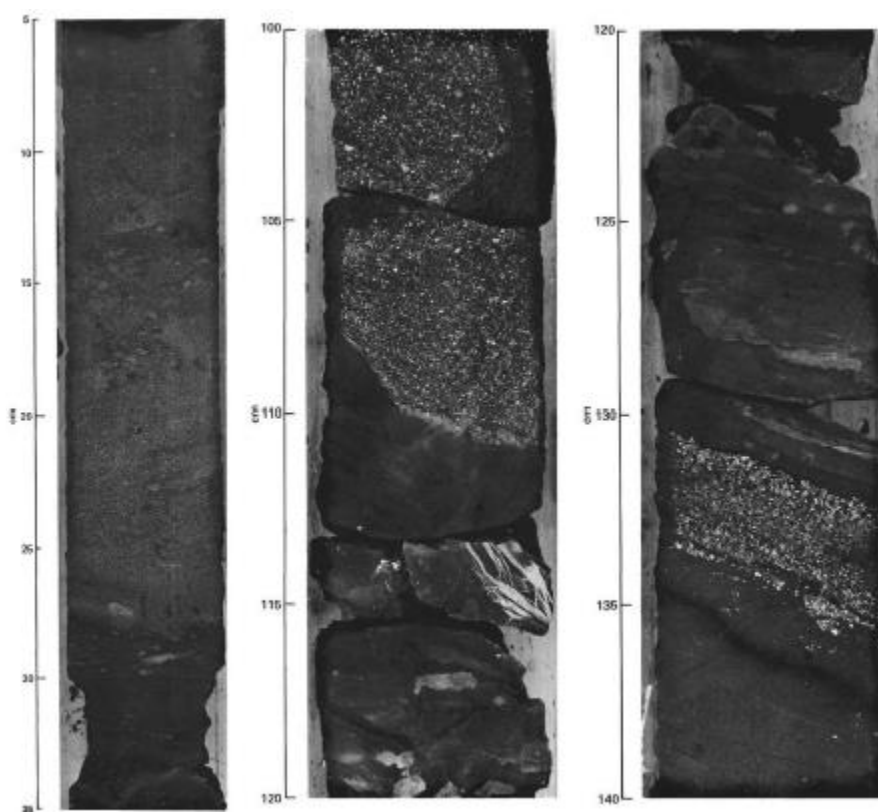


Рис. 83. Прослои вулканомиктовых песчаников в пачке 3. Рейс 81.

Пачка 4 – 672,3-964,0 м, *ранний эоцен – поздний палеоцен*, базальтовые потоки и гиалокластиты чередуются с прослоями вулканических и лапиллиевых туфов и делятся на части, которые различаются количеством вулканогенно-осадочных пород. В основании пачки 4 присутствуют обломки измененных базальтов.

В терригенных фациях пород, различающихся широкими вариациями в размерах зерен и плохо сортированных, присутствуют кварц (20-40 %), полевой шпат и слюда (10%). В нижней части разреза присутствуют обрывки растений и раковины. Наиболее ранними (*ранний миоцен*) являются базальты северного склона поднятия Воринг и далее по мере смещения на северо-запад и приближения к Исландскому плато и Норвежскому бассейну, т. е. приближения к осевой части Срединно-Атлантического хребта, возраст базальтов удревняется – *ранний- поздний эоцен*.

Красные почвы (redbed) возможно субаэрального происхождения наблюдались в керне скв. 336 и 345. В скв. 345 они образуют вертикальную последовательность выветрелых базальтов и брекчий или обломков (rubble). В скв. 336 в пределах

Исландско-Фарерского плато они образуют 10-метровую последовательность различного состава – чередующихся интервалов выветрелых и осадочных образований. В скв. 336 красные почвы продолжаются от базальтового основания до основания морских оливково-зеленых песчанистых алевролитов. Эта последовательность (секвенция) делится на четыре петрографических и стратиграфических пачки в следующем порядке: обломочные базальты, красные глины с обломками измененных базальтов, чередующиеся красные и палево-оранжевые глины и красные глины.

Обломочные базальты – мощность 453 см – характеризуются направленными изменениями снизу-вверх: уменьшение размера зерен и их угловатости, увеличение количества матрикса и интенсивности его цвета до черно-красных обломков в темно-желтом матриксе в верхней части. Отмечено, что образование брекчий обусловлено скорее процессами выветривания, чем процессами интрузивной минерализации. Контакт между обломочными базальтами и вышележащими красными глинами с обломками измененных базальтов. Красные глины сложены исключительно монтмориллонитом и гематитом, имеют мощность 140 см с обломками 1-10 мм базальтового стекла, первично базальтового, но полностью превращенного в глину. Вышележащие чередующиеся красные и палево-оранжевые глины имеют мощность 205 см с монтмориллонитом и каолинитом, содержание которых возрастает вверх по разрезу и с увеличением в нем количества палево-оранжевых глин. Вышележащие красные глины мощностью 175 см – монотонно окрашенные темно-красно-коричневые состоят из каолинита, гематита, гетита и анатаза. Отмечается, что секвенция красных почв скв. 336 формировалась на месте выветривания базальтового основания и может представлять железистую латеритную палеокору выветривания (paleosol), аналогичную тем корам выветривания, которые и сегодня формируются на базальтах. Латеритные коры выветривания скв. 336 и 345 формируются в *палеогене*, хотя точное время из формирования не изучено. Калий-аргоновый возраст подстилающих базальтов – *поздний эоцен*, в то время как перекрывающие их морские осадки на основании микрофауны могут быть определены как поздний эоцен. Раннетретичные латеритные палеопочвы – коры выветривания – известны в других частях Северной Атлантики и при мощности 60 м обнажены в платобазальтах с возрастом 60 млн. лет на плато Антрим Северной Ирландии, где также датируются *эоценом*. Таким же возрастом могут быть датированы красные гетитовые базальтовые брекчии скв. 345, как и в скв. 336.

Рейс 43. Северо-Западная Атлантика, 1975. Tucholke, B.E., Vogt, P.R., et al., 1979. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 43: Washington (U.S. Government Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.43.1979.

Скв. 386. Бермудское поднятие, центральная часть. Глубина – 4782 м, проходка – 974 м, керн – 438 м.

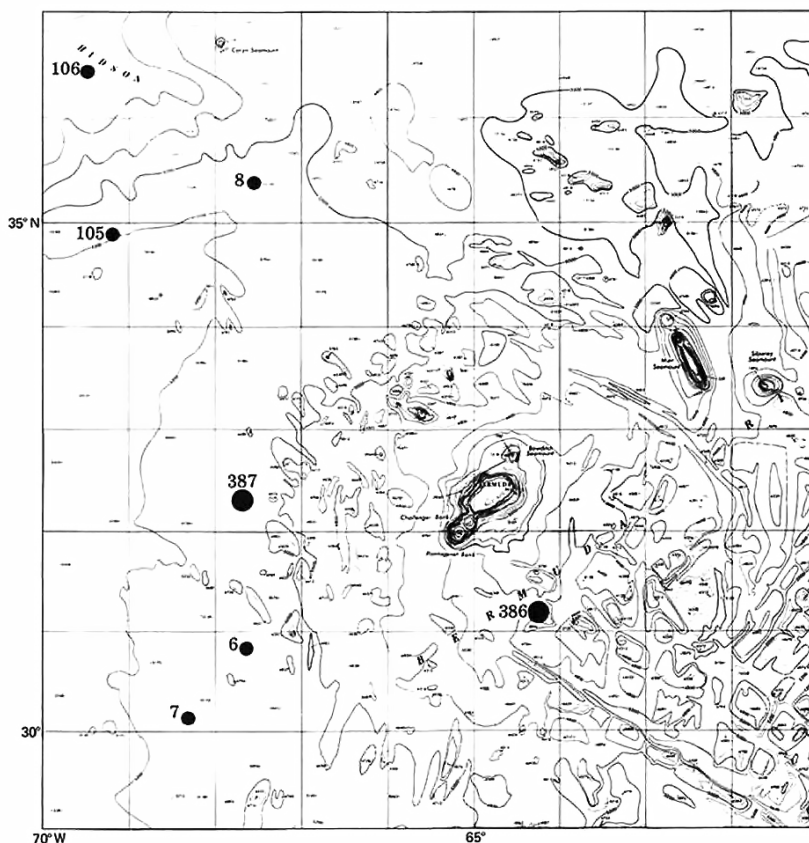


Рис. 84. Расположение скв. 386.

Осадочные породы основания разреза: темно-серые и черные аргиллиты с прослоями радиоляриевого песка – н. мел (в. сеноман – н. альб).

Вулканическое основание: базальт.

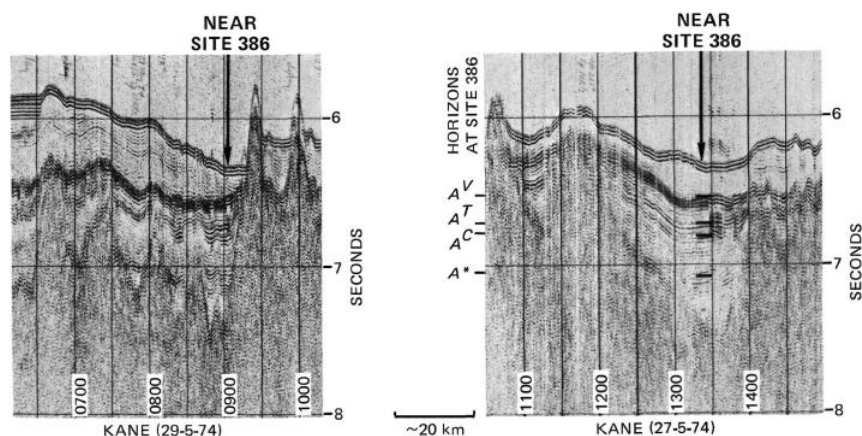


Рис. 85. Сейсмические профили района заложения скв. 386. Рейс 43.

Наиболее глубокие из пробуренных (964,2 м) зеленоватые аргиллиты датированы по нанофоссилиям *ранним альбом* (105-108 млн. л). Внутри аргиллитов имеются два 5 см прослоя грубых, неотсортированных голубовато-зеленых аргиллитов, содержащих небольшие обломки высоко измененного базальта. Верхний слой – 963,8 м (135-140 см) – содержит субокруглые до угловатых, удлиненные обломки карбоната, аргиллита и измененного базальта размером до 2 мм. Второй слой – 963,9 м (140-150 см) – имеет подобный состав, однако обломки имеют песчаную размерность. Обломки базальтов в обоих случаях интенсивно хлоритизированы. Считается, что оба прослоя обломочных аргиллитов могут быть сформированы выветриванием базальтов.

Базальтовое основание было достигнуто на глубине 966,2 м. Керна получен в количестве 1,9 м из 9,6 м проходки. Осадки в непосредственном контакте с базальтом, возможно, более выветрелые; поверхность базальта не вскрыта. Интерстиционные участки заполнены монтмориллонитом и хлоритом, развитыми по стеклу и по пироксену. Миндалины (1-3 %) заполнены монтмориллонитом. Наиболее свежие базальты были обнаружены в наиболее глубокой части скважины – 973,8 м.

Рейс 39. Юго-западная Атлантика, 1974. Supko, P.R., Perch-Nielsen, K. et al., 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 39: Washington (U.S. Government Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.39.1977.

Скв. 354. Поднятие Сеара. Глубина – 4052 м.

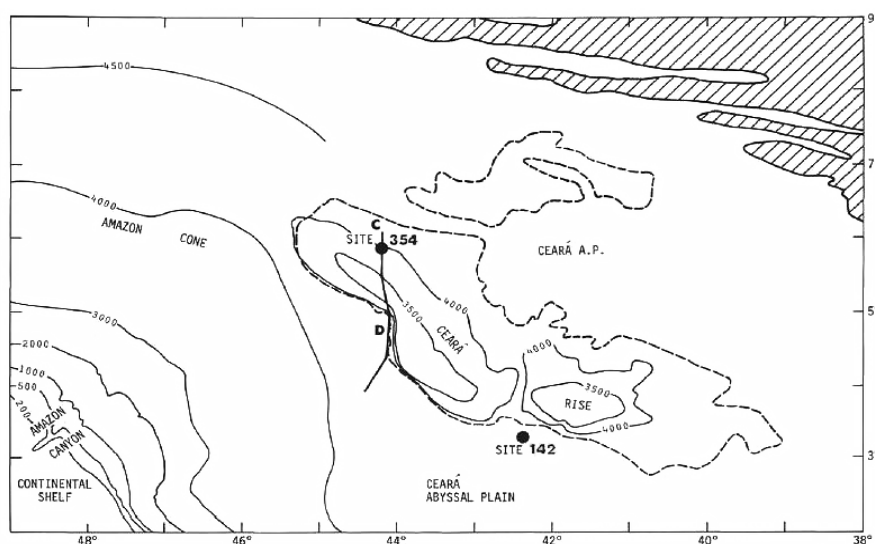


Рис. 86. Расположение скв. 354 на поднятии Сеара.

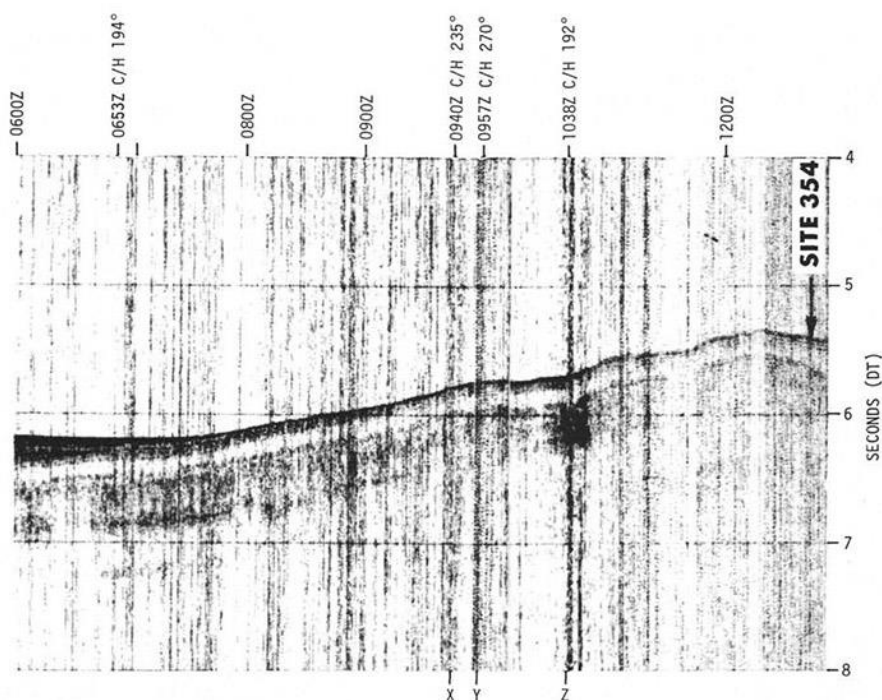


Рис. 87. Геофизический профиль места заложения скв. 354. Рейс 39.

Основание осадочного разреза скважины: красный плотный мел с окислами железа и марганца – *верхний мел (маастрихт)*.

Вулканические породы основания: базальты.

В разрезе скважины выделено девять пачек.

Пачка 1 – 0-128 см, *поздний плейстоцен*, желто-коричневый нанофоссильный ил.

Пачка 2 – 1- 48 м, *плейстоцен*, оливково-зеленый нанофоссильный ил.

Пачка 3 – 48-120 м, *средний миоцен – поздний плиоцен*, нанофоссильный и известковистый нанофоссильный ил с прослоями известковистых илов, в основании мел.

Пачка 4 – 240-550м, *средний олигоцен – ранний миоцен*, нанофоссильный и фораминиферовый мел, цеолиты, глинисто-галечные брекчии в нижней части.

Пачка 5 – 550-615, *ранний олигоцен*, цеолитовый диатомовый мел.

Пачка 6 – 615-805 м, *средний – поздний эоцен*, гомогенный нанофоссильный мел с фрагментами карбонатов.

Пачка 7 – 805-850 м, *ранний – поздний палеоцен*, нанофоссильный мел с ромбами доломита.

Пачка 8 – 850-886 м, *маастрихт*, палево-красный доломитистый мел с фрагментами карбонатов; обычны оксиды марганца и железа.

Пачка 9 – 886 м – базальты с жилками кальцита.

Пачка 8 основания осадочного разреза: бледно-красный мел (*поздний мел – маастрихт*) – мощность 36 м. Отличается ожелезненностью и бледно-красным цветом; окрашивающий материал – окислы железа и марганца. Глина – 10-13 %. В нижней части разреза прослой кремней. Базальные осадки (пачка 8) – железисты, обогащены глиной, отлагались в хорошо окисленных условиях.

Пачка 9 – вулканическое основание – базальты (8,4 м) – светло-серые с желтоватой полоской в верхней части; ниже базальт становится серым. Различия в окраске, возможно, отражают большую интенсивность выветривания верхней части.

Рейс 39. Скв. 357. Поднятие Рио Гранде. Глубина – 2086 м.

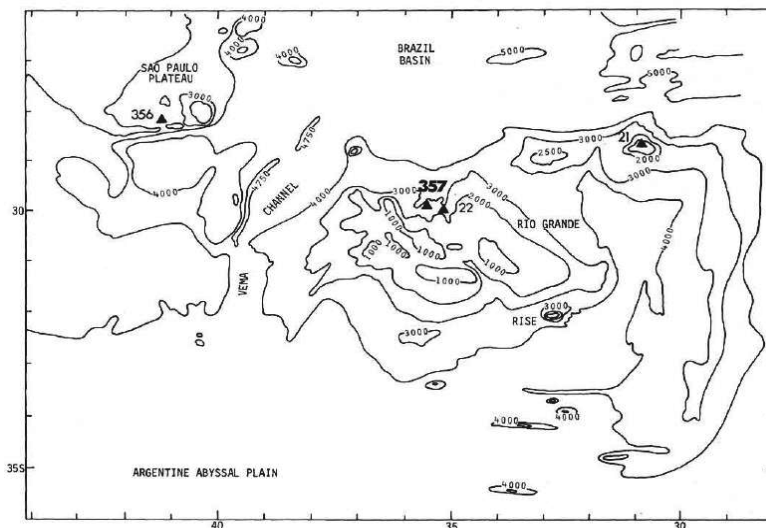


Рис. 88. Место заложения скв. 357 на поднятии Рио Гранде. Рейс 39.

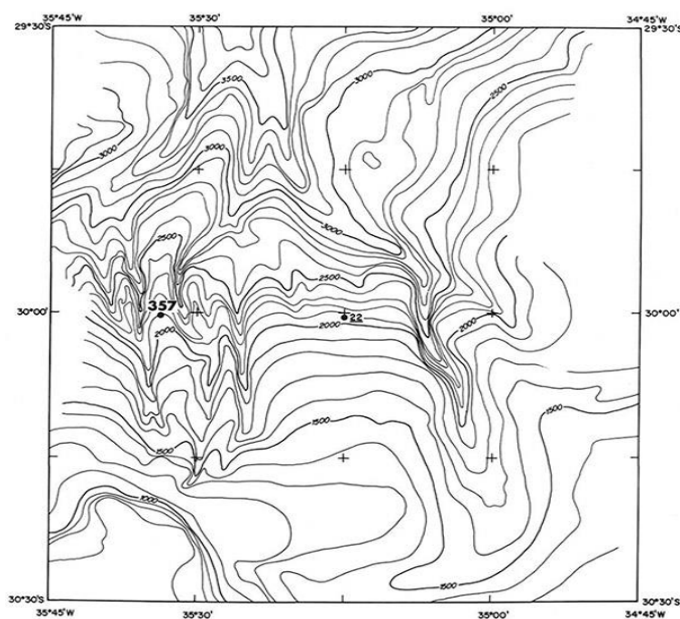


Рис. 89. Глубины и рельеф в месте заложения скв. 357. Отметить отчетливо выраженные формы рельефа с возможными элементами речных долин. Рейс 39.

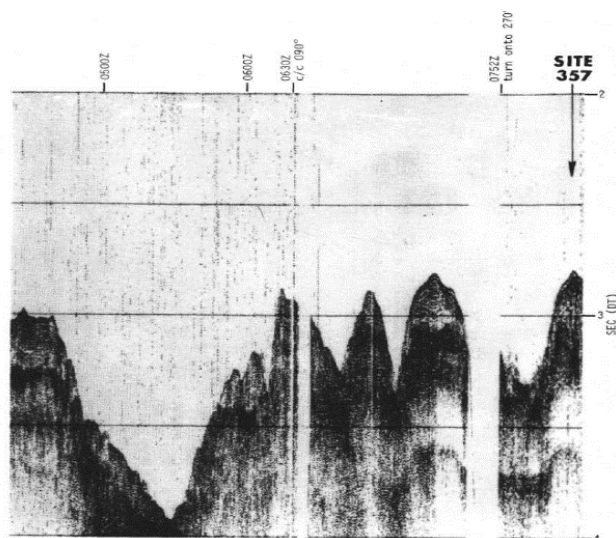


Рис. 90. Геофизический профиль в районе заложения скв. 357. Рейс 39.

В разрезе скважины выделены следующие пакки.

Пачка 1 – 0-65,5 м, *ранний плейстоцен – ранний миоцен*, неконсолидированные нанофоссильные илы, зеленовато-оранжевые и розовато-серые.

Пачка 2 – 65.5-358 м, *ранний миоцен – средний эоцен до раннего эоцена*, нанофоссильные илы переходящие в нанофоссильный мел и светло-серый известняк.

Пачка 3 – 358-373 м, *средний эоцен*, вулканические брекчии и доломиты, перекрываются вулканической брекчией. Обломочный материал: базальтовое стекло фрагменты, отдельные кристаллы, обломки осадочных пород и отдельные фоссилии. Размер обломков – 1-3 см до 2-4 мм. Обломки осадочных пород – известняки – 4-1 см, красные водоросли, бентические фораминиферы, раковины двустворок и гастропод указывают на мелководное образование брекчий. Базальты сильно изменены, превращены в глины палево-коричневые. Базальты интенсивно миндалекаменные.

Пачка 4, *ранний эоцен – поздний кампан*, известняки, нанофоссильный мел – коричневые и оранжево-серые.

Пачка 5 – 673,5-797 м, *поздний кампан – сантон*, доломитистые известняки, интенсивно-полосчатые в нижней части.

Пробурено 797 м осадочного разреза в северном окончании поднятия Рио Гранде. Большую часть разреза образуют пелагические известковистые илы, мел и известняк. Силикатные компоненты важны только в среднем и нижнем эоцене. Терригенные компоненты редко встречаются в верхней части разреза и получают широкое распространение в *сантоне* и в верхней части *верхнего кампана* в части разреза мощностью 125 м. Характерно присутствие в разрезе 15 м аллохтонных вулканических брекчий, указывающих на мелководные условия осадконакопления в *эоцене*. Несогласия отмечены в *кампане* и по границе мел-третичные отложения. Важное несогласие включает большую часть *палеоцена* и *нижний эоцен*. В основании пачки вулканических брекчий расположен горизонт 5 см силикатных известняков с фрагментами вулканического стекла. Главными компонентами брекчий являются обломки базальтового вулканического стекла, обломки пород и фоссилий. Присутствие в цементе брекчий красных водорослей, раковин двустворок и гастропод показывает, что материал брекчий формировался в мелководных условиях вблизи источника вулканогенных компонентов. Фрагменты миндалекаменных базальты изменены – превращены в глины.

Рейс 36. Южная часть Атлантического океана, 1974. Barker, P.F., Dalziel, I.W.D. et al., 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 36, Washington (U.S. Government Printing Office), 1080 p. //doi:10.2973/dsdp.proc.36.1977.

Скв. 327. Глубина 2400 м. Скважина расположена в восточной приподнятой части Фолклендского плато. Плато ограничено с севера разломом Фолкленд – фрагментом разлома Агульяс. Плато – континентальный блок, перекрытый осадками мощностью около 4 км.

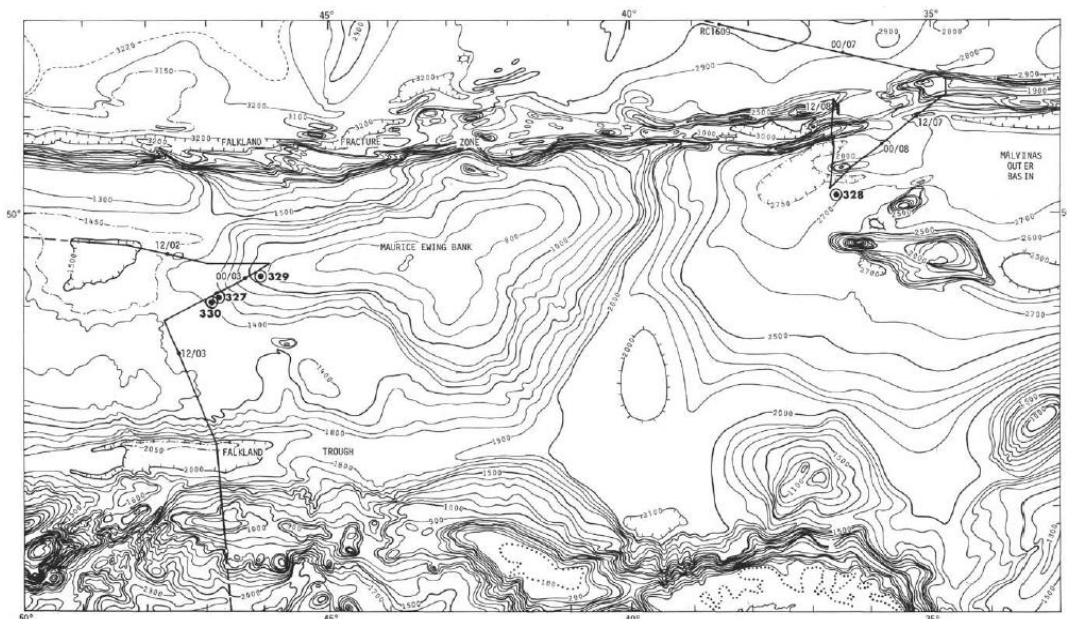


Рис. 91. Батиметрия района заложения скв. 327. Рейс 36.

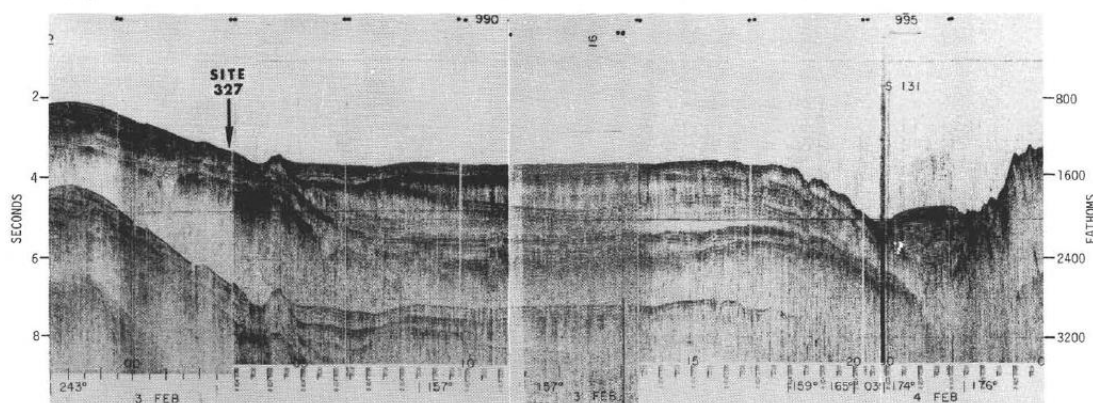


Рис. 92. Сейсмический профиль района заложения скв. 327. Рейс 36.

В разрезе скважины выделены следующие пачки.

Пачка 1 – 0-10 м, *квартер*, илестые пески и гравий с прослоями глин. В гальках глинистые сланцы, девитрифицированные вулканические породы кислого состава, аркозовые песчаники и грауваки.

Пачка 2 – 10- 30 м, *поздний палеоцен – ранний эоцен*, серо-оранжевые цеолитовые глины; радиолярии, нанофоссилии, обломки рыб.

Пачка 3 – 30- 68 м, *поздний палеоцен*, глинистые кремнистые илы с глауконитом, монтмориллонитом.

Пачка 4 – 68-90 м, *поздний палеоцен*, цеолитовые глины.

Пачка 5 – 90- 142 м, *средний- поздний маастрихт*; основание – возможно *кампан* – фораминиферо-нанофоссильные илы с большим количеством минералов глин, пелециподы, *Inoceramus*. Обломки известняков и кремней. Наиболее верхняя часть керна – хардграунд, длительное время обнаженный на дне моря.

Пачка 6 – 142-154 м, *турон-коньяк*, коричневые цеолитовые глины, чередующиеся с прослоями микритов. В обломках кварц, полевой шпат, глауконит, окислы железа, халцедон и зубы рыб. Полевые шпаты интенсивно выветрелые, вокруг них – каемки окислов железа. Микриты – перекристаллизованный карбонат.

Пачка 7 – 54-324 м, *альб*, наноилы, мел, аргиллиты желто- и светло-коричневые, розовые, монтмориллонит, ромбы доломита, фрагменты *Inoceramus*(?), тонкостенные пелециподы.

Пачка 8 – 372-469.5 м, *неоком – поздний апт*, обогащенные органикой аргиллиты, переслаивающиеся с известняками. Резко увеличивается степень литифицированности. Родохрозит, ромбы доломита. Фрагменты растительных остатков 1,5 x 4 см, обугленная древесина. Сапропелевые сланцы в основании пачки. Мелководные условия осадконакопления.

Рейс 36. Скв. 328. Глубина 5095 м. К северу от Южной Джорджии и восточнее плато Фолкленды.

В разрезе скважины выделены следующие пачки (сверху вниз).

Пачка 1 – 0-13,5 м, *квартер-плиоцен*, илы диатомовые, глинистые с гальками угловатыми и субугловатыми; в основании пески.

Пачка 2 – 13,5-49 м, *миоцен – олигоцен*, илы, глины и аргиллиты в различных соотношениях – желто-серые и желто-коричневые. В основании пачки в глинах аутигенный цеолит с филлипситом. В глинах пачки 2 обнаружены обломки рыб, пиритизированные кремнистые остатки и перемещенные меловые радиолярии, многочисленные железомарганцевые нодули.

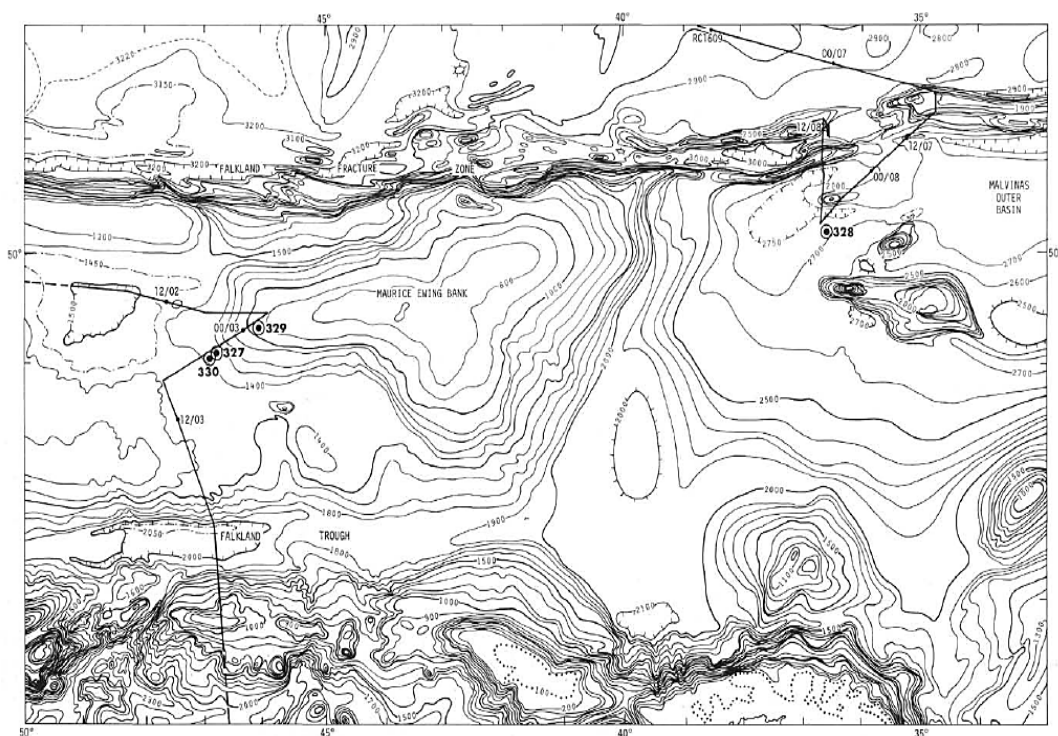


Рис. 93. Батиметрия района заложения скв. 328. Рейс 36.

Пачка 3 – 49-130 м, *поздний эоцен – поздний мел*, монотонные цеолитовые глины и аргиллиты с антигенными цеолитами, следами глауконита.

Пачка 4 – 310-471 м, основание – *турон-сантон*, середина – до *кампана*, верх – *кампан-маастрихт*, полосчатость от сантиметра до метра, чередование окраски от красной и коричневой внизу до оливковой и серой – вверху. Темноокрашенные полосы обогащены органическим материалом растительного происхождения. Присутствуют пирит, окислы и гидроокислы железа. Остатки рыб, пиритизированные радиолярии, глауконит и бентические радиолярии.

Рейс 36. Скв. 329. Расположена на глубине 1519 м в 55 км северо-восточнее скв. 327 в пределах банки Морис Юинг, для изучения мелководных неогеновых отложений. Пробурено 179,5 м, остановлена в мелу – *палеоцен*.

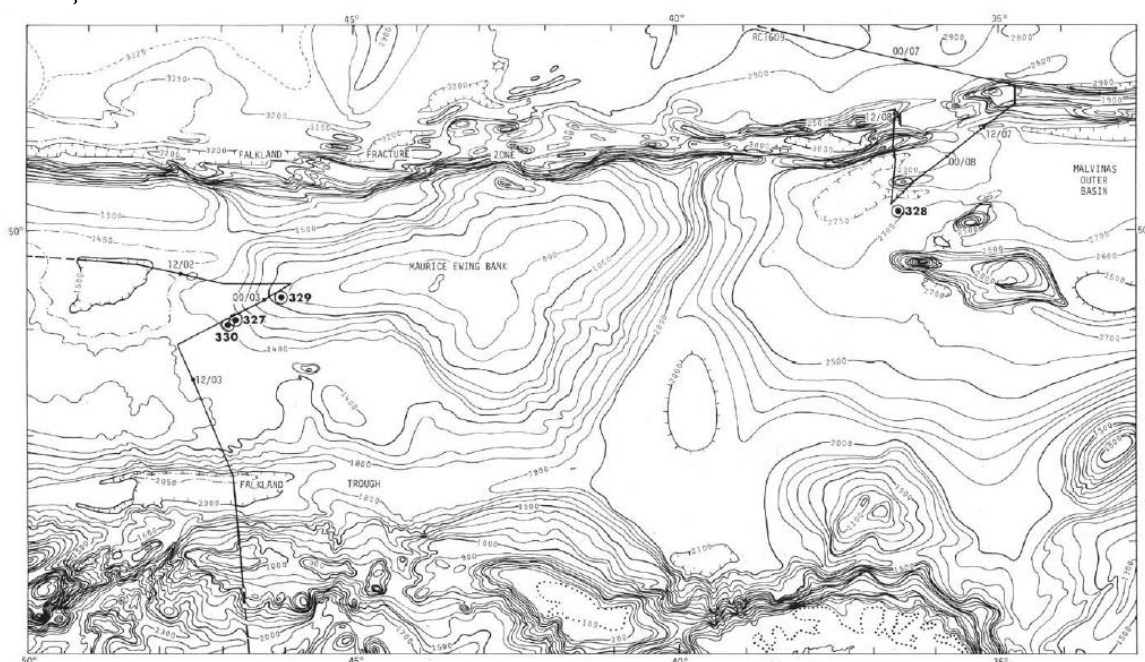


Рис. 94. Батиметрия района заложения скв. 329. Рейс 36.

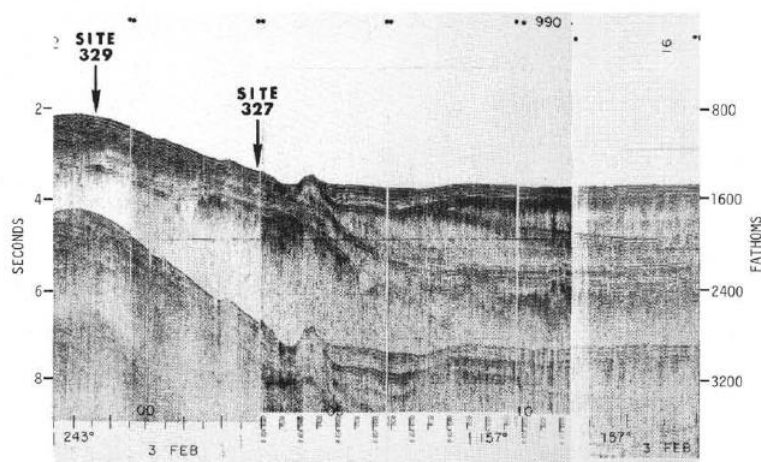


Рис. 95. Сейсмический профиль района заложения скв. 329. Рейс 36.

Пачка 1а – 0-4,5 м, *квартер – плейстоцен*, нижняя часть – *миоцен*, диатомовый ил с песком с большим разнообразием соотношений кластических и биогенных фракций. Обломки гранитов, кислых вулканических пород и розовых песчаников, метапесчаников, кварцитов, граувакк и хлоритизированных габбро.

Пачка 1 б – 45-225 м, *средний миоцен*, детритовые илы с обломочным материалом и биогенными компонентами – зеленые и оливковые; обломочный материал – кварц и полевоый шпат, а также вулканическое стекло.

Пачка 1 в – 225-350 м, *средний – поздний миоцен*, диатомовые илы и мел, обломочный материал – кварц, вулканическое стекло, обломки раковин пелеципод.

Пачка 2 – 350-464,5 м, *средний миоцен – олигоцен*: мел с прослоями твердых силифицированных пород, раковины пелеципод.

Рейс 36. Скв. 330. Банка Морис-Юинг (Фолклендское плато). Глубина – 2626 м, проходка – 575,5 м, керн – 89,5 м.

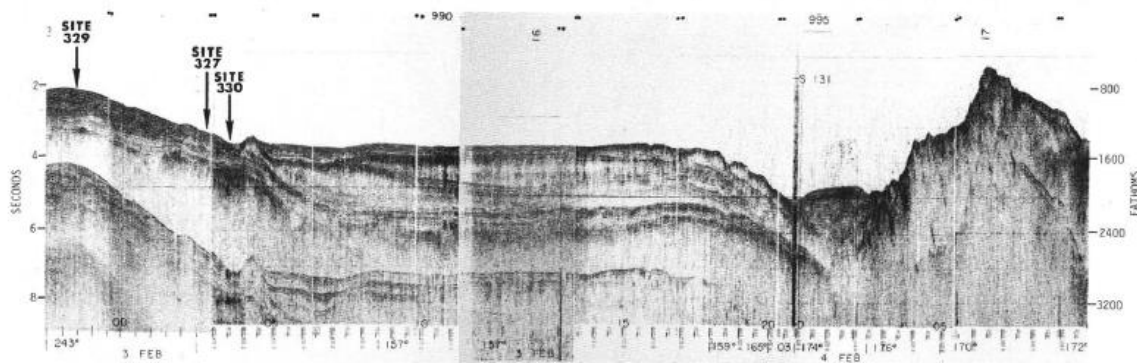


Рис. 96. Сейсмический профиль и местоположение скв. 330 на банке Морис Юинг. Рейс 36.

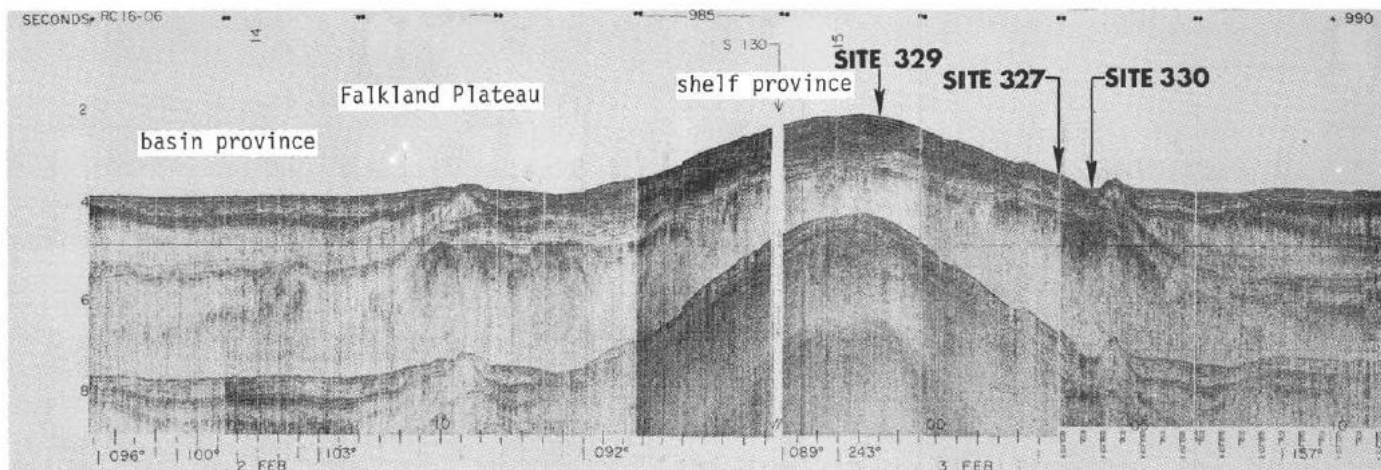


Рис. 97. Размещение скважин рейса 36 и сейсмический профиль – скв. 329-327-330. Рейс 36.

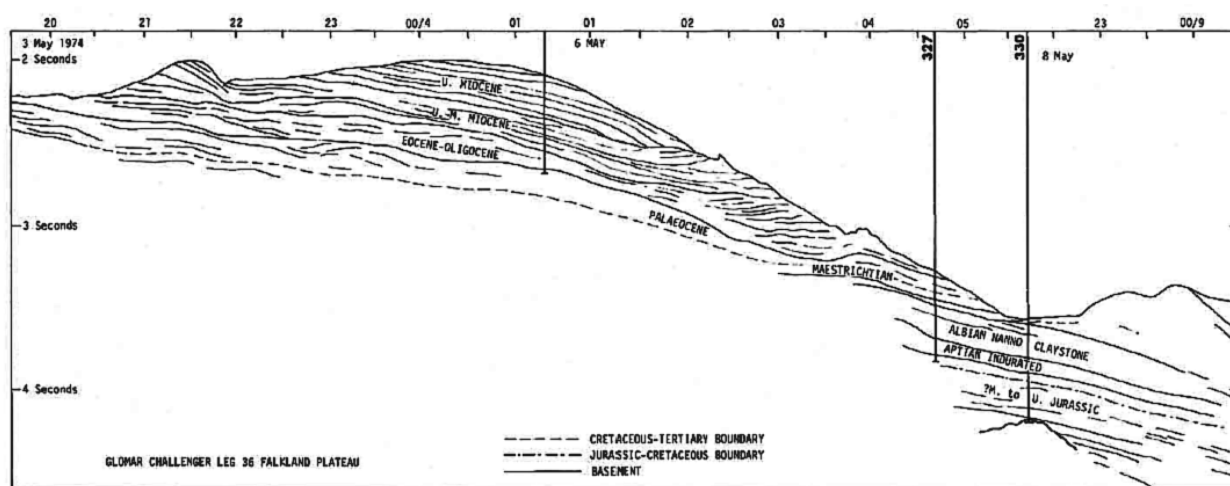


Рис. 98. Условный разрез Фолклендского плато и банки Морис-Юинг (скв. 327-330). Пунктир- граница отложений-мела и третичных; точка-пунктир –граница юра-мел; сплошная линия – основание. Рейс 36.

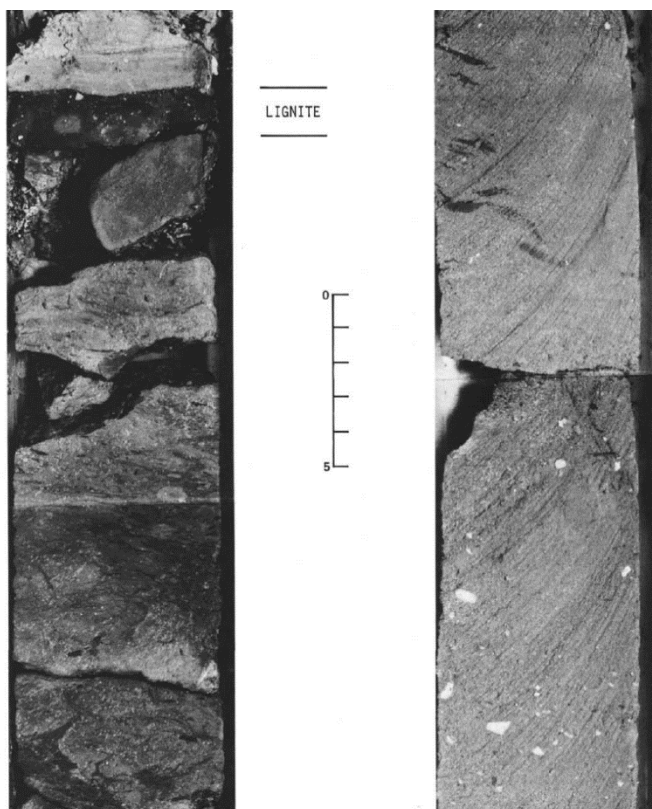


Рис. 99. Фото аргиллитов с прослоями лигнита в пачке 6 скв. 330.

Основание осадочного разреза, вскрытое скважиной: алевроитовые глины и глинистые алевроиты; в подошве разнорзернистый песок – *верхний (оксфорд) – средняя юра?*

Кристаллические породы основания: гнейсы, пегматиты, базальты.

В разрезе выделены следующие пачки:

Пачка 1 – 0-34 м, *квартер – эоцен*, диатомовые илы с марганцевыми микронодулями.

Пачка 2 – 34-200 м, *сеноман – ранний – поздний альб*, светло-коричневые и розовато-серые наноглины с цеолитами. Микриты с обломками раковин пелеципод.

Пачка 3 – 200-425 м, *ант – неоком* и несогласие с нижележащей частью разреза –

ранний киммеридж – оксфорд, преобладающие углеродистые (сапропелевые) аргиллиты, микритовые известняки, монтмориллонит, иллит, кварц, цеолиты, углеродистое вещество (аморфное – сапропель, кероген, возможно наземный детрит растений), *Inoceramus*, остатки белемнитов и тонкостенных пелеципод, прослои сапропелевых аргиллитов.

Пачка 4 – 425-540 м, *оксфорд-средняя юра(?)*, глины, песчанистые глины с прослоями известняков и песчаников. В отличие от вышележащей пачки увеличивается количество терригенного материала, цвет меняется на желто-коричневый, углеродистый материал меняется от сапропелевого до остатков растений и древесины с различной внутренней структурой, обычна слоистость. Типичный обломочный материал – кварц, полевой шпат, гранат, циркон, турмалин. Раковины пелеципод иногда в нижней части разреза концентрируются в слоях мощностью 3-5 см.

Пачка 5 – 540-547,2 м, *оксфорд – средняя юра(?)*, субаркозовые песчаники; субугловатые зерна кварца $\approx 90\%$, калиевый полевой шпат, обломки пород, гранат, турмалин, циркон. Высокая зрелость осадков и стратиграфическое положение между морскими слоями наверху и наземными аллювиальными внизу предполагает пляжное их образование.

Пачка 6 – 567,2-550,3 м, *оксфорд – средняя юра(?)*, кремнистые песчаники тёмно-коричневого цвета, содержат многочисленные фрагменты растений и лигнита. Прослой аргиллита (30 см) с тонким прослоем лигнита (3 см) прямо налегает на породы основания – докембрийско-нижнепалеозойские метаосадочные гнейсы. Непосредственно выше контакта имеется тонкий слой глинистого песка, в котором главным минералом является каолинит, который может представлять часть древнего профиля коры выветривания (old soil profile). Песчаники вышележащих слоев плохо отсортированы, угловатые зерна кварца и полевого шпата плавают в глинисто-песчаном матриксе с обломками обугленной древесины и лигнита.

Пачка 7. Континентальное основание (550,3-570,8 м) – *докембрий*. Получено керн 7,3 м, пробурено 19,5 м. Малый выход керна – результат изменений состава пород. Их выделено 5 типов.

1) Метаосадочные гнейсы. Размер зерен около 1 мм.



Рис. 100. Гнейсы скв. 330.



Рис. 101. Пегматиты и гнейсы скв. 330 (1-4), 3 – жилка базитового состава, нацело замещенная смектитом в гнейсе.

2) Интрузивная жила базитов рассекает гнейсы и пегматиты – порода изменена в зеленую смектитовую глину (после пребывания на воздухе распадается на куски). Верхняя часть керна представлена гнейсами, импрегнированными кальцитом – до 40 %; такие породы распространены на «глубину» 40 см ниже верхней части основания и на глубине 70 см – 2 % и далее еще меньше. Объясняется это их образованием вблизи древней земной поверхности (суши) перед тем, как она была погружена под верхнеюрские осадки. Источник карбоната неясен, так как песчаники, перекрывающие основание, не содержат кальцита в цементе. Была обнаружена неопределенной формы челюсть (scolecodonts) и рядом «крюк руки цефалопода»; многочисленные белемниты, аммоноидеи, двустворчатые (пелециподы), кораллы.

Длительная история становления заключена в формировании пегматитовых жил перед этапом метаморфизма и деформаций, и регрессивного метаморфизма – хлоритизация граната и биотита. Вторая генерация гранита образуется синхронно с пегматитовой интрузией. Далее внедряются интрузии базитов и микросиенита. Подъем гнейсов и их эрозия в юре сопровождалась формированием кор выветривания в субэвальной зоне. Последующее погружение ниже уровня юрских лагунных условий сохранило такие взаимоотношения.

Датирование рубидиево-стронциевым методом кристаллических пород показало возраст 53,5-66 млн. лет с величиной начального стронциевого изотопного отношения 0,7309.

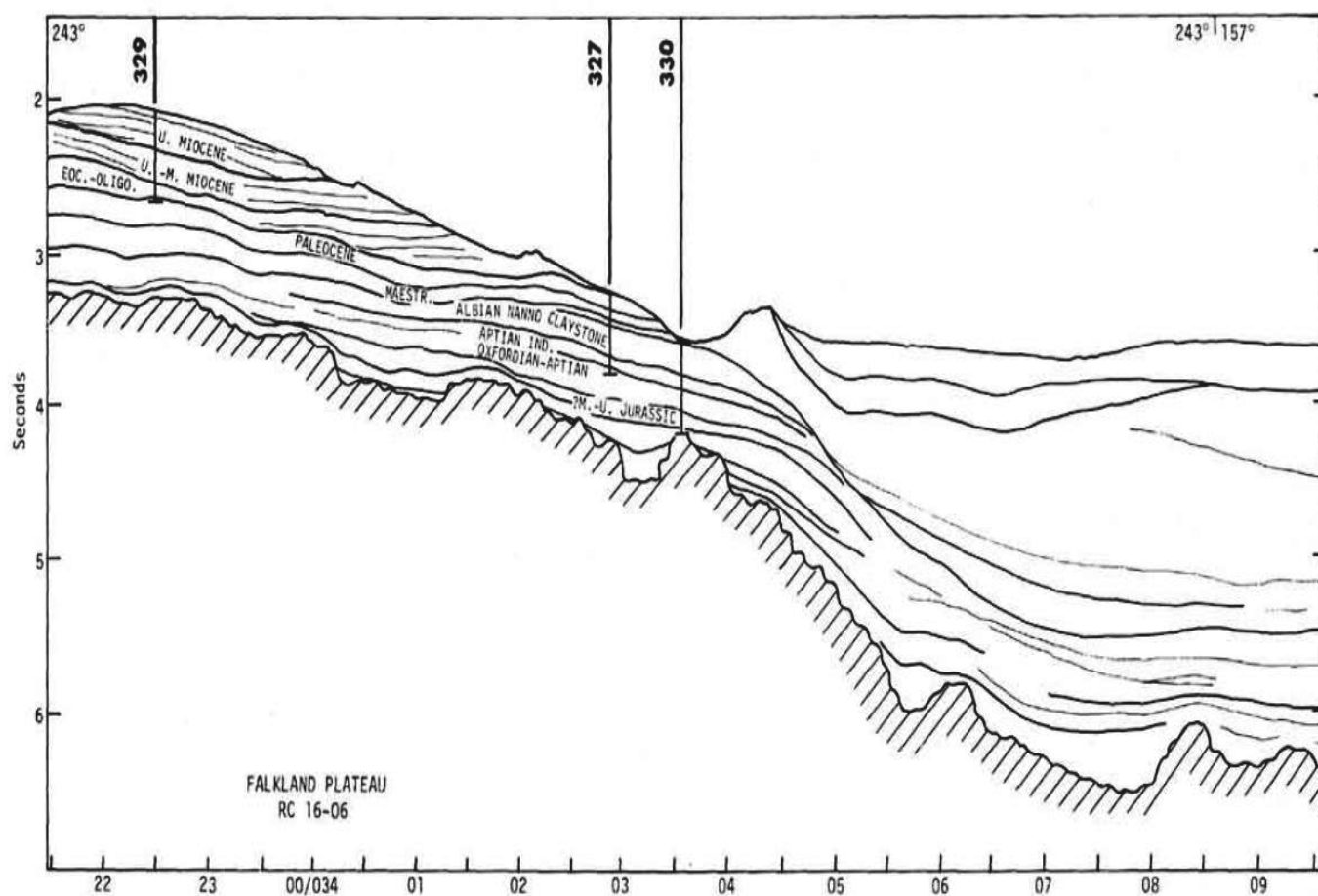


Рис. 102. Стратиграфическая интерпретация геофизических профилей по разрезам скв. 327, 329, 330. Рейс 36.

Рейс 114. Субантарктическая Южная Атлантика, 1988. Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y., et al., 1988. Proc. ODP, Init. Repts., 114: College Station, TX (Ocean Drilling Program) //doi:10.2973/odp.proc.ir.114.1988.

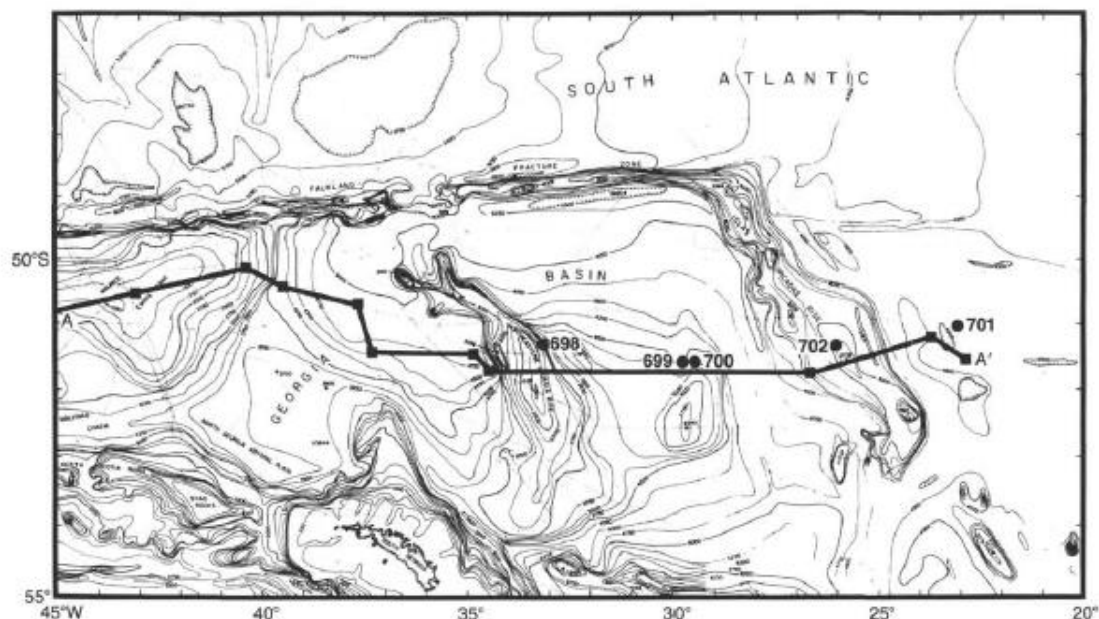


Рис. 103. Карта размещения скважин рейса 114.

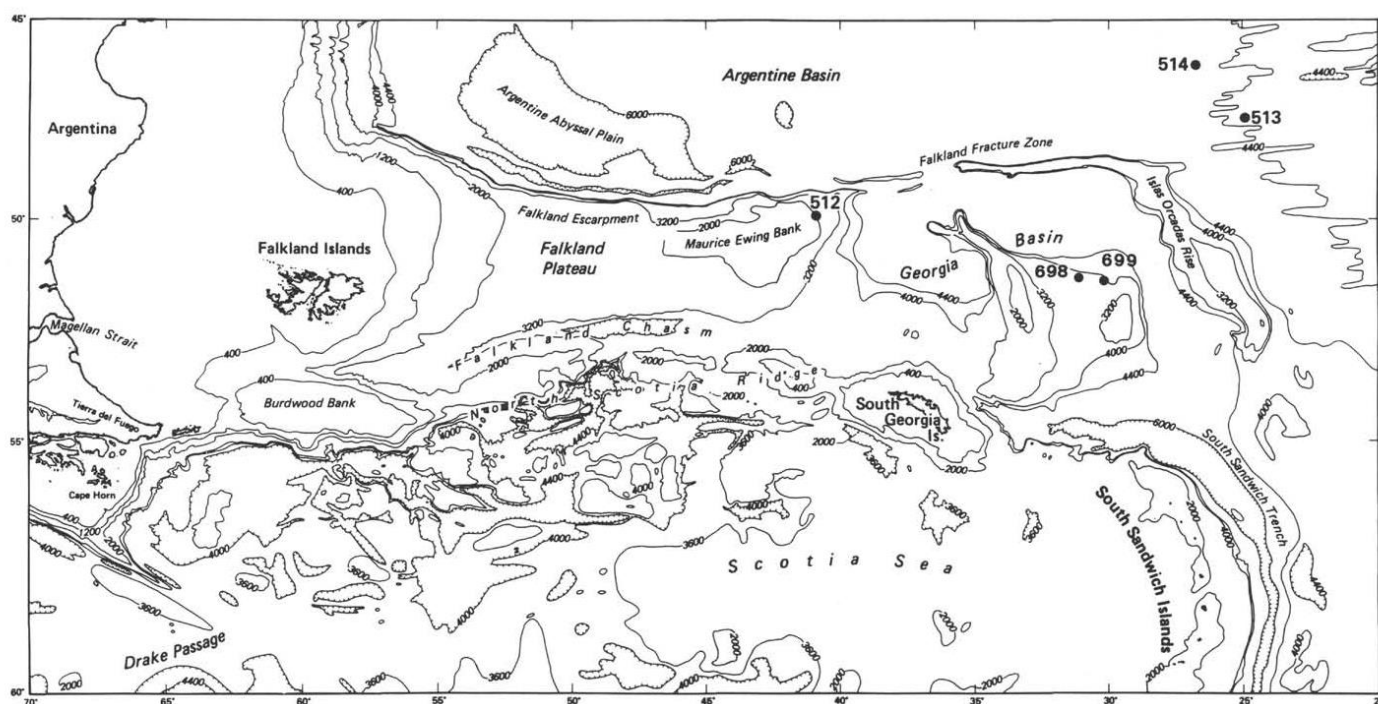


Рис. 104. Карта размещения скважин рейса 114.

Рейс 114. Скв. 698А. Глубина – 2375,0 м, проходка – 237,0 м, керн – 62,26 м. Скважина расположена вблизи восточной окраины наименее глубокой части поднятия Северо-Восточная Джорджия.

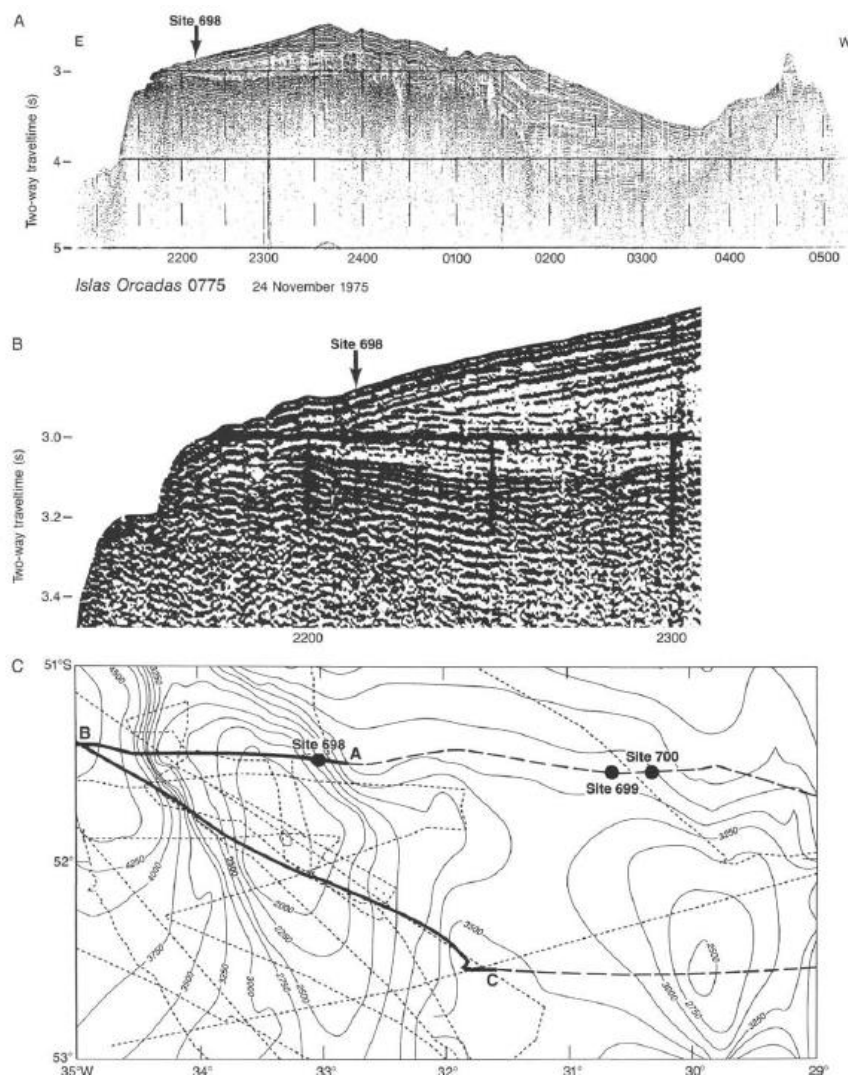


Рис. 105. А-В – Сейсмические профили района заложения скв. 698; С – батиметрия района заложения скв. 698. Рейс 114.

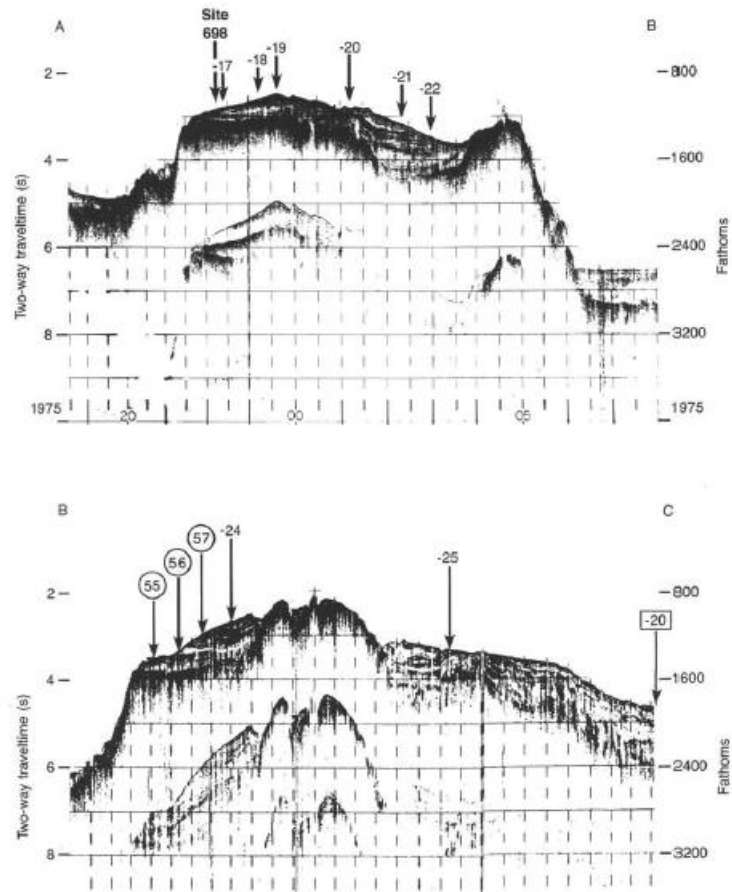


Рис. 106. Сейсмические профили через поднятие северная Джорджия и место заложения скв. 698. Рейс 114.

Основание осадочного разреза: песчанистый ил – *кампан* или древнее.

Вулканическое основание: базальты, трахитовые и субтрахитовые базальты, ферро (?) базальты, прожилкованные с различной степенью измененности, перекрывающие выветрелые базальты.

Пачка – 4.25-42 м – фораминиферовый нанофоссильный ил, *конец раннего – ранний – средний эоцен*.

Пачка – 42-146,5 м – фораминиферовый мел, *маастрихт – ранний эоцен*. Пачка – 146,5 – 190,5 м, *поздний мел – кампан – маастрихт*, мелкозернистые известняки, светло-серые и белые с примесью вулканического пепла, радиолярий, фрагментов диатомей, цеолитов и глин. Ближе к основанию появляются кремни.

Пачка – 190.5-200-209.5 м – песчанистый ил, интерпретируемый как продукт выветривания (субаэрального?) нижележащих базальтов.

Пачка – 209,5-237 м – обогащенные гематитом аргиллиты сверху; микробрекчия, содержащая фрагменты измененных базальтов с гематитовым матриксом. Аргиллиты переходят далее вниз в материал, который может быть интерпретирован как совершенно, полностью выветрелый базальт. Аутигенный материал в этом горизонте представлен обломками аргиллита темно- или красно-коричневого цвета. Некоторые из этих обломков сохранили структуру исходных базальтов. Выветривание совершенно изменило первичные Fe-Mg минералы.

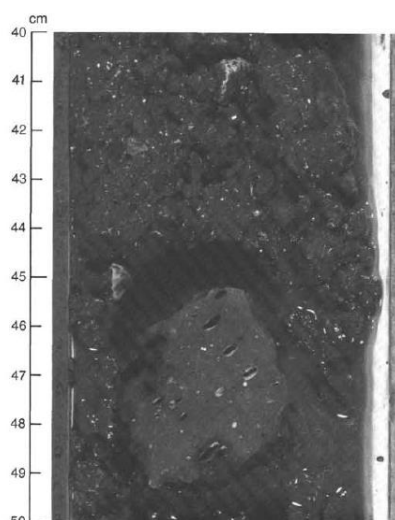


Рис. 107. Обломок совершенно выветрелого базальта с сохранившейся первичной текстурой, включая миндалины.

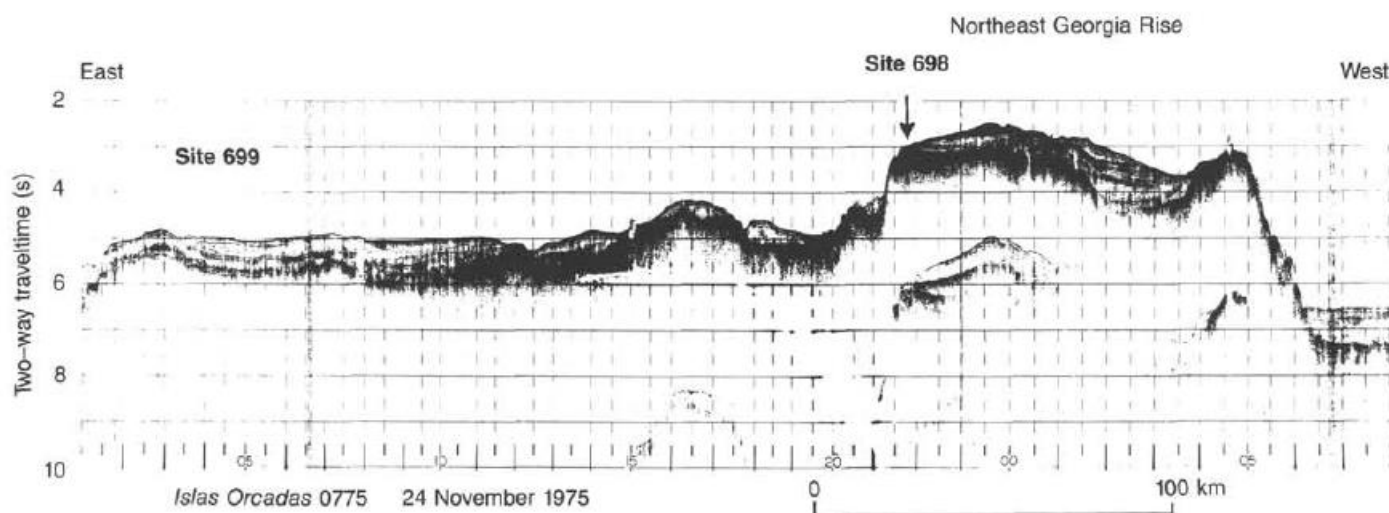


Рис. 108. Сейсмический профиль района заложения скв. 699,698. Рейс 114.

Рейс 114. Скв. 699А. Расположена на северо-восточном склоне поднятия Северо-Восточная Джорджия. Глубина – 4234 м, проходка – 518,1 м, керн – 356,52 м.

Основание осадочного разреза: вулканический песок – *ранний палеоцен*.

Пачка 5, *средний – поздний эоцен – мел*, светлый до зеленовато-серого и белого, с прослоями гравия и песка. (91-114 см), в которых субокруглые плохо сортированные обломки представлены кварцитом, базальтом, зеленым сланцем и кварцем, а также гранитом.

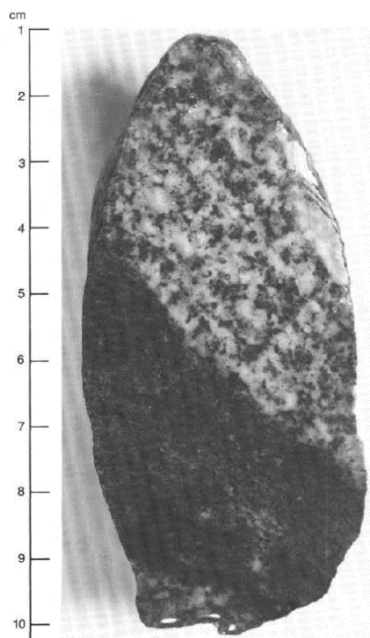


Рис. 109. Гранитная галька.

Субпачка 5b, *ранний – поздний эоцен*, сложена палево-желтым, коричневым мелом, вмещающим округлые гальки размером 35-50 см; 8-12 см (гранодиорит округлый); 80-83 см (угловатый базальт и гранодиорит); 21 см – субокруглый зеленый сланец; 55 см (базальт с гематитом); 60-146 см (субокруглые амфиболит и кварцит). Подобного состава гальки, но меньших размеров, обнаружены выше по разрезу.

Пачка 6, *поздний палеоцен*, тёмно-коричневый аргиллит, мел. Увеличение количества цеолитов одновременно с изменением окраски до тёмно-коричневой в аргиллитах связывается с диагенетическими изменениями. В основании пачки – вулканический песок.

Рейс 114. Скв. 700. Расположена в западной части бассейна Восточная Джорджия на глубине 3601 м, на северо-восточном склоне Северо-Восточного поднятия Джорджия.

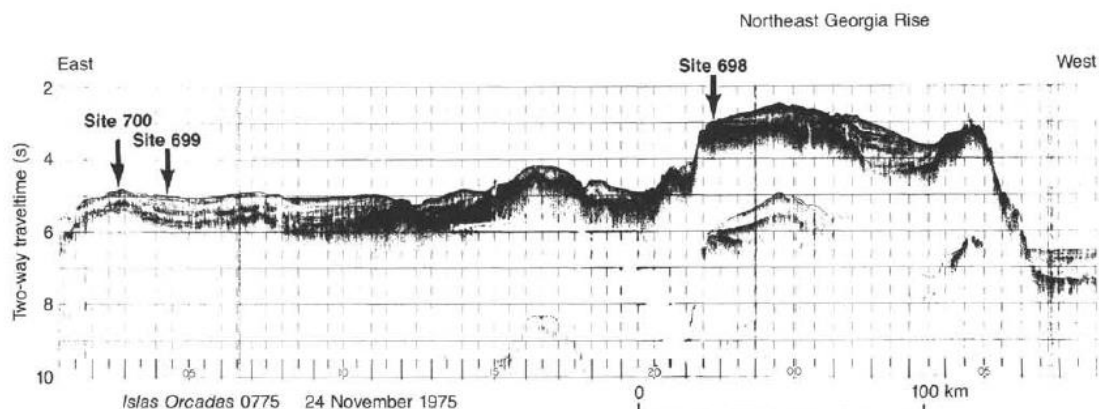


Рис. 110. Скважины 698, 699, 700 на сейсмическом профиле поднятия Северная Джорджия. Рейс 114.

В основании разреза вскрыта пачка 5с – *кампан, сантон, турон* – аналогичная вышележащим субпачкам пачки 5 и представленная глинистыми известняками с горизонтом пепловых глин, содержание которых увеличивается вниз по разрезу. Обнаружены обломки раковин иноцерамусов.

Рейс 114. Сква. 703А. Расположена на поднятии Метеор на глубине 1796 м в пределах асейсмичного хребта, расположенного юго-западнее зоны разлома Агульяс. Глубина – 1796,1 м, проходка – 377.4 м, керн – 192,29 м.

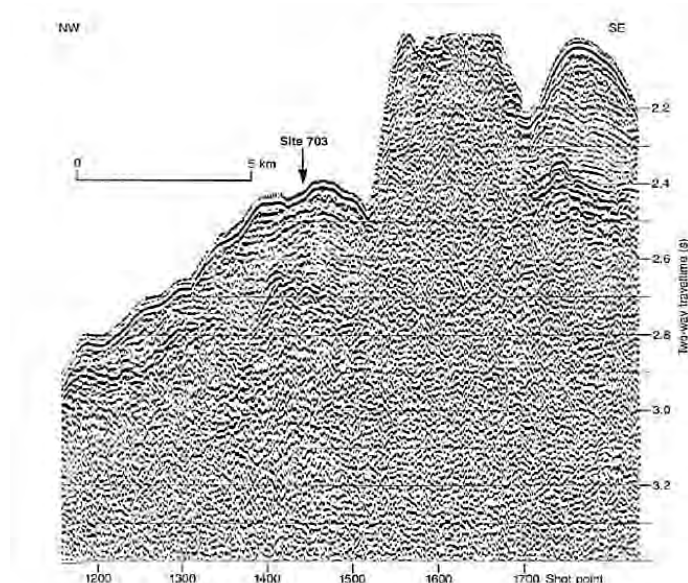


Рис. 111. Сейсмический профиль места заложения скв. 703. Рейс 114.

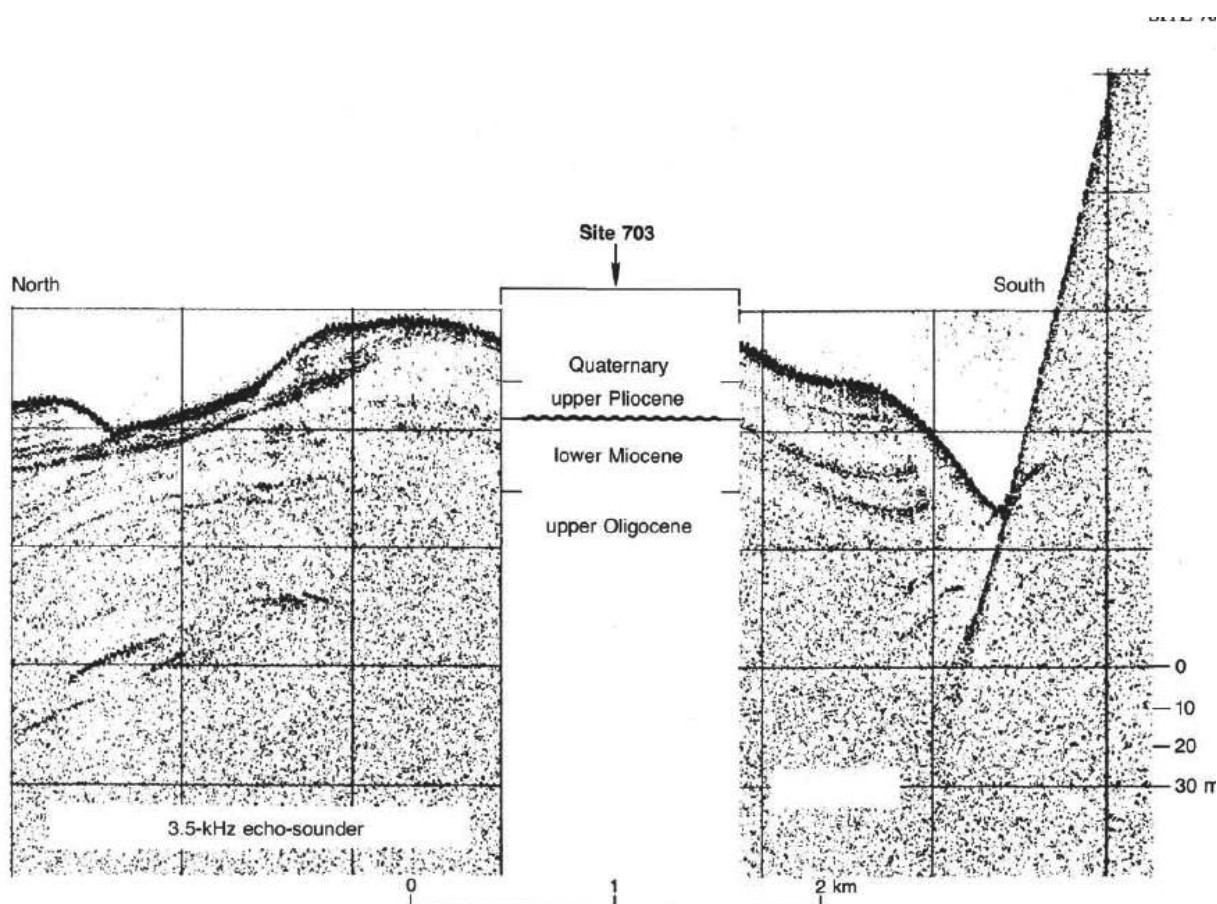


Рис. 112. Сейсмический профиль места заложения скв. 703 и литологическая интерпретация. Рейс 114.

Основание осадочного разреза: доломитсодержащий вулканический пепел, известковистый песчаник (турбидит) – *начало среднего эоцена*.

Вулканическое основание: высокоизмененный порфировый базальт или андезибазальт.

Пачка 1 – 0-71 м, *квартер – ранний олигоцен*, кремнисто-фораминиферо-нанофоссильный ил.

Пачка 2 – 71,4-162,4 м, *ранний олигоцен – средний эоцен* – фораминиферо-нанофоссильный ил.

Пачка 3 – 162,4-228,9 м, *середина – конец – среднего миоцена*, nanoфоссильный ил, глины, гравийные пески.

Пачка 4 – 228,9-364,0 м, *средний эоцен*, nanoфоссильный мел с гравийными потоками.

Пачка 5 – 364,0-365,65 м, слабо и средне измененные базальты, базальтовые андезиты и пирокластика кислого состава. Основание осадочного разреза сложено микритовым nanoфоссильным мелом и гравелитовым вулканическим песком, содержащим обломки кремней, базальтов, андезибазальтов, риолитовых туфов и гранодиорита.

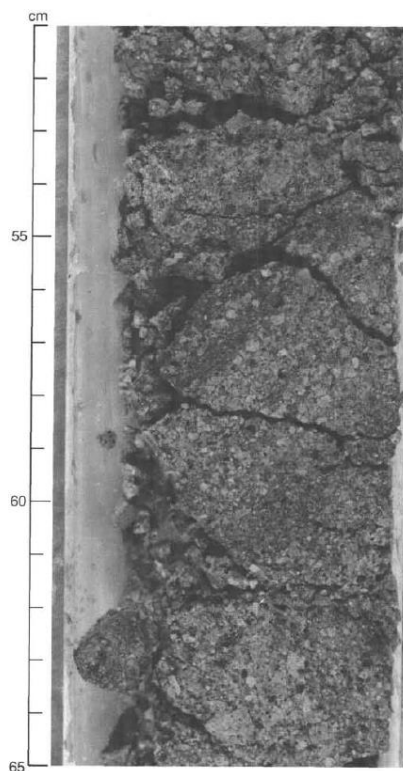


Рис. 113. Наклонная слоистость в вулканической брекчии.

Вулканическая брекчия коричневого цвета обнаружена в одном из кернов и содержит пемзу и вулканическое стекло, сцементированные известковой белой субстанцией (цеолит?). Основание разреза – светло-оливково-коричневый известковистый песчаник, доломит пеплосодержащий, с градационной слоистостью. Измененные порфировые базальты и андезибазальты, смешанные с вулканическим карбонатным песком. Базальт – темно-коричневый.

Рейс 41. Приафриканская часть Северной Атлантики, 1975. Lancelot, Y., Seibold, E., et al., 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 41: Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1259 //doi:10.2973/dsdp.proc.41.1978.

Скв. 368. Расположена на северо-восточном фланге поднятия Кейп Верде. Глубина 3367 м.

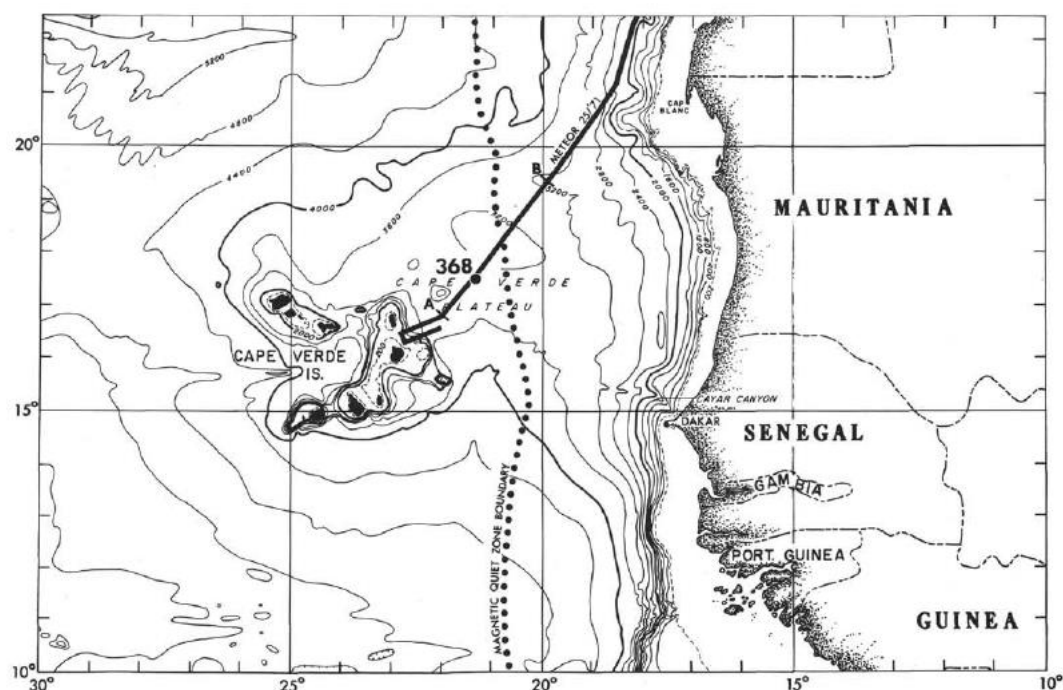


Рис. 114. Расположение скв. 368. Рейс 41.

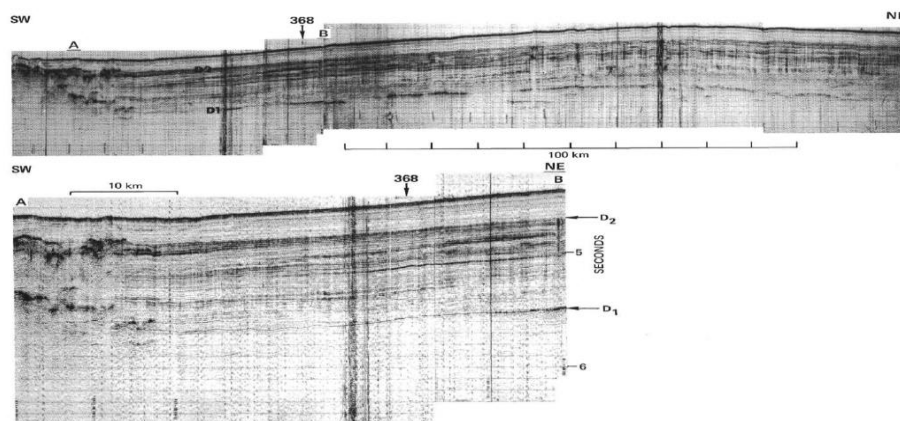


Рис. 115. Сейсмический профиль района заложения скв. 368. Рейс 41.

В разрезе скважины выделены следующие пакки (сверху вниз).

Пачка 1 – 0-132 м, *голоцен – ранний плиоцен*, фораминиферовые нанофоссильные известковистые илы.

Пачка 1а – 161-265 м, *поздний – ранний миоцен*, наноилы, глины, 3 прослоя вулканических пеплов.

Пачка 2а – 265,5- 655 м, *ранний миоцен-ранний эоцен(?)*, *ранний мел*, циклическое чередование зеленых глин и аргиллитов.

Пачка 2б – 702,5-731 м, *палеоцен? – ранний мел(?)*, чередование зеленых и красных глинистых сланцев.

Пачка 2 с – 750-950 м, *поздний мел*, циклическое чередование зеленых и оливковых аргиллитов с прослоями песчаников, часто цементируемых карбонатом с обломками кварца, полевого шпата, обрывками растений и рыб. Отдельные прослои известняков с фиброрадиальными нодулями железистого карбоната.

Пачка 3 – 950-984 м, черные глинистые сланцы, силлы диабазов. Планктонные фораминиферы, нанофоссилии.

Считается, что с ранней юры до раннего мела эволюция бассейна сопоставима с данными по скв. 367. С *позднего мела* до *среднего миоцена* происходил привнос терригенного материала в связи с формированием континентального поднятия, терригенный материал привносился, возможно, из Сенегальского бассейна. Вздвигание Кейп Верде сопровождалось вулканической активностью в *середине миоцена*. В связи с формированием поднятия турбидиты не формировались. В дальнейшем в этом районе отлагались пелагические илы и глины.

Плато Воринг. Основание разреза скважины: песчанистые алевро-глины, в основании базальтовая брекчия – *верхний – нижний эоцен*. Надбазальтовая пачка перекрывает базальтовое основание и содержит 60 см литифицированной брекчии базальтов, 4 см белого кальцитового матрикса и 32 см темно-серого песчанистого известняка, содержащего обломки базальтов (50 %), кварца (10 %) в кальцитовом цементе. Особенность фрагментов базальта – их высокое изменение

Плато Роколл. Основание разреза – *ранний эоцен* – вскрыты цеолитовые туфосодержащие мергели, известковистые туфы и туфы с обычно присутствующими лапиллями. В верхней части разреза пачки – горизонт мелкогалечных конгломератов с округлыми желто-коричневыми гальками базальтов и интенсивно измененных базальтов. Контакт с подстилающими палево-коричневыми измененными базальтами резкий и считается, что он эрозионный, а конгломераты представляют собой отложения трансгрессивного прибрежного пляжа или очень мелководные морские отложения, формировавшиеся под действием морских волн. Отмечается, что субаэральное выветривание присутствует и в вулканогенных осадках, чередующихся с лавами. Также отмечается, что большое количество «аморфного» минерального вещества свидетельствует в пользу субаэрального выветривания и, следовательно, выветривание должно быть наложено на ранние стадии гидротермальных изменений.

Фареро-Исландский порог. Осадочные породы основания разреза: алевро-аргиллиты и аргиллиты, прослой осадочной брекчии, вулканического пепла, известняков-*олигоцен-верхний эоцен*. Надбазальтовая пачка 3 разделяется на три единицы: красноватые глины, красно-желтые аргиллиты и вулканический галечник (rubbles). Обе пачки (потоки) базальтов (А и В) преобразованы в результате интенсивного субаэрального выветривания (red bed) подстилающих базальтов

Исландское плато. Основание осадочного разреза: алевро-глины и глины, переходящие вниз по разрезу в алевро-аргиллиты и аргиллиты, в основании песчанистые – *н. миоцен – олигоцен*. Основание осадочного разреза: алевро-глины и глины, переходящие вниз по разрезу в алевро-аргиллиты и аргиллиты, в основании песчанистые – *н. миоцен – олигоцен*

Бермудское поднятие. Наиболее глубокие из пробуренных зеленоватые аргиллиты датированы по нанофоссилиям *ранним альбом*. Внутри аргиллитов имеются два 5 см прослоя грубых, неотсортированных голубовато-зеленых аргиллитов, содержащих небольшие обломки высокоизмененного базальта. Считается, что оба прослоя обломочных аргиллитов могут быть сформированы выветриванием базальтов.

Поднятие Рио Гранде. Терригенные компоненты редко встречаются в верхней части разреза и получают широкое распространение в *сантоне* и в верхней части *верхнего кампана*. В основании пачки вулканических брекчий расположен горизонт 5 см силикатных известняков с фрагментами вулканического стекла. Главными компонентами брекчий являются обломки базальтового вулканического стекла, обломки пород и фоссилий. Присутствие в цементе брекчий красных водорослей, раковин двустворок и гастропод показывает, что материал брекчий формировался в мелководных условиях вблизи источника вулканогенных компонентов. Фрагменты миндалекаменных базальты изменены – превращены в глины.

Поднятие Сеара. Основание осадочного разреза скважины: красный плотный мел с окислами железа и марганца – *верхний мел (маастрихт)*. Базальные осадки (пачка 8) – железисты, обогащены глиной, отлагались в хорошо окисленных условиях.

Банка Морис-Юинг (Фолклендское плато). В нижней части разреза концентрируются в слоях мощностью 3-5 см. – *оксфорд – средняя юра*? – кремнистые песчаники тёмно-коричневого цвета, содержат многочисленные фрагменты растений и лигнита. Прослой аргиллита (30 см) с тонким прослоем лигнита (3 см) прямо налегает на породы основания – докембрийско-нижнепалеозойские метаосадочные гнейсы. Непосредственно выше контакта имеется тонкий слой глинистого песка, в котором главным минералом является каолинит, который может представлять часть древнего профиля коры выветривания (old soil profile).

Плато Сан-Паулу. Аргиллиты и галечные конгломераты – *коньяк – средний турон*. Гальки представлены известковистыми аргиллитами, железистыми аргиллитами, гальками и булыжниками базальтов, которые по причине сильной измененности не могут быть определены. Доломитовые и известковистые аргиллиты – *поздний альб*.

С учетом данных глубоководного бурения окраинно- континентальные поднятия, расположенные преимущественно в пределах пассивных континентальных окраин, могут быть разделены на две категории поднятий (плато): 1) поднятий внутри пассивных окраин (Воринг, Роколл и др.) и 2) поднятий внутри или в краевой части абиссальных равнин (Рио Гранде, Сеара, Сан Паулу и др.). Отдельного рассмотрения заслуживают материалы о составе и строении разрезов скважин, расположенных по окраинам или по границам континентальных окраин с абиссальными равнинами (Гобан Спур, Кампече).

В целом, рассматривая размещение и особенности строения и истории развития поднятий- плато в Атлантическом океане можно отметить, что северная часть Атлантики, там, где заметно увеличивается площадь пассивной окраины, характеризуется и заметно большим, по сравнению с южной ее частью, количеством и площадью окраинно-континентальных плато. Одновременно, по сравнению с южной частью, здесь становится более молодым и основание разреза плато.

Поднятия северной и северо-западной Атлантики: Воринг, Роколл, Фареро-Исландский порог и Исландское. Отличительной особенностью этих поднятий является третичный - *эоцен* -возраст базальтов их основания – возраст, близкий базальтам третичной провинции Туле. В поднятиях, так же как и в пределах континентальных покровных базальтов, проявлено несогласие между базальтами и надбазальтовой пачкой осадков. Базальты формировались в наземных условиях и подверглись до отложения надбазальтовых слоев процессам субаэрального выветривания.

Плато и поднятия, расположенные южнее, там, где заметно сокращается площадь, занятая пассивными окраинами: Бермудское, Рио Гранде, Сеара, Сан Паулу. Надбазальтовые пачки раннего мела также отделены от базальтов основания несогласием и присутствием в базальных горизонтах обломочного материала, представленного базальтами, в различной степени подвергшимися процессам окислительного выветривания.

Наиболее южное в пределах Атлантики – Фолклендское плато. В пределах этого поднятия бурением не вскрыто базальтовое основание. Породы зоны каолинитового выветривания (*оксфорд – средняя юра*) залегают на метаморфических кристаллических докембрийско-нижнепалеозойских метаосадочных гнейсах. Подобные взаимоотношения отмечены и в пределах приафриканской континентальной окраины в пределах уступа Эль Джадида плато Мазган, в восточной части Атлантики.

Принципиально важно подчеркнуть продолжительность перерыва между базальтами и перекрывающими их отложениями, которая занимает продолжительный промежуток времени между формированием базальтов- покровных наземных фаций базальтов – и перекрывающими их отложениями – несогласие К/Т. Длительность этого перерыва охватывает как минимум *палеоцен* и в это время, скорее всего, происходили процессы покровного наземного выветривания базальтов. Только после этого дифференциальные тектонические движения формируют «сегодняшний» рельеф подводных плато и поднятий. Важно при этом подчеркнуть относительную близость, синхронность формирования плато базальтов как в нынешних частях континентальных окраин, так и в пределах тех частей океана, которые тогда же являлись неокеаническими структурами.

Следует также отметить, что становление плато Северной Атлантики по времени совпадает с формированием срединно-океанических хребтов (Рейкьянес, Мона, Книповича). Формирование хребтов, и поднятий не сопровождается какими-либо дифференциальными движениями: базальты основания и породы надбазальтового чехла не несут следов тангенциальных складчатых деформаций. Основными тектоническими движениями по данным бурения являются сейсмические, которые практически непрерывно сопровождают смену режимов осадконакопления от субаэральных и мелководных до гемипелагических.

Абиссальные равнины и котловины.

Рейс 38. Норвежско-Гренландский бассейн, 1974. Talwani, M., Udintsev, G., et al., 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 38, Washington (U.S. Government Printing Office), 1256 p. //doi:10.2973/dsdp.proc.38.1976.

Скв. 337. Норвежская котловина, южная часть. Глубина – 2631 м, проходка – 132,5 м, керн – 98,5 м.

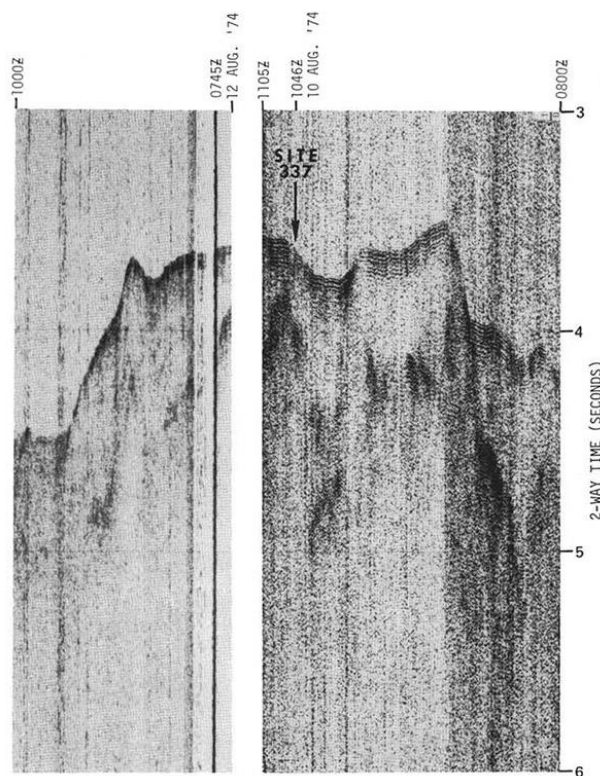


Рис. 116. Сейсмический профиль места заложения скв. 337. Рейс 38.

Осадочные породы основания разреза: алевро-глины, глины, линзы вулканического пепла, включения цеолитов и окислов марганца – *средний-нижний олигоцен*. Вулканические породы основания разреза – базальт.

86 метров неконсолидированных осадков перекрывают 12,5 м базальтов. Выделены осадочные (1-2) пачки и базальты (пачка 3).

Пачка 1 – 47 м, *плейстоцен-плиоцен*, желтые и серые илы, песчанистые илы, наноил. Пачка 2 – 70,8 м, *верхний – средний олигоцен*, глины желтого, оранжевого и коричневого цветов. Резкий контакт вскрыт в интервале 42,2 м, где появляются гальки, марганцевые конкреции, вулканические пепловые слои.

Пачка 3 – измененные и брекчированные афировые миндалекаменные базальты. Выделены 14 горизонтов базальтовых брекчий – возможно, поверхностей лавовых потоков, которые очень сильно изменены. Общий признак всех базальтов – интенсивные изменения, экстенсивное распространение гидроокислов железа.

Рейс 38. Скв. 345. Скважина расположена в бассейне Лофотен вблизи восточного фланга хребта Мона. Глубина 762 м.

Основание разреза – красные песчаники – *эоцен*. Осадки представлены «гляциальной» и миоценовой последовательностью, перекрывающей олигоцен.

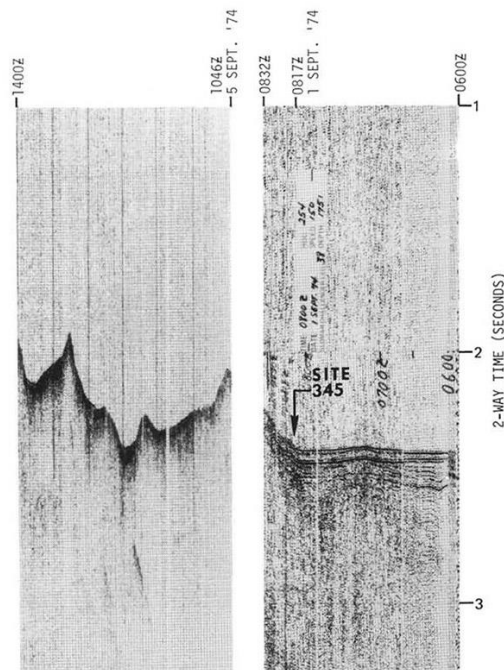


Рис. 117. Сейсмический профиль места заложения скв. 345. Рейс 38.

Пачка 1 – 0-46 м – *голоцен, плио-плейстоцен – ранний миоцен*, коричневые кластические осадки – глины, пески и диамиктиты. Осадки – преимущественно терригенные, гляциомаринные.

Пачка 2 – 46-331 м, *ранний миоцен, олигоцен* – глины, диамиктитовые и диатомовые илы, фораминиферовые илы, вулканический пепел.

Пачка 3 – 331-762 м, *олигоцен – ранний эоцен*, разноцветные зеленые, коричневые, оранжевые и пурпурные глины, песчанистые глины и известняки, вулканический пепел, в основании турбидиты. Аргиллиты, песчаники, известковистые песчаники. Косая и градационная слоистость. Диамиктиты включают экзотические гальки, особенно кварцитов, кремней, и гранитов.

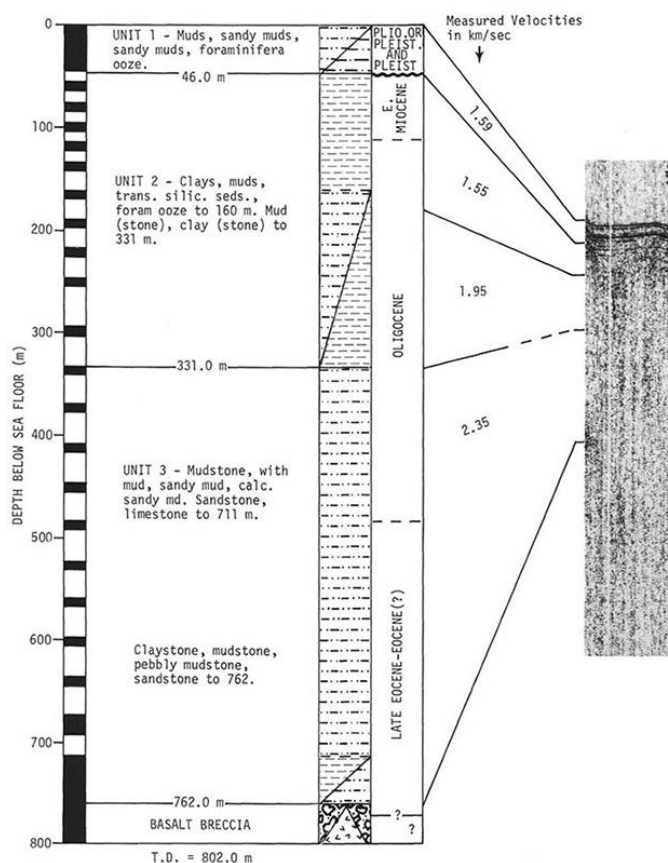


Рис. 118. Геологический разрез по материалам скв.345 с указанием возраста и скоростных параметров выделенных пачек. Рейс 38.

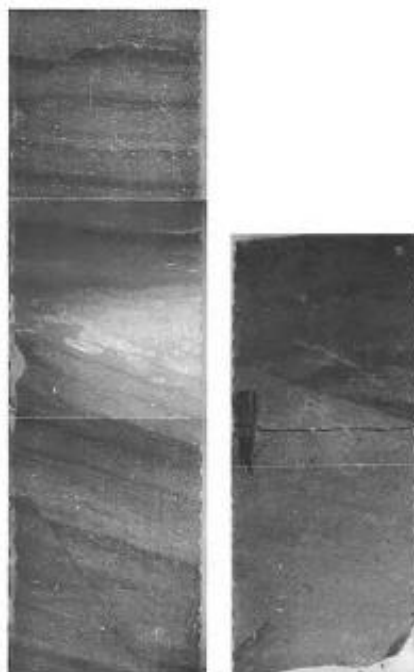


Рис. 119. Угловые несогласия в верхнеэоценовых аргиллитах. Скв.345. Рейс 38.

Рейс 43. Северо-Западная Атлантика, 1975. Tucholke, B.E., Vogt, P.R., et al., 1979. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 43: Washington (U.S. Government Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.43.1979.

Скв. 382. Глубина – 4936 м. Абиссальная равнина Сомы. Гора Вогель, у подножия горы.



Рис. 120. Батиметрическая карта района заложения скв. 322 и 325. Рейс 43.

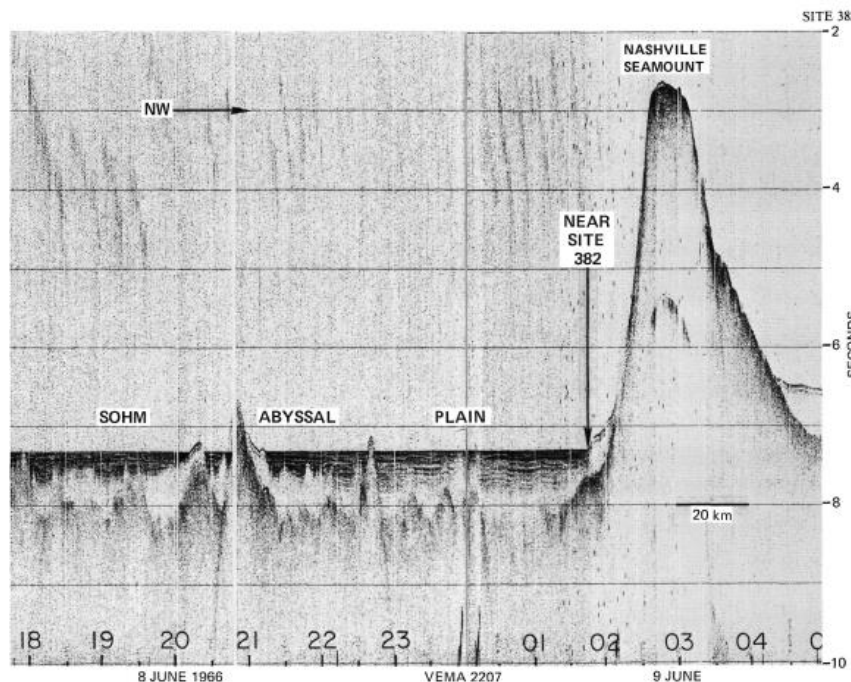


Рис. 121. Сейсмический профиль места заложения скв. 382. Рейс 43.

В разрезе скв. 382 выделены три пачки (сверху вниз), который делятся по условиям формирования на: турбидиты, *квартер – верхний плиоцен* (0-232 м), гемипелагические глины – *средний плиоцен – верхний миоцен* (232-352 м) и вулканогенные осадки – *нижний кампан* (352-520 м).

Пачка 1 – 0-232 м, *квартер – верхний плиоцен*, кремнистые глины и пески с высоким содержанием кварца (около 80 %), присутствием обломков растительности в особенности в грубозернистых разновидностях песков.

Пачка 2, *миоцен – плиоцен*, гемипелагические глины (232-352 м) – с присутствием кварца и обрывков растительности, что предполагает некоторый вклад терригенного материала, а также обломков измененных базальтов. *Несогласие между миоценом и верхним кампаном – около 50 млн. лет.*

Пачка 3 – 352-520,5 м – вулканогенные осадки, *верхний кампан*, глины, чередующиеся с вулканогенными брекчиями.

В основании осадочного разреза вскрыто 55 м вулканокластической базальтовой брекчии – плохо отсортированной: угловатые и субугловатые обломки миндалекаменных базальтов, в разной степени измененных.

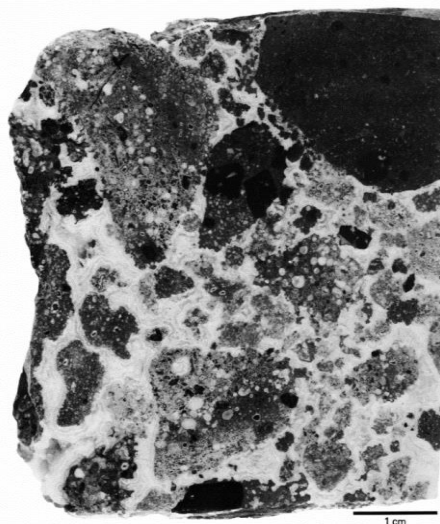


Рис. 122. Вулканокластическая брекчия с карбонатным цементом. Видны фрагменты миндалекаменных базальтов. Скв. 382. Рейс 43.

Отмечена связь между количеством миндалин и степенью измененности. Обломки цементируются низкомагнезиальным кальцитом и филлипситом. Отмечается, что обломки в брекчии интенсивно изменены и выветрелы.

В скважине в третичных гемипелагических глинах кварц и полевой шпат совместно с глиной составляют около 96-97%. Основание разреза в пределах обеих гор представлено вулканокластическими отложениями с различным количеством глин, песка и лапиллиевых брекчий, цементируемых кальцитом. В целом же, основание разреза в пределах обеих подводных гор представляют склоновые отложения талуса, формирование которых происходило в мелководных условиях (мелководные фоссилии), что согласуется с преобладающим распространением здесь обильно миндалекаменных разновидностей базальтов.

Рейс 43. Сква. 387. Глубина 5293 м. Скважина расположена на расстоянии 220 км от окраины Бермудского поднятия.

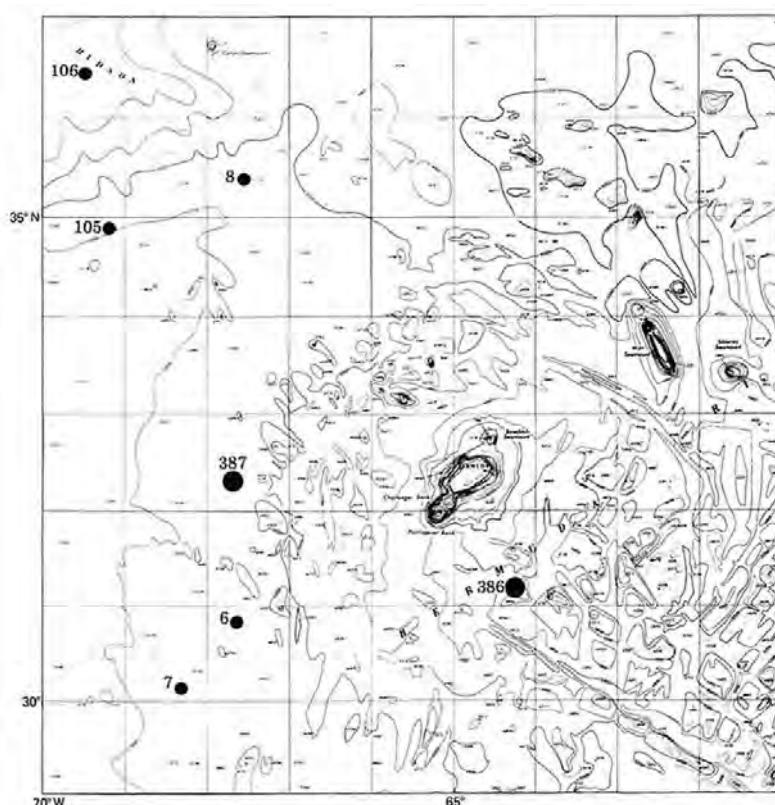


Рис. 123. Карта размещения скв. 387. Рейс 43.

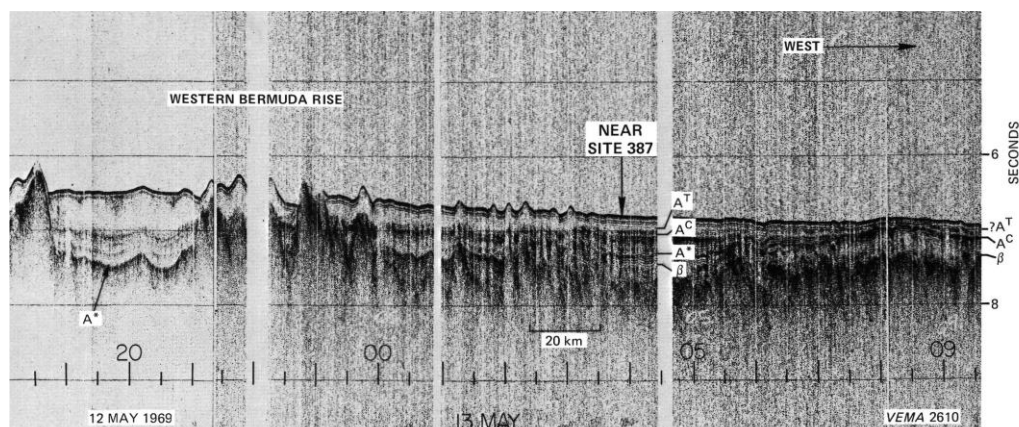


Рис. 124. Сейсмический профиль района заложения скв. 387. Рейс 43.

Пачка 1 – 41 м – пелагические глины – *квартер*.

Пачка 2 – 75-133 м – радиолариевые илы с пятнами окислов железа и марганца, желтовато-серые

– *средний эоцен – средний олигоцен.*

Пачка 3 – 48-220 м – радиоляриевые илы – *средний эоцен* – и кремни, кремнистые аргиллиты и радиоляриевые аргиллиты, *средний эоцен – ранний палеоцен.*

Пачка 4 – 25.6 м – мел, *поздний маастрихт.*

Пачка 5 – 9-19 м – красные аргиллиты, *ранний маастрихт – поздний кампан.*

Пачка 6 – 95-114 м – зеленовато-серые и черные аргиллиты, *сеноман – баррем.*

Пачка 7 – 190-208 м – известняки *баррем – ранний валанжсин.* В основании измененные базальты с фрагментами красно-коричневого глинистого материала. Характерна брекчированная поверхность и присутствие карбонатного материала в жилках

В скважине **383**, расположенной в пределах абиссальной равнины Сомы, надбазальтовая пачка 2 – биокластические известняки (202-324,8 м) – *баррем – ранний альб, до раннего апта* – грубозернистые карбонатные илы со скелетными обломками; плохо отсортированные со сломанными и целыми окаменелостями, разнообразная фауна и флора, включая рудисты, пелециподы, гастроподы, морские ежи, остракоды, фораминиферы, кораллы, красные водоросли. Биокластические известняки перекрывают нижележащие базальты высокоминдалекаменные выветрелые, формировавшиеся в субаэральных или мелководных условиях. Мелководные условия близрифовые. Данные изотопии кислорода свидетельствуют о смешении морской воды с дождевой водой в периоды субаэрального обнажения. Породы содержат глину в сростании с гидроокислами железа. Глины включают обломки, часто угловатые, измененных базальтов размером 0,9-1,26 мм.

Пелагические условия – 220 м до среднего эоцена. Переходные гемипелагические условия – *ранний палеоцен – баррем-около 150 м.* Неритовые условия – около 200 м – *баррем – ранний валанжсин.* Основание – базальт.

Рейс 149. Иберийская абиссальная равнина, 1994. Sawyer, D.S., Whitmarsh, R.B., Klaus, A., et al., 1994. Proc. ODP, Init. Repts, 149: College Station, TX (Ocean Drilling Program), //doi:10.2973/odp.proc.ir.149.1994.

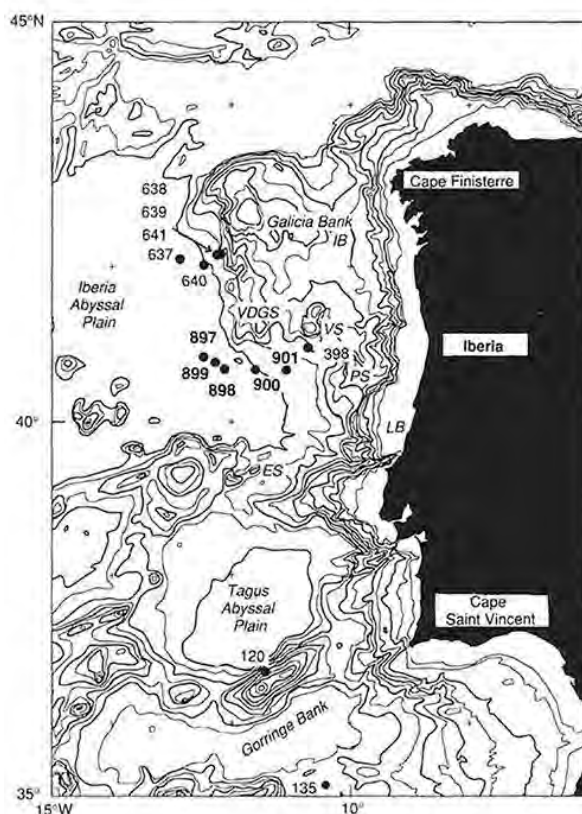


Рис. 125. Карта размещения скважин рейса 149.

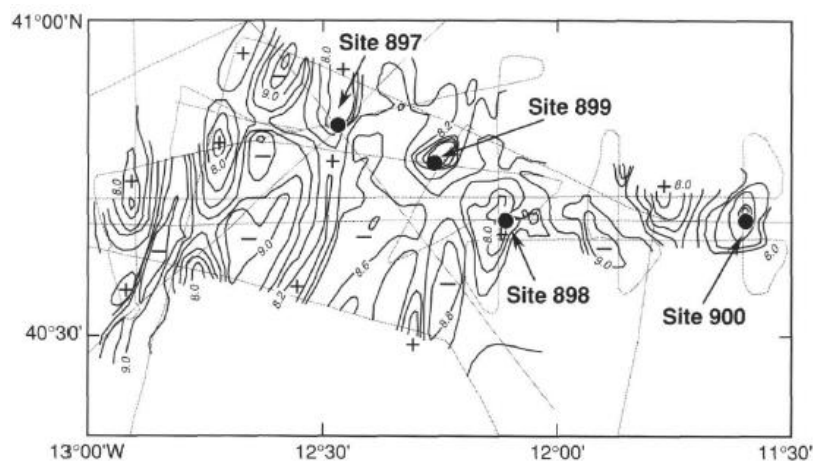


Рис. 126. Размещение скважин рейса 149 на карте батиметрии.

Рейс 149. Сква. 897. Глубина – 5320 м. Состав осадочного разреза скв. 897, вскрытого в скважинах 897А, 897С, 897Д, включает около 700 м осадков *от плейстоцена до раннего мела*, перекрывающих серпентинизированные перидотиты неизвестного возраста.

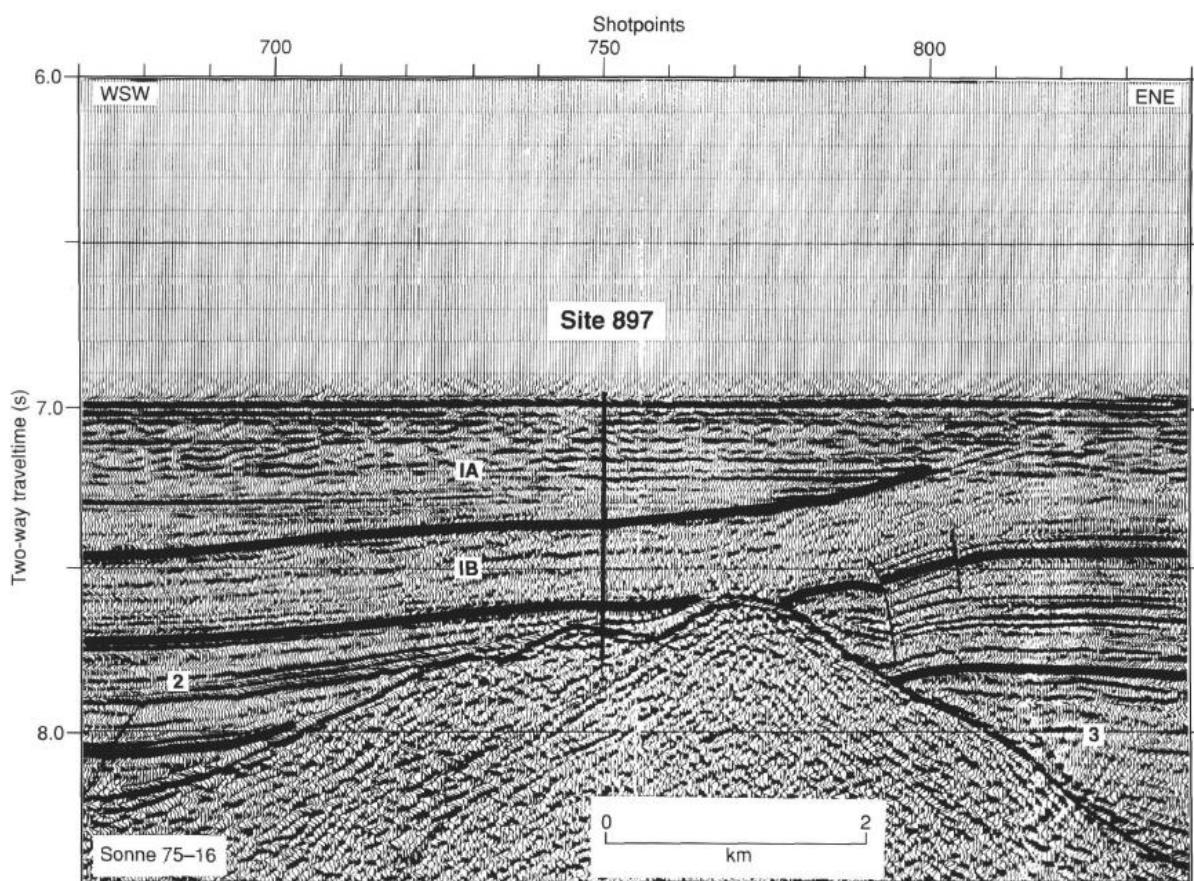


Рис. 127. Сейсмический профиль района заложения скв. 897. Рейс 149.

Пачка 1 – 0-292 м, *плейстоцен – ранний плиоцен*, кремнистые и нанофоссильные глины с маломощными прослоями песка.

Пачка 2 – 292-619,7 м, *ранний плиоцен – поздний миоцен*, нанофоссильные кремнистые аргиллиты, турбидиты гемипелагического/пелагического происхождения.

Пачка 3 – 619,7-639,4 м, возраст условно принимается как *средний эоцен – поздний апт*. Подразделяется на две единицы.

3а (выше перидотитов) – содержит монотонную последовательность аргиллитов – темно-красно-коричневых, средне- и светло-коричневых,

3в – песчанистые аргиллиты, мелко-, средне- и грубозернистые плохо отсортированные песчаники с базальным цементом, а также плохо отсортированные конгломераты.

Пачка 4 – 548,7-677,5 м, *поздний апт – готерив*, тонкослоистые аргиллиты и грубозернистые песчаники, доломиты, известняки с обломками и мегаобломками перидотитов; тонкослоистые конгломераты (мелкогалечные) с очень грубозернистыми песчаниками – 10-110 м – неотсортированные богатые цементом конгломераты – галька (до 4 см) угловатая и субокруглая;

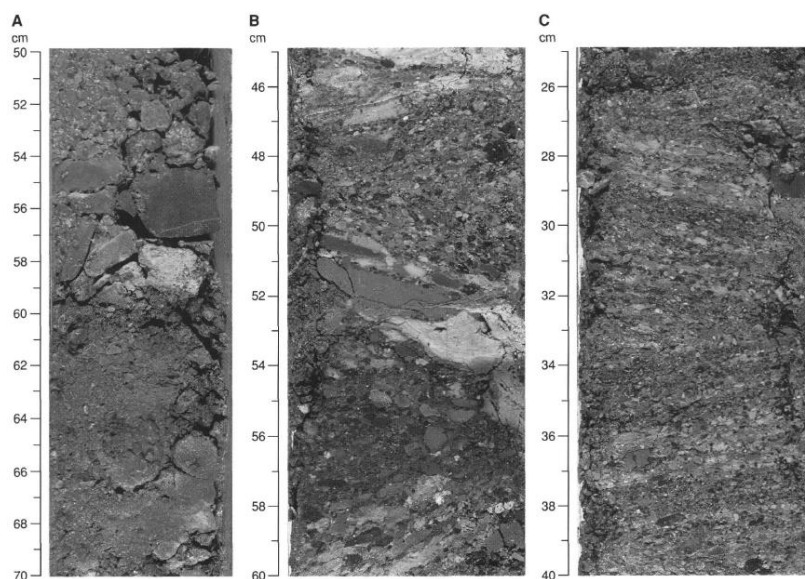


Рис. 128. Полимиктовые конгломераты основания пачки 3. А – очень плохо отсортированный конгломерат и грубозернистый песчаник. В – Гальки в грануло-песчаном матриксе. С – Грубозернистый песок с клиновидной слоистостью. Скв. 897. Рейс 149.

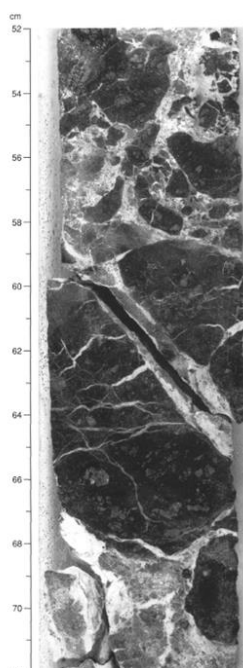


Рис. 129. Брекчия. Угловатые обломки серпентинизированного перидотита в кальцитовом или серпентинитовом матриксе. Скв. 897. Рейс 149.

Пелагические осадки – 292 м, *плейстоцен – ранний плиоцен*. Турбидиты гемипелагического-пелагического происхождения – 319 м, *ранний плиоцен – поздний миоцен*. Трансгрессивные отложения – около 150 м, *средний эоцен – поздний ант – готерив*. В основании относительно мелководные терригенно-карбонатные отложения, в том числе и конгломераты, известковистые песчаники, доломиты – около 130 м, *поздний ант – готерив*. Основание пачки 4 интерпретируется как тектонический меланж или осадочные отложения «массового потока». Изверженные породы основания – серпентинизированные перидотиты, пробуренные в скв. 897С – 97.4 м (33 %) и 897Д – 143 м (выход 54 %). Породы – перидотиты; около 85 % – серпентинизированные; около 10 % – брекчированы. Верхняя часть основания скв. 879 кальцитизирована и изменена – цвет желтый и коричневый. Неизмененные серпентинизированные перидотиты имеют цвет палево-зеленый или черный. Плагиоклазсодержащие перидотиты – серые. Интенсивные кальцитизация и изменения (желтый, коричневый цвет) проявлены в верхних 60 м разреза основания.

Рейс 149. Скв. 899. Глубина – 5291 м.

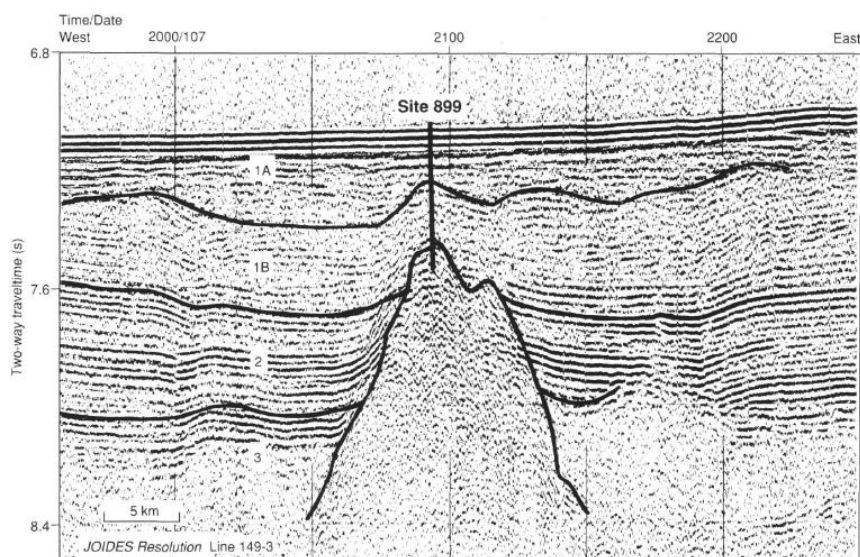


Рис. 130. Сейсмический профиль района заложения скв. 899. Рейс 149.

Пачка 1 – 81,50-131,65 м, *плиоцен*, глины с прослоями турбидитов.

Пачка 2 – 131,6-228,6, *ранний плиоцен – олигоцен*, нанофоссильные аргиллиты и песчаники. Пачка 3 – 360-369,9 м, *поздний эоцен до кампан – ранний маастрихт*. Граница пачек 2-3 приводится по первому появлению полос рассеянного органического вещества в аргиллитах и смене вниз по разрезу окраски пород на красно-коричневую, желто-коричневую.

За – темно-желто-коричневые аргиллиты с оранжевыми линзами в верхней части и твердыми черно-коричневыми конкрециями.

Зв – песчаники с глинистым цементом, очень плотные коричневые песчанистые аргиллиты, белый сильно измененный вулканический пепел, полосчатые коричневые аргиллиты и плохо сцементированные глинистые конгломераты. Высокоизмененные базальты в песчаной и гравийной фациях, обогащенные коричневым железистым веществом. Нижняя часть субпачки Зв содержит сильно выветрелые полимиктовые, слабо сцементированные со значительным количеством цемента конгломераты. Обломки в них: черные метаосадки, белые аргиллиты и высокоизмененные галечного размера базальты. Желтоватый песчаник содержит фораминиферы *кампана – раннего маастрихта*. Обломки кварца и калиевого полевого шпата в песчаниках позволяют относить их к аркозам.

Пачка 4, *поздний мел – поздний баррем*. Верхняя граница пачки 4 соотносится с вершиной акустического основания. Три главных литологических ассоциации выделяются в этой пачке:

1 – серпентинитовая брекчия в трех интервалах мощностью около 100 до 10 м (верхний, средний, нижний);

2 – ассоциация аргиллитов, известковистых аргиллитов мягких, измененных и деформированных серпентинитовых масс;

3 – дискретные обломки небрекчированных серпентинитов, серпентинизированных перидотитов, габбро и базальтов. Фрагменты базальтов присутствуют в аргиллитах и мягких, измененных и деформированных массах.

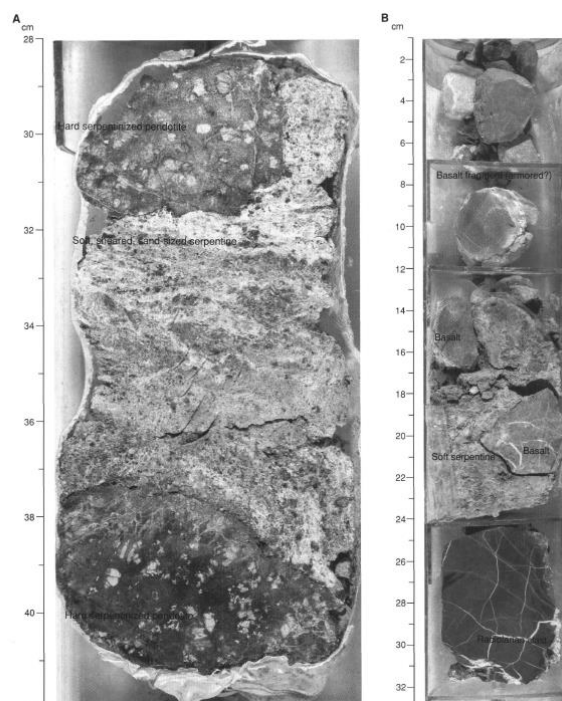


Рис. 131. Образцы мягких гранулированных серпентинитовых масс пачки 4. А – Два фрагмента литифицированных серпентинитов, расположенных в неконсолидированной песчанистой серпентинитовой массе, В – мягкий песчанистый серпентинит, вмещающий два округлых базальтовых обломка. Сква. 897. Рейс 149.

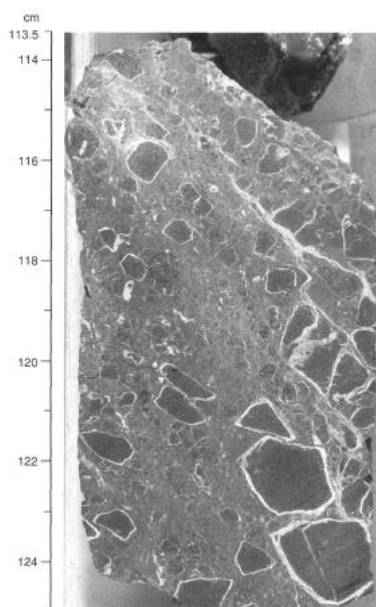


Рис. 132. Частично дезинтегрированный обломок брекчии пачки 4. Сква. 897. Рейс 149.

Пачка 4 – разделяется на 2 субпачки – верхи 4а располагаются на верхах верхней брекчии. Верхняя брекчия имеет мощность около 95 м и образует 83 % пробуренного интервала субпачки 4а. Средняя и нижняя брекчии менее мощные и отделены от верхней брекчии осадочными породами.

Субпачка 4в размещена в основании нижней брекчии и содержит осадочные интервалы и

отдельные валуны (30 см до >3 м) серпентинизированных мафических и ультрамафических пород, в большинстве своем трещиноватых и деформированных.

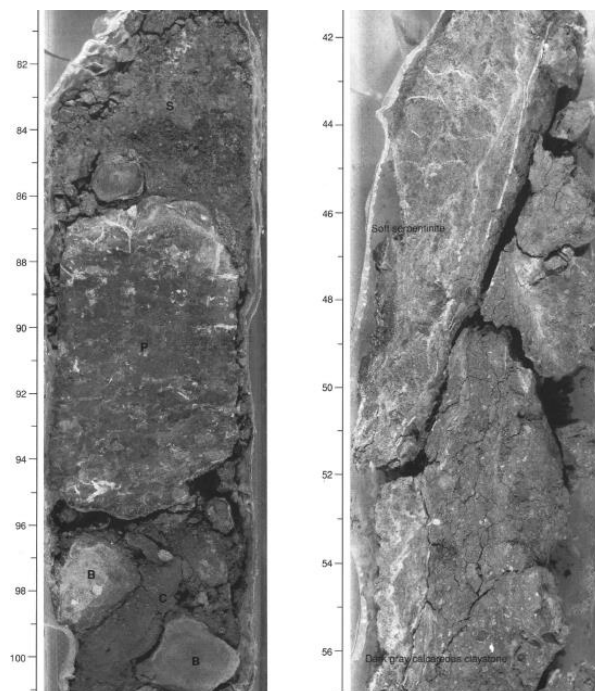


Рис. 133. Литология пачки 4. Слева – мягкая серпентинитовая (S) часть породы, крупные обломки серпентинизированных перидотитов (P), гальки базальтов (B). В цементе находки микрофоссилий баррема. Справа – деформированный фрагмент серпентинита в темном известковистом аргиллите. Скв. 897. Рейс 149.

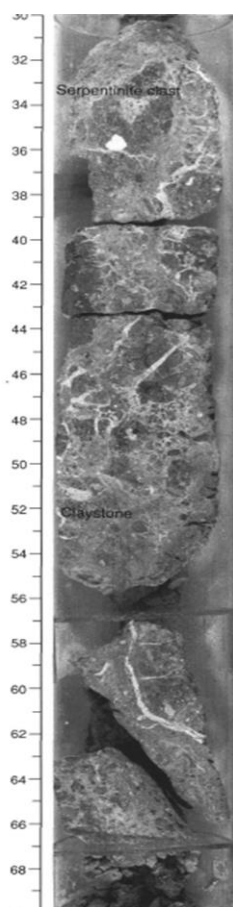


Рис. 134. Полулитифицированный, брекчированный с прожилками фрагмент серпентинита в аргиллитовом матриксе.

Брекчии плохо отсортированы, сложены угловатыми обломками ограниченного состава; нет различий между матриксом и обломками, размеры которых варьируют от микроскопических до 1 м; верхняя часть верхней брекчии – обломки преобладающе коричневые, карбонатизированы и окислены. В других пачках брекчий – средней и нижней – обломки зеленовато-черные. В верхней части верхней брекчии обломки серпентинитов очень сильно изменены. Ниже этого измененного горизонта верхней брекчии доминируют серпентинизированные перидотиты, в которых обычные глинистые изменения отсутствуют.

Пелагические/гемипелагические отложения – 131 м, *плейстоцен-плиоцен*. Переходная часть – трансгрессивные отложения около 200 м – *ранний плиоцен – олигоцен до поздний мел – поздний баррем*. Верхняя граница пачки 4 соотносится с вершиной акустического основания. Основание-серпентинитовая брекчия.

Рейс 149. Скв. 900. Глубина – 5036 м.

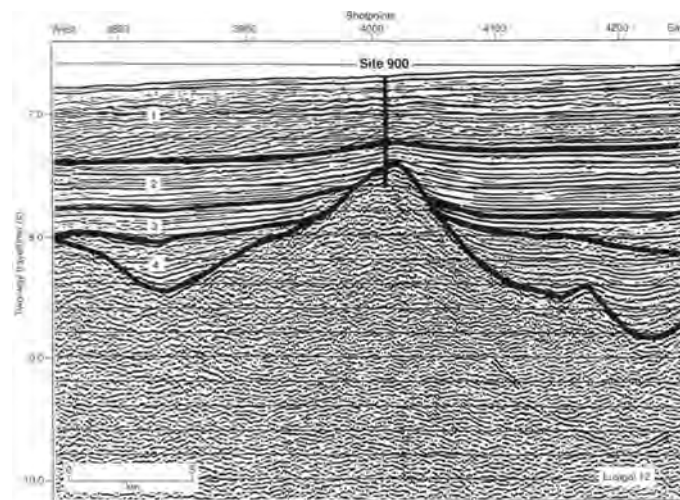


Рис. 135. Сейсмический профиль района заложения скв. 900. Рейс 149.

Основание осадочного разреза – аргиллиты – *поздний палеоцен*.

Основание: изверженные породы.

Рейс 149. Скв. 900А прошла 749 м осадочной толщи, состоящей из нижней карбонатно-песчано-пелагической пачки 2 и верхней песчано-пелагической пачки 1.

Пачка 1 – 0-181,5 м, *плейстоцен – ранний миоцен*, нанофоссильные глины и илы, нанофоссильный мел с прослоями песков – гемипелагические осадки.

Пачка 2 – 181,5-748,9 м, *ранний миоцен – палеоцен*, аргиллиты, песчаники фораминиферовые (до 20 -30 % разреза) с кальцитовым цементом, нанофоссильный мел.

2а – серые нанофоссильные аргиллиты, песчаники и мел, количество которого уменьшается вниз по разрезу.

2в – светлоокрашенные нанофоссильные аргиллиты до коричневых аргиллитов и песчаников. Вниз по разрезу начинают преобладать коричневые цвета. В нижней части разреза хорошо сцементированные известковистые песчаники содержат такие признаки, как косая слоистость, волновая рябь.

Изверженные породы основания – получено 27,7 м керна, прежде чем скважина была остановлена на глубине 805 м. Породы представлены мелкозернистыми метаморфическими мафитами, брекчированными, четко отделяющимися от небрекчированных пород. Окраска меняется от серой до коричнево-серой.

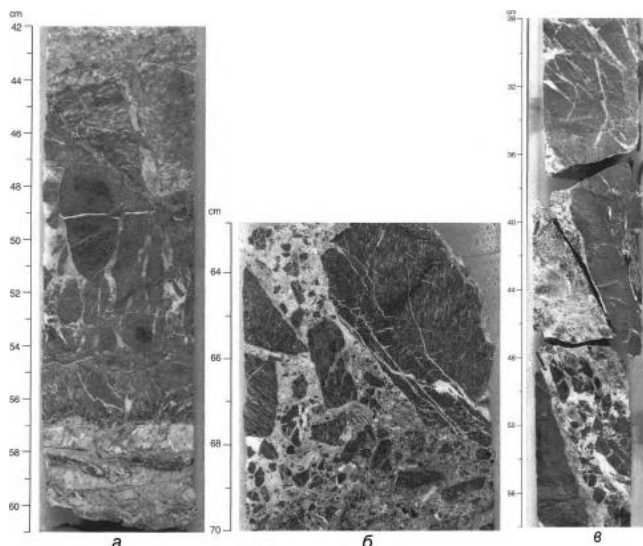


Рис. 136. а – Мелкозернистая мафическая метаморфическая порода, рассекаемая брекчией с необычными округлыми пятнами породы; б – брекчиевая зона с угловатыми мелкими обломками мафических пород; в – зона брекчирования с мелкими угловатыми обломками. Скв. 897. Рейс 149.

Пелагические/гемипелагические отложения – 181 м – *плейстоцен – ранний миоцен*. Переходные трансгрессивные отложения – около 500 м – *ранний миоцен – палеоцен*.

Длительная история рифтинга началась в позднем триасе и развивалась с юга на север в раннем мелу в интервале между 134 – 112 млн. лет. Иберийская континентальная окраина – пример невулканической рифтовой континентальной окраины, которая дважды в эоцене и миоцене подвергалась эпизодам сжатия после завершения стадии рифтинга. Эффектами этих эпизодов сжатия были складчатость, реактивация древних варисских структур и формирование разломов в абиссальных равнинах. Эти же эпизоды сжатия проявлены и в варисских прибрежных континентальных структурах.

Анализируя природу образования серпентинитовых и габбровых брекчий, авторы описания керна отмечают их морфологическое сходство с субаэральными оползневыми отложениями, отмечая при этом, что источники таких брекчий в пределах района пробуренных скв. рейса 149 не известны, но считается, что они могут быть расположены примерно в 20 км.

Рейс 41. Приафриканская часть Северной Атлантики, 1975. Lancelot, Y., Seibold, E., et al., 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 41: Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1259 //doi:10.2973/dsdp.proc.41.1978.

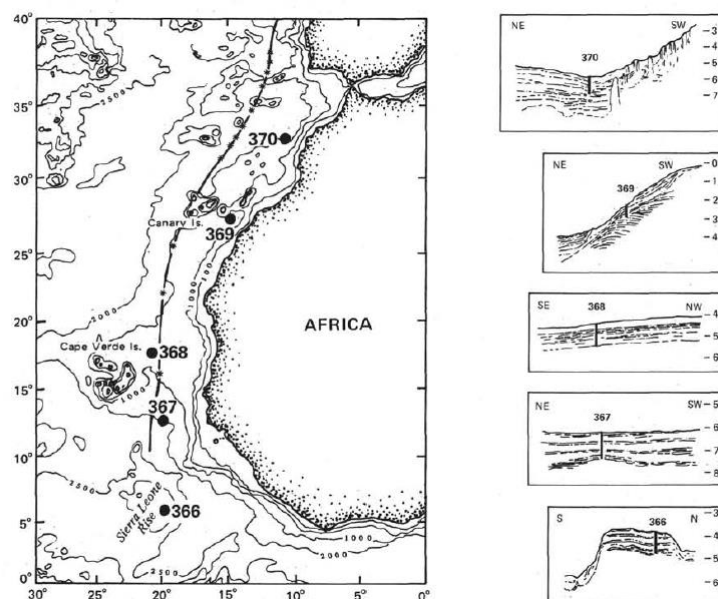


Рис. 137. Размещение скважин и схематические разрезы скважин рейса 41.

Рейс 38. Норвежско-Гренландский бассейн, 1974. Talwani, M., Udintsev, G., et al., 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 38, Washington (U.S. Government Printing Office), 1256 p. //doi:10.2973/dsdp.proc.38.1976.

Скв. 367. Абиссальная равнина Гамбия, северо-восточная часть. Глубина – 4748 м.

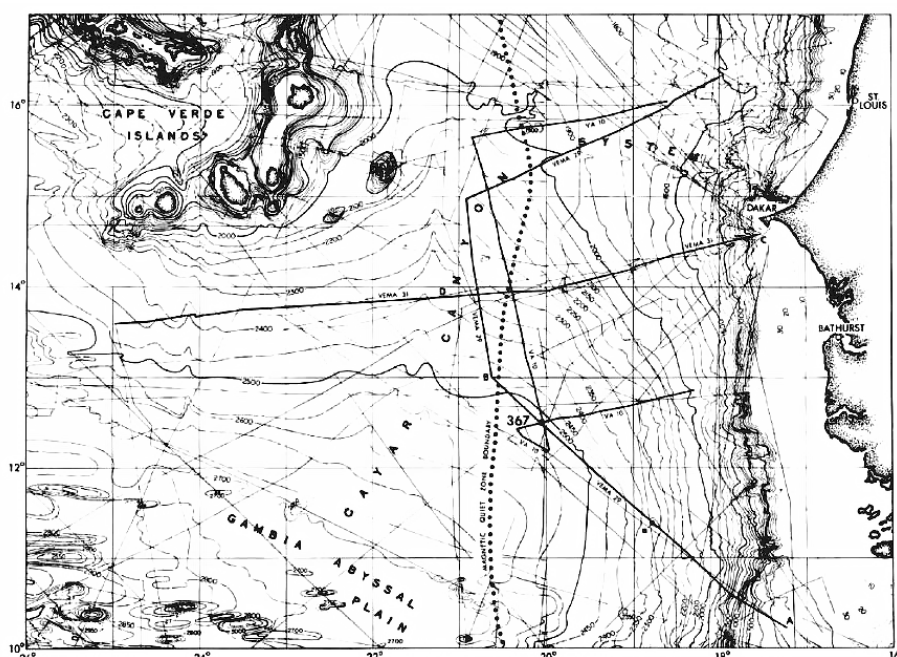


Рис. 138. Батиметрия и место заложения скв. 367 в пределах абиссальной равнины Гамбия. Рейс 38.

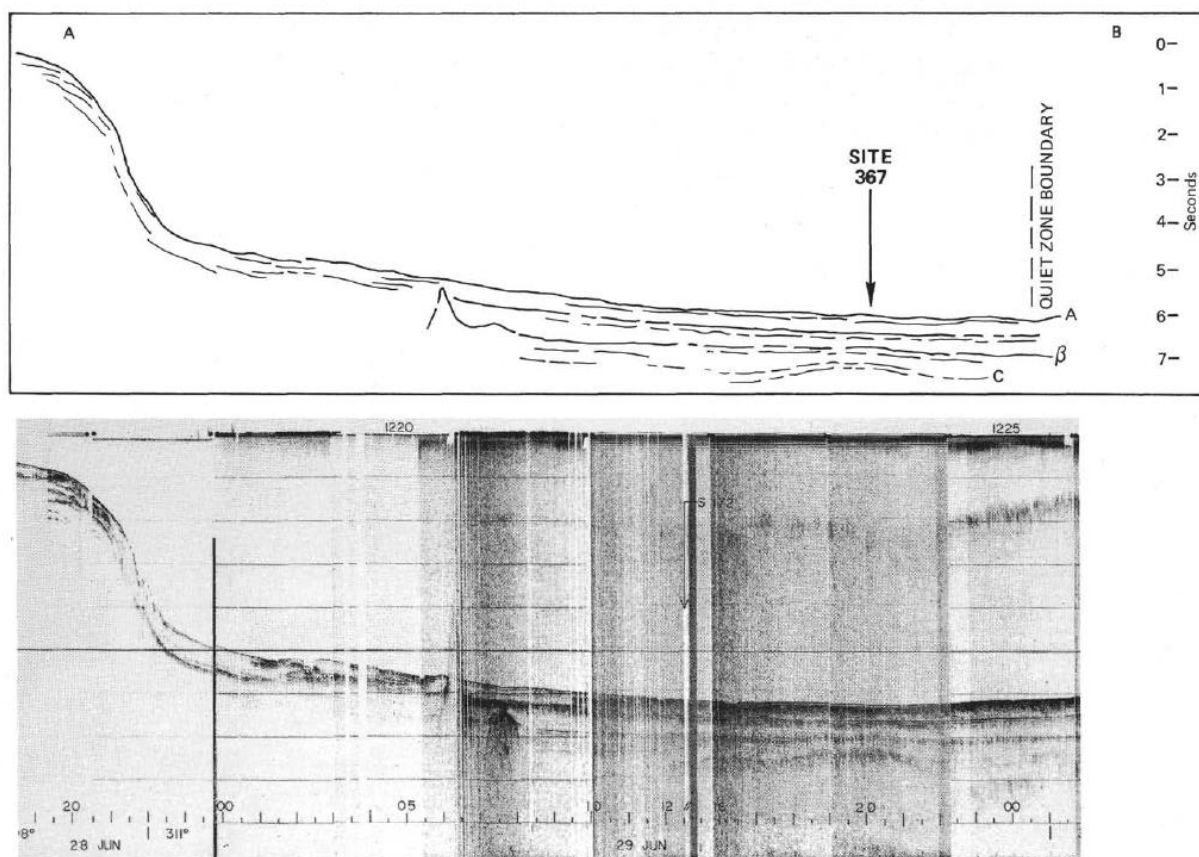


Рис. 139. Геофизический профиль места заложения скв. 367. Рейс 38.

Основание осадочного разреза: чередование красновато-коричневых глинистых известняков, мергелей, глин, кремней – *верхняя юра (киммеридж – оксфорд)*.

Вулканическое основание: базальт.

В разрезе скважины выделено семь литологических пачек (сверху вниз) (рис. 137).

Пачка 1 – 0-255 м, *плейстоцен – миоцен*, нанофоссильные карбонатные илы с прослоями кварцевых песков.

Пачка 2 – 312-388 м, *эоцен – поздний палеоцен*, диатомовые и радиоляриевые глины с прослоями кремней.

Пачка 3 – 388-625 м, *ранний турон – поздний апт-альб*, пестроцветные глины.

Пачка 4 – фрагменты растений и хорошо сохранившиеся остатки рыб (*ранний турон – поздний апт/альб*).

Пачка 5 – 891-948 м, *ранний альб-поздний апт – валанжсин – готерив – оксфорд – киммеридж*, нанофоссильные известняки, черные сланцы и кремни.

Пачка 6 – 948-1144 м, *не древнее окфорда – киммериджа*, красно-коричневые нанофоссильные известняки, глинистые известняки, кремни, глины, светло-коричнево-серые и темно-красно-коричневые. Известняки к основанию пачки становятся все более глинистыми; редкие фораминиферы, спикулы губок, остатки морских ежей.

Базальты черные афанитовые с жилками кальцита. Измененные угловатые обломки перекрывающих осадков импрегнированы в верхние 10 см базальтов, базальты миндалекаменные.

Обломки измененных базальтов присутствуют в вышележащих осадках. В базальтах стекло частично замещено палагонитом, хлоритом, селадонитом и карбонатом.

Гемипелагические отложения – 625 м – *плейстоцен – ранний эоцен – поздний палеоцен до позднего мела*. Переходный комплекс – около 200 м – *ранний турон – ранний альб*. Неритовые надбазальтовые карбонатные отложения около 300 м – *ранний альб – поздний апт – валанжин – готерив – оксфорд – киммеридж*, не древнее *оксфорда – киммериджа*.

Присутствие в разрезе средней-поздней юры тонких прослоев внутрикластических брекчий показывает, что гидродинамические условия осадконакопления были мелководными в условиях значительных неоднородностей в топографии. Отмечено, что скважина в основании вскрыла измененные базальты, в которые «вмываются» обломки перекрывающих пород. К/Аг датировки базальтов 88-92 млн. л., но базальты перекрываются верхнеюрскими красновато-коричневыми известняками с радиоляриями.

Рейс 41. Приафриканская часть Северной Атлантики, 1975. Lancelot, Y., Seibold, E., et al., 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 41: Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1259 //doi:10.2973/dsdp.proc.41.1978.

Скв. 370. Пробурена недалеко от марокканского континентального склона в пределах депрессии между окраиной Марокко и значительным поднятием, размещенным к востоку от склона. Устье скважины достигло глубины 4000 м, в то время как расположенная вблизи абиссальная равнина Плейн находится на глубине 4600 м.

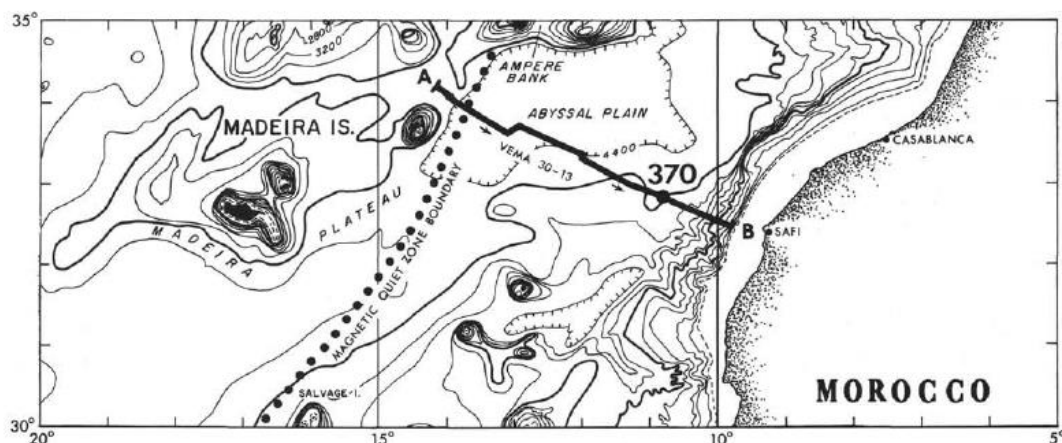


Рис. 140. Расположение скв. 370. Рейс 41.

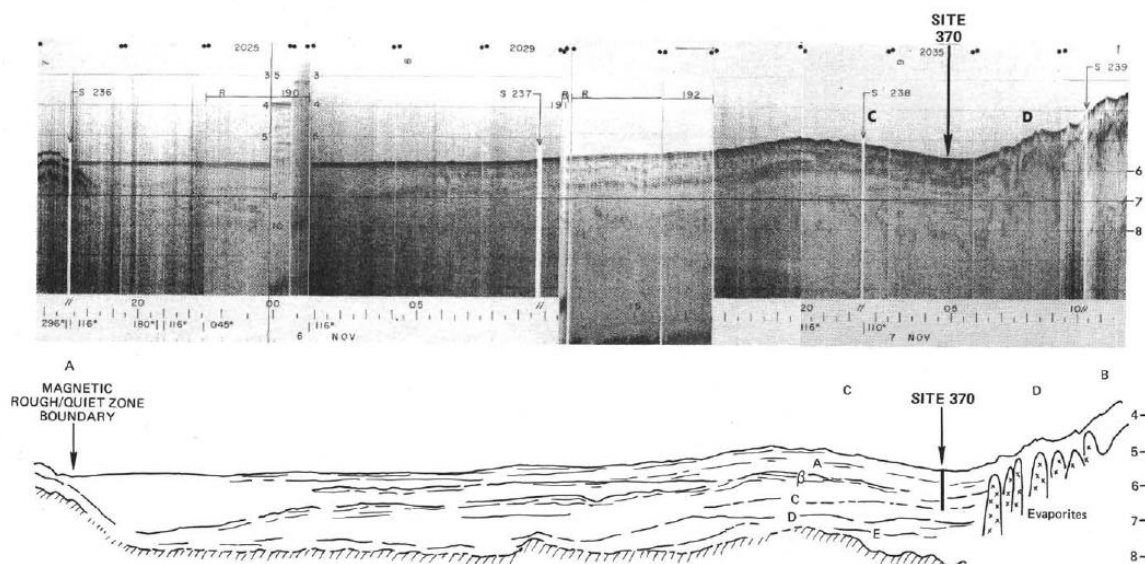


Рис. 141. Сейсмический профиль района заложения скв. 370. Рейс 41.

В разрезе скважины выделены следующие пачки (сверху вниз).

Пачка 1 – *квартер* – нанофоссильно-фораминиферовые глины.

Пачка 2а – 0-106,3 м – *плиоцен* – глинистые илы и мергели.

Пачка 2в – 106,3-208,46 м – *средний миоцен* – до *плиоцена*, глинистые нанофоссильные илы прослой песков.

Пачка 3а – 208,46-226,5 м, *ранний* – *средний миоцен*, нанофоссильные радиоляриевые глины, собственно гемипелагические отложения в интервале.

Пачка 3в – 321,5-530,5 м, *олигоцен* – *средний миоцен*, известковистые алевритовые глины с кремнистыми алевритами.

Пачка 3с – 540-544,5 м, *средний* – *ранний эоцен*, известковистые кремнистые аргиллиты, пески и кремни.

Пачка 4 – 644,5-663,5 м, *поздний палеоцен*, нанофоссильные мергели и глины.

Пачка 5а, *поздний альб* – *ранний сеноман*, нанофоссильные аргиллиты.

Пачка 5в, *альб*, не древнее *позднего валанжина*, известковисто-кремнистые аргиллиты, алевролиты и песчаники. Обломочный материал в песчаниках представлен красными, коричневатыми, зеленоватыми аргиллитами, фрагментами известняков, округлыми зернами кварца, полевого шпата, глауконита, фрагментами моллюсков и рыб, редкими оолитами, цементируемыми железистым карбонатом. Аргиллиты тонкослоистые. Часто имеют косую слоистость, знаки ряби с амплитудой порядка 1 см.

Пелагические осадки представлены только плейстоценовой частью разреза. Большая часть разреза – гемипелагические осадки с различным количеством грубообломочных отложений. Представляется возможным, тем не менее, выделить гемипелагические отложения – 106 м – *плейстоцен* – *плиоцен*. Ниже – переходную пачку с преобладанием терригенного материала – около 300 м – *ранний* – *средний миоцен*. Неритовые карбонатные отложения – около 300-400 м – *эоцен* – *альб*. Всем выделенным интервалам присуще присутствие терригенного материала.

Рейс 39. Юго-западная Атлантика, 1974. Supko, P.R., Perch-Nielsen, K. et al., 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 39: Washington (U.S. Government Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.39.1977.

Скв. 355. Бразильская котловина, центральная часть. Глубина – 4886 м.

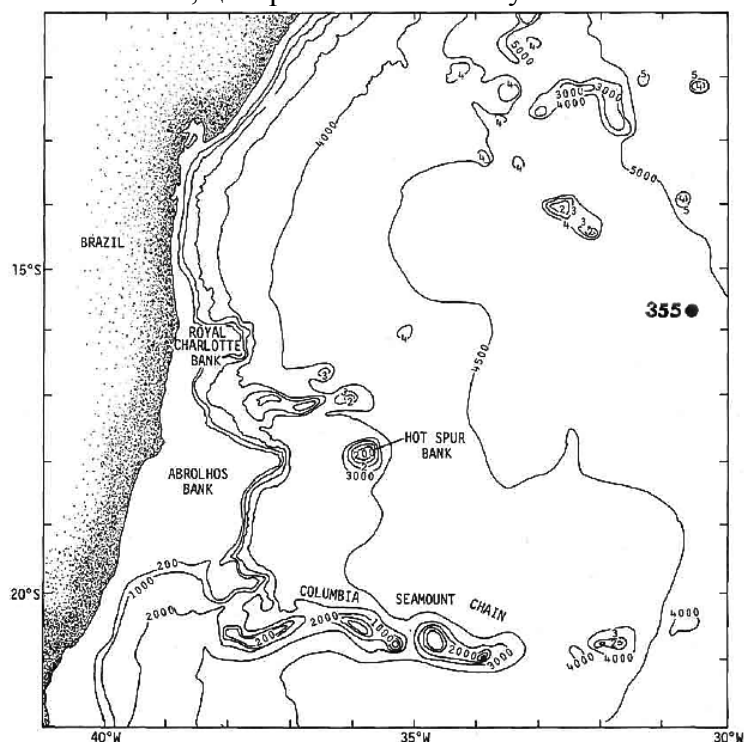


Рис. 142. Размещение скважины 355 в пределах Бразильской котловины. Рейс 39.

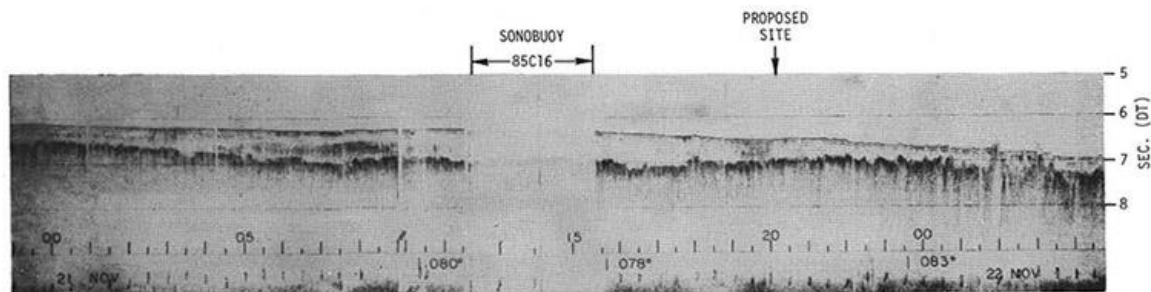


Рис. 143. Геофизический профиль в месте заложения скв. 355. Обратите внимание на «зубчатый» характер верхней границы вулканического основания. Рейс 39.

Основание осадочного разреза: наноил (*верхний мел – маастрихт – кампан*). Вулканическое основание: базальты.

В разрезе скважины выделены следующие пачки.

Пачка 1 – 0-405 м, *плейстоцен – эоцен*, неконсолидированные илы с турбидитами в верхней части, вниз по разрезу увеличение содержания цеолитов, аргиллиты вблизи основания.

Пачка – 2 – 405-449 м, *поздний мел – маастрихт – кампан*, палево-коричневый нанофоссильный ил с кальцитовыми жилками; нижние части изменены в контакте с базальтами.

Пачка 3, *кампан*, афировые базальты с многочисленными жилками кальцита.

Надбазальтовая известковистая пачка (44 м). Содержание CaCO_3 – 44-84 %. Терригенный компонент – 0-20 % (в основном, кварц). Глины составляют в разрезе в среднем 8 %. Присутствуют жилы кальцита в подстилающих базальтах и перекрывающих их красновато-коричневых железистых наноозах.

Базальты (7,5 м выбурено на глубине 449 м) – верхние 10 см базальта имеют желтовато-серый цвет вследствие подводного выветривания (seawater weathering). Ниже зоны выветривания (weathering zone) базальты серые. Вдоль трещин базальты окрашены в красноватые тона.

Гемипелагические отложения-илы с обломочным терригенным материалом – 405 м – *плейстоцен – эоцен*. Неритовые (?) карбонатные отложения – *поздний мел – маастрихт – кампан*. Вулканическое основание – базальты – *кампан*. Перерыв и несогласие между гемипелагическими – *плейстоцен-эоцен* и карбонатными отложениями – *маастрихт-кампан*.

Рейс 12. Северная Атлантика, 1970. Laughton, A.S., Berggren, W.A., et al, 1972, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XII, Washington (U.S. Government Printing Office), pp. B
//doi:10.2973/dsdp.proc.12.1972.

Скв. 118. Юго-западная часть Бискайского залива у континентального подножия. Глубина – 4901 м.

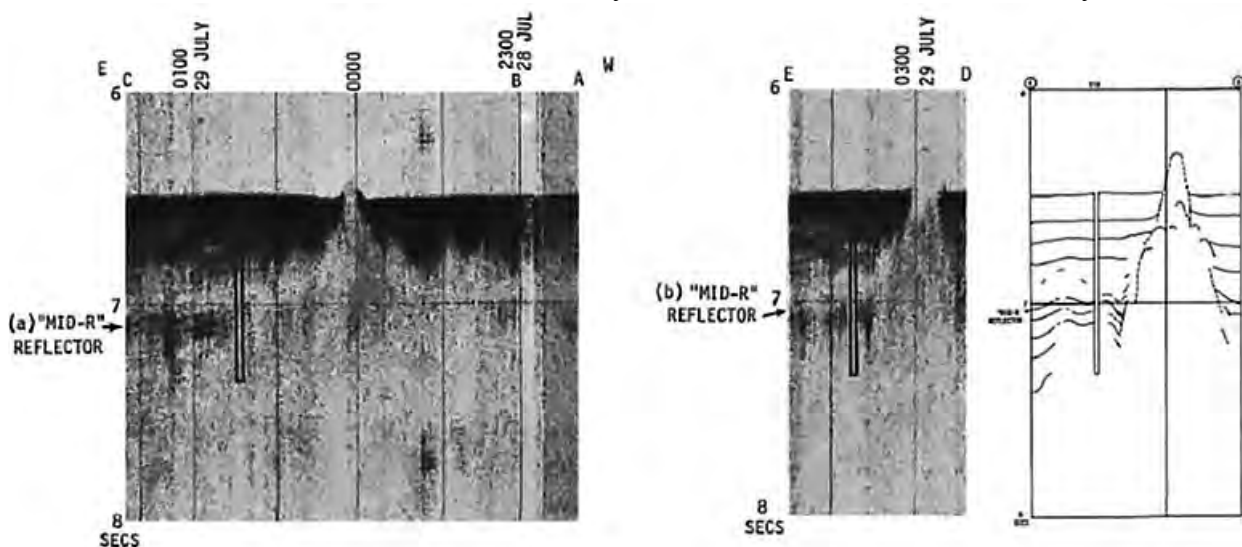


Рис. 144. Сейсмический профиль района заложения скв. 118. Рейс 12.

Древнейшие осадочные породы: измененные красные глины – *средний* – *нижний эоцен*.
Основа: базальт.

Осадки, пробуренные в скв. 118, делятся на две главные пачки: красные глины *эоцена и палеоцена*, перекрываемые турбидитами и пелагическими осадками миоцена. Предполагается перерыв и несогласие между этими двумя пачками, возможно как результат поднятия и эрозии. Состав обломочного материала входят обломки минералов метаморфических пород, обломки фораминифер – в том числе и мелководных.

Основа скважины – высокоизмененные выветрелые и окисленные базальты, которые авторы описания керна относят к группе океанических покровных базальтов-оливиновых базальты.

Непосредственно выше базальтов залегает горизонт (40 м) красных глин; глинистые минералы представляют здесь перекристаллизованное вулканическое стекло. Красная и желтая окраска обусловлена гидроокислами железа. Плохо сохранившиеся радиолярии и нанофоссилии. Выше измененных красных глин расположены около 25 м коричневых и серых глин.

Керны 19, 20, 21 – силлы базальтов и короткие фрагменты глин. Твердые красные «аргиллиты» в основании керна – возможный результат инкорпорации красной глины в базальтовый поток. В зависимости от внешнего вида породы могут быть отнесены или к красным глинам, или рассматриваться как интенсивно измененный базальт. Базальты мелкозернистые, окисленные, вариолитовые, миндалины заполнены коричневым хлоритовым материалом. Базальты по составу и изменениям похожи на базальты скв. 112. Те и другие очень похожи на выветрелые и окисленные базальты, собранные с флангов срединно-океанического хребта. Все образцы не пригодны для изотопного датирования и их возраст может быть определен приблизительно по степени выветривания. Факт широко распространенного изменения титаномагнетита совместно со слабой остаточной намагниченностью может объяснять образование сглаженных магнитных зон в Северной Атлантике.

Рейс 39. Юго-западная Атлантика, 1974. Supko, P.R., Perch-Nielsen, K. et al., 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 39: Washington (U.S. Government Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.39.1977.

Скв. 358. Аргентинский бассейн. Глубина 4990 м.

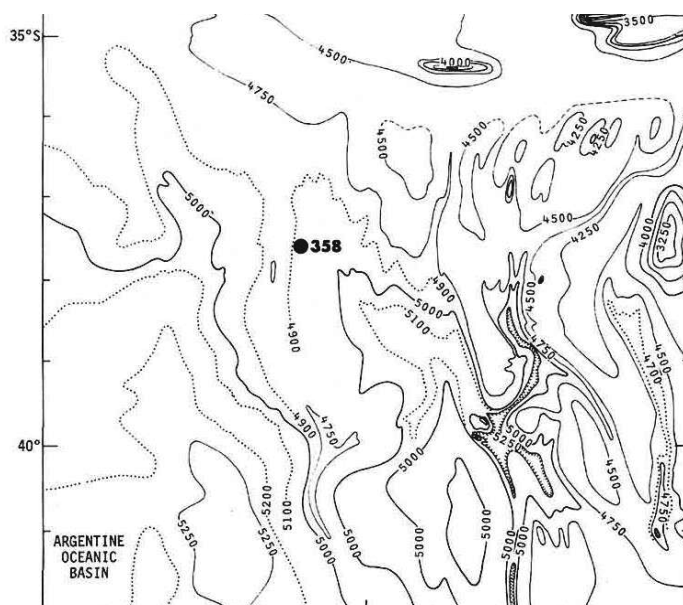


Рис. 145. Батиметрическая карта Аргентинского бассейна и место заложения скв. 358. Рейс 39.

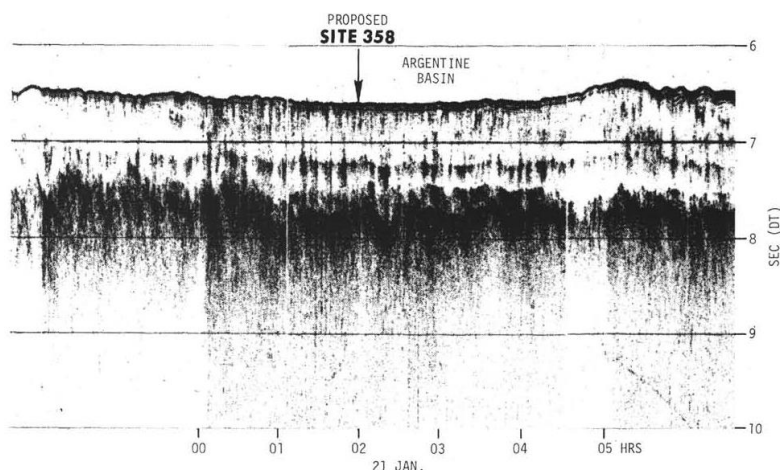


Рис. 146. Сейсмический профиль района заложения скв. 358. Рейс 39.

В разрезе скважины выделены две пачки: верхняя, *плейстоцен – средний эоцен*, кремнистые илы и аргиллиты; нижняя, терригенные аргиллиты и мел, *средний эоцен – поздний мел*.

В составе верхней пачки выделены в интервале 5 0-730 м:

- радиоляриевые кремнистые илы и обычно- вулканический пепел – *плейстоцен – поздний миоцен*
- литифицированные радиоляриево- диатомовые аргиллиты, вулканический пепел – *ранний миоцен – поздний олигоцен*;
- *поздний олигоцен – ранний эоцен*- кремнистые аргиллиты;
- *средний эоцен* – железистые аргиллиты, мраморизованный мел светло-коричневый;
- *ранний эоцен – маастрихт – кампан* – красно-коричневый известковистый аргиллит и мел.

Верхняя граница пачки 2 – *средний эоцен – поздний мел* – фиксируется заметным увеличением в составе пород карбонатного материала – до 50-60%. В основании пачки 2 цвет пород меняется на коричневый – сочетаются прослои существенно карбонатных пород и прослои аргиллитов- красно-коричневых, содержащих фораминиферы, чешуйки слюды и обломки рыб. Окраска пород – их обогащение окислами железа – свидетельство близости в основании разреза базальтов. Присутствие бентических фораминифер в пачке карбонатно-терригенных отложений – *нижней эоцен – поздний мел* – может свидетельствовать об относительно мелководных условиях осадконакопления в это время.

Далее резюмируются сведения по составу и строению абиссальных равнин и в заключение рассматриваются геодинамические особенности режимов их становления по данным глубоководного бурения в Атлантическом океане.

Норвежская котловина. Осадочные породы основания разреза: алевро-глины, глины, линзы вулканического пепла, включения цеолитов и окислов марганца – *средний – нижний олигоцен*. Вулканические породы основания разреза – базальт. Пачка 3 – измененные и брекчированные афировые миндалекаменные базальты. Выделены 14 горизонтов базальтовых брекчий – возможно, поверхностей лавовых потоков, которые очень сильно изменены. Общий признак всех базальтов – интенсивные изменения, экстенсивное распространение гидроокислов железа/

Бассейн Лофотен вблизи восточного фланга хребта Мона. Основание разреза – красные песчаники – *эоцен*. Осадки представлены «гляциальной» и миоценовой последовательностью, перекрывающей олигоцен. Пачка 3 – 331-762 м – *олигоцен – ранний эоцен* – разноцветные зеленые, коричневые, оранжевые и пурпурные глины, песчаные глины и известняки, вулканический пепел, в основании турбидиты. Аргиллиты, песчаники, известковистые песчаники. Косая и градационная слоистость. Диамиктиты включают экзотические гальки, особенно кварцитов, кремней и гранитов.

Абиссальная равнина Сомы. В разрезе скв. 382 выделены три пачки (сверху вниз), который делятся по условиям формирования на: турбидиты – *квартер – верхний плиоцен* (0-232 м), гемипелагические глины – *средний плиоцен – верхний миоцен* (232-352 м) и вулканогенные осадки – *нижний кампан* (352-520 м), формирование которых происходило в мелководных условиях (мелководные фоссилии), что согласуется с преобладающим распространением здесь обильно миндалекаменных разновидностей базальтов.

На расстоянии 220 км от окраины Бермудского поднятия. В скважине 383, расположенной в пределах абиссальной равнины Сомы, надбазальтовая пачка 2 биокластические известняки (202-324,8 м) – *баррем – ранний альб до раннего апта* – грубозернистые карбонатные илы со скелетными обломками; плохо отсортированные со сломанными и целыми окаменелостями, разнообразная фауна и флора, включая рудисты, пелециподы, гастроподы, морские ежи, остракоды, фораминиферы, кораллы, красные водоросли. Биокластические известняки перекрывают нижележащие высоко миндалекаменные выветрелые базальты, формировавшиеся в субаэральных или мелководных условиях. Мелководные условия близрифовые. Данные изотопии кислорода свидетельствуют о смешении морской воды с дождевой водой в периоды субаэрального обнажения. Породы содержат глину в сростании с гидроокислами железа. Глины включают обломки, часто угловатые, измененных базальтов размером 0,9-1,26 мм. Пелагические условия – 220 м до *среднего эоцена*. Переходные – гемипелагические условия – *ранний палеоцен – баррем* – около 150 м. Неритовые условия – около 200 м – *баррем – ранний валанжсин*. Основание – базальт.

Бразильская котловина. Гемипелагические отложения – илы с обломочным терригенным материалом, 405 м – *плейстоцен-эоцен*. Неритовые (?) карбонатные отложения – поздний мел – *маастрихт – кампан*. Вулканическое основание – базальты – *кампан*. Перерыв и несогласие между гемипелагическими (плейстоцен – эоцен) и карбонатными отложениями – *маастрихт – кампан*.

Аргентинский бассейн. В разрезе скважины выделены две пачки: верхняя – *плейстоцен – средний эоцен* – кремнистые илы и аргиллиты; нижняя – терригенные аргиллиты и мел – *средний эоцен – поздний мел*. Верхняя граница пачки 2 – *средний эоцен – поздний мел* – фиксируется заметным увеличением в составе пород карбонатного материала – до 50-60%. В основании пачки 2 цвет пород меняется на коричневый – сочетаются прослои существенно карбонатных пород и прослои аргиллитов – красно-коричневых, содержащих фораминиферы, чешуйки слюды и обломки рыб. Окраска пород – их обогащение окислами железа – свидетельство близости в основании разреза базальтов. Присутствие бентических фораминифер в карбонатно-терригенных отложениях – *ранний – эоцен – поздний мел* – может свидетельствовать об относительно мелководных условиях осадконакопления в это время.

Иберийская абиссальная равнина. Длительная история рифтинга началась в позднем триасе и развивалась с юга на север в раннем мелу в интервале между 134 – 112 млн. лет. Иберийская континентальная окраина – пример невулканической рифтовой континентальной окраины, которая дважды в эоцене и миоцене подвергалась эпизодам сжатия после завершения стадии рифтинга. Эффектами этих эпизодов сжатия были складчатость, реактивация древних варисских структур и формирование разломов в абиссальных равнинах. Эти же эпизоды сжатия проявлены и в варисских прибрежных континентальных структурах. Анализируя природу образования серпентинитовых и габбровых брекчий, авторы описания керны устанавливают их морфологическое сходство с субаэральными оползневными отложениями, отмечая при этом, что источники таких брекчий в пределах района пробуренных скв. рейса 149 не известны, но считается, что они могут быть расположены примерно в 20 км.

Абиссальная равнина Гамбия. Основание осадочного разреза: чередование красновато-коричневых глинистых известняков, мергелей, глин, кремней – *верхняя юра (киммеридж – оксфорд)*. Вулканическое основание: базальт. Базальты черные афанитовые с жилками кальцита. Измененные угловатые обломки перекрывающих осадков импрегнированы в верхние 10 см базальтов. Базальты миндалекаменные. Обломки измененных базальтов присутствуют в вышележащих осадках. В базальтах стекло частично замещено палагонитом, хлоритом, селадонитом и карбонатом. Гемипелагические отложения 625 м – *плейстоцен – ранний эоцен – поздний палеоцен до позднего мела*. Переходный комплекс-около 200 м- *ранний турон—ранний альб*. Неритовые надбазальтовые карбонатные отложения около 300 м – *ранний альб – поздний апт – валанжсин – готерив – оксфорд – киммеридж*, не древнее *оксфорда – киммериджа*.

Присутствие в разрезе *средней-поздней юры* тонких прослоев внутрикластических брекчий показывает, что гидродинамические условия осадконакопления были мелководными в условиях значительных топографических неоднородностей. Отмечено, что скважина в основании вскрыла измененные базальты, в которые «вмываются» обломки перекрывающих пород. К/Аг датировки базальтов 88-92 млн. л. (*поздний мел – турон*), но базальты перекрываются верхнеюрскими красновато-коричневыми известняками с радиоляриями.

Юго-западная часть Бискайского залива у континентального подножия. Осадки, пробуренные в скв. 118, делятся на две главные пачки: красные глины *эоцена и палеоцена*, перекрываемые турбидитами и пелагическими осадками *миоцена*. Предполагается перерыв и несогласие между этими двумя пачками – возможно, как результат поднятия и эрозии. В состав обломочного материала входят обломки минералов метаморфических пород, обломки фораминифер, – в том числе и мелководных. Основание скважины – высокоизмененные выветрелые и окисленные базальты, которых авторы описания керны относят к группе океанических покровных базальтов-оливиновые базальты. Непосредственно выше базальтов залегает горизонт (40 м) красных глин; глинистые минералы представляют здесь перекристаллизованное вулканическое стекло.

Красная и желтая окраска обусловлена гидроокислами железа. Плохо сохранившиеся радиолярии и нанофоссилии. Выше измененных красных глин расположены около 25 м коричневых и серых глин. Керны 19, 20, 21 – силлы базальтов и короткие фрагменты глин. Твердые красные «аргиллиты» в основании керна – возможный результат инкорпорации красной глины в базальтовый поток. В зависимости от внешнего вида породы могут быть отнесены или к красным глинам, или рассматриваться как интенсивно измененный базальт. Базальты мелкозернистые, окисленные, вариолитовые, миндалины заполнены коричневым хлоритовым материалом. Базальты по составу и изменениям похожи на базальты скв. 112. Те и другие очень похожи на выветрелые и окисленные базальты, собранные с флангов срединно-океанического хребта. Все образцы не пригодны для изотопного датирования и их возраст может быть определен приблизительно по степени выветривания. Факт широко распространенного изменения титаномагнетита совместно со слабой остаточной намагниченностью может объяснять образование сглаженных магнитных зон в Северной Атлантике.

Резюмируя материалы глубоководного бурения в пределах абиссальных равнин западной и восточной частей Атлантического океана, примыкающих к сопредельным континентальным окраинам, следует отметить как общие черты, присущие абиссальным равнинам, так и отличия западных и восточных абиссальных равнин. Рассматривая латеральный ряд этих структур с юга на север – от абиссальных котловин Бразильской и Аргентинской, можно отметить, что по мере перемещения с юга на север происходит относительное уменьшение глубин абиссальных равнин и одновременное омоложение основания их разреза. Наряду с этой латеральной изменчивостью, по результатам бурения, выявляются различия в составе и строении этих равнин в восточной и западной частях океана. Эти различия фиксируются как в их глубинах – заметно больших в западных равнинах, так и в относительно более значимом проявлении базальтового вулканизма в западных абиссалах. По мере движения на север эти различия относительно сглаживаются.

Общими и принципиально значимыми особенностями строения и соответственно истории развития абиссальных равнин является чередование в основании их разреза фаций покровов миндалекаменных базальтов с преимущественно неритовыми фациями существенно карбонатных отложений. Характерная особенность строения этих равнин, устанавливаемая по данным сейсмического профилирования – чередование кулисообразно располагающихся хребтов, между которыми размещены осадочные бассейны (pond) линейной и изометричной формы. В основании разреза преобладающего большинства этих бассейнов располагаются брекчии, сложенные выветрелыми в различной степени базальтами, цементируемыми неритовым карбонатным материалом в наиболее глубоких абиссальных равнинах или осадками мелководными со значительной примесью терригенного материала в абиссальных равнинах (бассейнах) Северной Атлантики. При этом возраст базальтов основания и, как отмечено выше, перекрывающих их осадков также меняется по мере перемещения от абиссальных равнин юга Атлантики на север. В Бразильской и Аргентинской абиссальных равнинах этот возраст – *ранний – поздний мел – кампан – маастрихт*, а на севере – бассейн Лофотен и Норвежская котловины – *олигоцен – миоцен*. Подобное же омоложение и в том же временном интервале фиксируется в разрезах скважин и в поперечном, субширотном направлении по мере смещения от окраинных, близконтинентальных их частей к срединному хребту. Но здесь выявляется примечательная особенность строения основания осадочных бассейнов, расположенных по обе стороны хребта на расстоянии 150-200 км (скв.395-396). Здесь в основании разреза, наряду с базальтами, преобладающе распространены габбро и перидотиты, так же, как и базальты, претерпевшие окислительные изменения до попадания в разрез осадочного бассейна. Забегая несколько вперед, отметим, что эта особенность состава обломочного материала – габбро-перидотитового – сближает эти части абиссальных равнин со склонами медианных долин срединного хребта (поднятие Атлантик). В совокупности эти данные могут обозначать то, что по мере приближения к медианной долине срединного хребта в пределах абиссальных равнин происходит воздымание поверхности коро-мантийного основания абиссальных равнин. Характерно, что подобные породы не вскрыты скважинами в основании разрезов котловин Северной Атлантики. Соответственно, те части абиссальных равнин, где скважинами вскрыты габбро и перидотиты в основании осадочных бассейнов, можно было бы определить, как фланги срединного хребта. Наиболее значимым признаком, характеризующим режим формирования абиссальных равнин, является их сейсмичность – точнее, палеосейсмичность, определявшая как формирование в целом чередующихся бассейнов и хребтов, так и формирование склоновых обломочных брекчий – талуса – в основании разреза межхребтовых осадочных бассейнов. Сегодня этот режим является отмершим и повышенная сейсмичность фиксируется лишь в пределах осевой медианной части срединного хребта.

Срединно-Атлантический хребт и его фланги.

Материалы, включенные в этот раздел, представляют собой описание разреза кернов скважин, пробуренных в широтных пересечениях на различном удалении от осевой долины хребта. Бурением с севера на юг охвачен интервал Срединно-Атлантического хребта (САХ) от хр. Книповича и Ян-Майен – в северной части океана – до самой южной его части на широте плато Фолкленды. Материал строится следующим образом: вначале приводится оригинальное описание разреза по каждой скважине, а затем краткое резюме по этому разрезу и в заключение раздела – синтез отдельных частных резюме.

Рейс. 37. Северо-Атлантический хребт к юго-западу от Азорских островов (полигон «FAVOUS»), 1974. Aumento, F., Melson, W.G. et al., 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 37: Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1008. //doi:10.2973/dsdp.proc.37.1977.

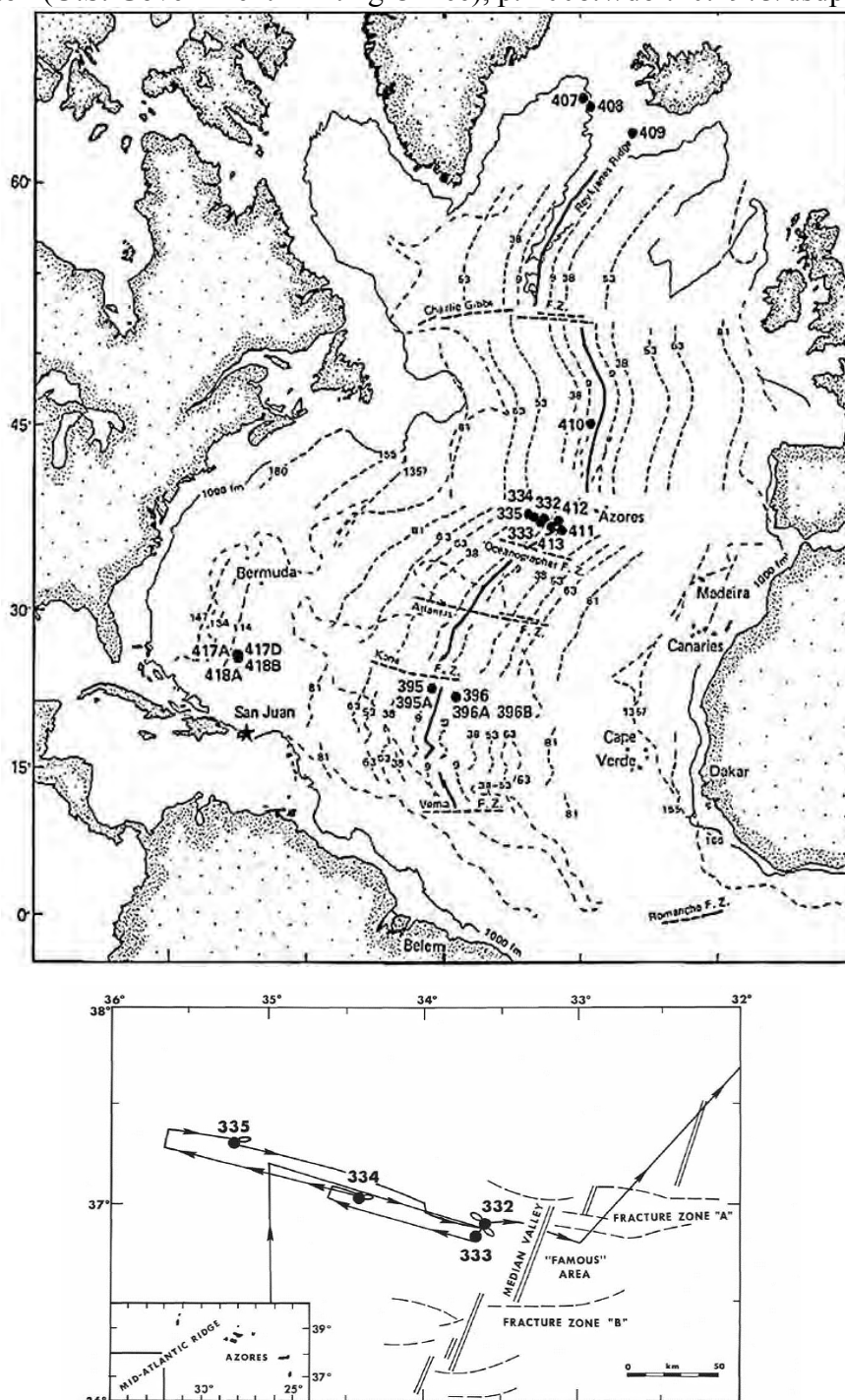


Figure 1. Index map showing location of Site 332.

Рис. 147. Размещение скважин рейса 37.

Рейс. 37. Скв. 332. Глубина – 1812 м. Скважина расположена в 30 км к западу от оси САХ.

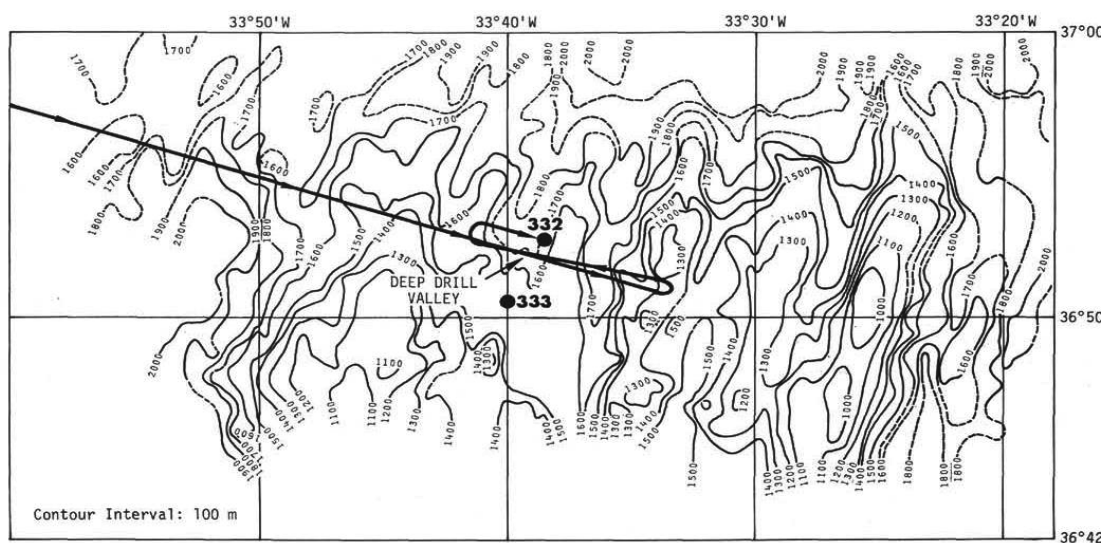


Рис. 148. Батиметрия района заложения скв 332, 333. Рейс 37.

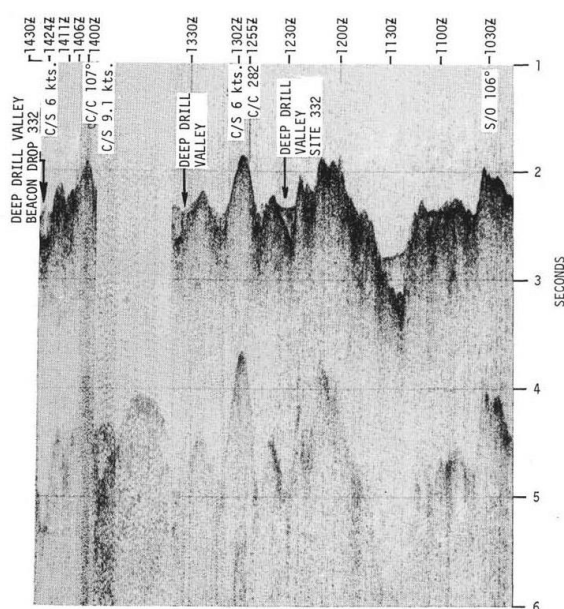


Рис. 149. Сейсмический профиль в районе заложения скв. 332. Рейс 37.

Наиболее древние осадки – фораминиферовый ил – *поздний плиоцен*; основание – базальты с прослоями осадочных пород.

Основание сложено базальтами с прослоями нанофоссильных илов и мела, зонами брекчий и базальтовых обломочных (rubble) брекчий. Чередование илов и брекчий происходит в интервале около 70% верхней части разреза и убывает вниз по разрезу. Нанофоссильный ил содержит примесь обрывков стекла и пемзы в нескольких горизонтах. Размеры обломков пемзы более, чем 1 см, присутствуют редко. Мощность базальтового основания 330,5 м и оно представлено базальтами, брекчией базальтов и прослоями осадков. Литифицированный фораминиферовый мел и известняк чередуются с базальтами в интервале 25-188 м ниже акустического основания. Многие прослои мела содержат многочисленные фрагменты стекла и палагонитовые «чипсы»; обычные брекчии – смеси прослоев мела и известняка, вулканического стекла, палагонита и базальта (basalt rubble). Базальты изменены; миндалины заполнены минералами глин, трещины в брекчиях базальтов обогащены красными окислами железа.

Рейс. 37. Скв. 333. Глубина – 1665 м. Древнейшие осадки – нанофосильный ил – *граница ранний – поздний плиоцен*. Основание: брекчия базальта. Скважина расположена на расстоянии около 1,8 км к югу от скв. 332.

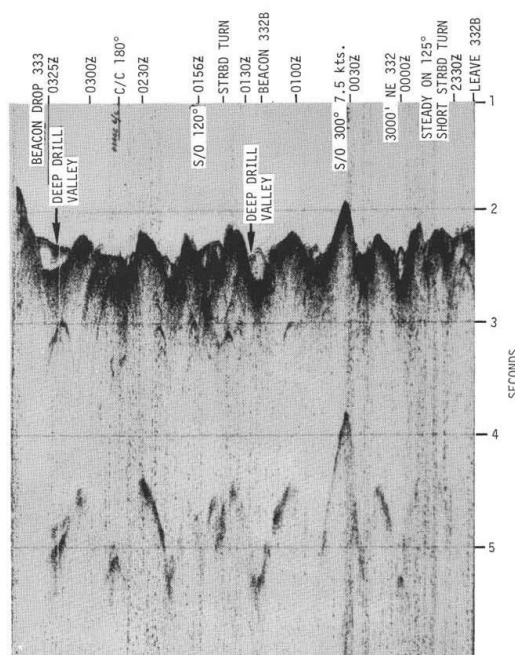


Рис. 150. Сейсмический профиль в районе заложения скв.333. Рейс 37.

В скважине вскрыто 220 м нанофораминиферового ила с возрастом от *квартера до позднего плиоцена*. Илы перекрывают базальтовое основание – акустический фундамент. Основание пробурено на 310,5 м. Выше по разрезу относительно первых базальтов, вскрытых скважиной, располагается 1,5 м белых фораминиферовых илов. Ниже первых базальтов в ряде кернов вскрыты обломки брекчий, содержащих обломки вулканического стекла, палагонитизированного в различной степени, базальта и Fe-Mn минералов, включенных в меловой или известковый матрикс. Угловатые обломки составляют от 15 до 45% породы. Матрикс брекчий содержит различные количества карбоната, хлорита, обломков зерен минералов, палагонита и фрагментов базальтов. Интенсивность изменений базальтов нарастает вверх по разрезу, где и фенокристаллы, и основная масса нацело изменены. Изменения базальтов интенсивно меняют их магнитные характеристики.

Рейс. 37. Скв. 334. Глубина – 2619 м.

Древнейшие осадки: фораминиферовый нанофосильный мел – *ранний миоцен – граница среднего-позднего миоцена*. Акустическое основание: базальты, перекрывающие габбро-перидотитовую последовательность.

Скважина пробурена на восточном пологом склоне небольшого бассейна. Акустический фундамент расположен в 259,5 м ниже фораминиферовых нанофосильных илов с возрастом от *квартера до раннего-позднего миоцена* и представлен разрезом около 50 м базальтов (50 м) и ниже расположенных габбро, серпентинизированных габбро, серпентинизированных перидотитов, оливиновых габбро и брекчий. Брекчии представлены обломками габбро и перидотитов в нанофосильном матриксе (светло-коричневый).

Рейс. 37. Скв.335. Глубина 3188 м.

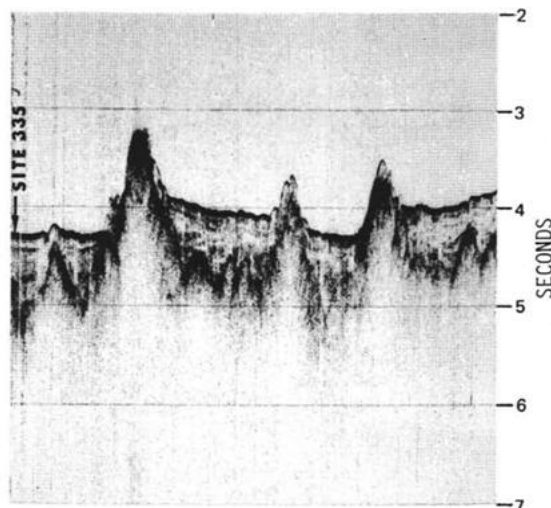


Рис. 151. Сейсмический профиль района заложения скв. 335. Рейс 37.

Осадки – фораминиферовый нанофоссильный ил. Основание – базальт, располагается под мощным (454 м) покровом нанофоссильных илов, возраст которых – *средний миоцен (около 13 млн. лет)*. Акустическое основание – базальты, чередующиеся с прослоями нанофоссильного мела. Изменения базальтов интенсивно влияют на их магнитные свойства. Основание – стекловатые базальты, чередующиеся с прослоями осадочных пород; стекла – темно-коричневые до желто-оранжевых по краям и по трещинам. Осадки между базальтами – белый, серый нанофоссильный мел, смешанный с фрагментами вулканического стекла и палагонита.

Скважины рейса 37 пробурены на различном удалении от осевой части САХ. По мере удаления глубина заложения скважин меняется от 1812 м в 30 км к западу от оси САХ до 3188 м на наибольшем от нее удалении. Одновременно с увеличением глубины заложения и удаления от оси САХ возраст нанофоссильных илов, перекрывающих базальтовое основание, меняется от плиоцена до миоцена, но состав этих отложений остается практически неизменным. Базальтовое основание в этих скважинах представлено чередованием потоков и брекчий измененных базальтов, чередующихся с прослоями нанофоссильного мела. Наряду с базальтами встречены горизонты брекчий, в состав которых входят габбро и серпентиниты. Скважины пробурены преимущественно в пределах осадочных бассейнов, расположенных между хребтами, не имеющими отчетливо выраженной линейной ориентировки. Отмечено преобладающее окисление магнетита и ильменита в базальтах.

Рейс 38. Норвежско-Гренландский бассейн, 1974. Talwani, M., Udintsev, G., et al., 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 38, Washington (U.S. Government Printing Office), 1256 p. //doi:10.2973/dsdp.proc.38.1976.

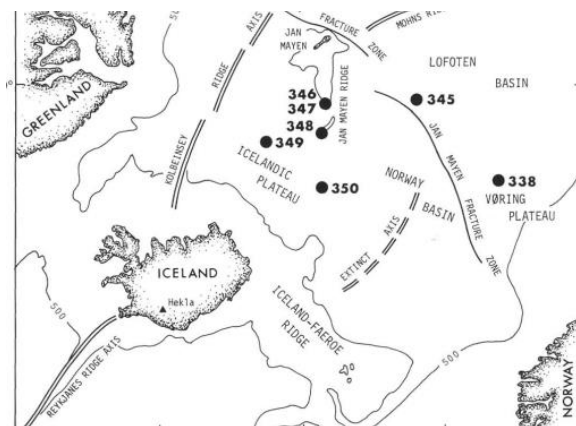


Рис. 152. Размещение скважин рейса 38.

Рейс 38. Скв. 347, 346 Скв.347. Расположена на краю хребта Ян Майен. Глубина 762 м. В основании разреза песчанистые глины – *эоцен*.

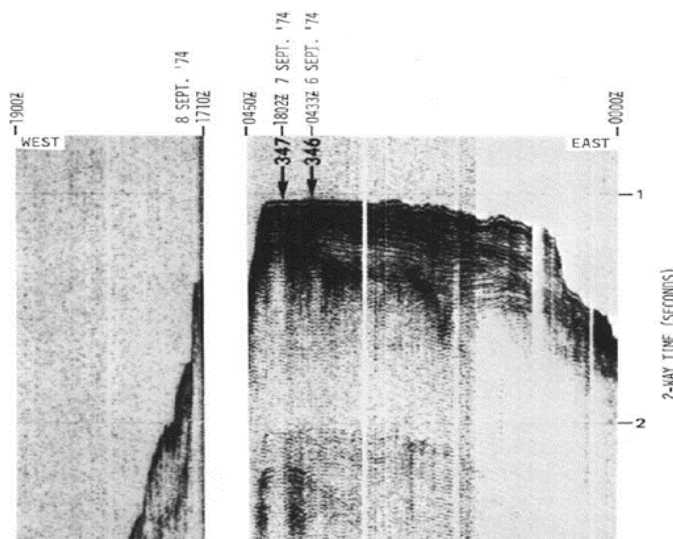


Рис. 153. Сейсмический профиль места заложения скв. 367, 346. Рейс 38.

Рейс 38. Скв. 346. Глубина 741 м. Скважина расположена в пределах хребта Ян Майен. *Плиоцен-плейстоценовые* осадки вскрыты в интервале 0-25,5 м и представлены терригенными песчанистыми илами, илами и глинами. Осадки *среднего миоцена* – песчанистые и биогенные кремнистые илы с высоким содержанием спикул губок. Ниже миоцена вскрыты массивные терригенные песчаники и песчанистые аргиллиты.

Пачка 1 – 46,7 м, *квартер-миоцен*, массивные терригенные песчанистые илы, илы, обогащенные вулканическим материалом, вулканический пепел.

Пачка 2 – 82,1 м, *нижний миоцен – средний-верхний олигоцен*, кремнистые песчанистые илы со спикулами губок; содержат гальки вулканических пород, аргиллитов и прослой вулканического пепла.

Пачка 3 – 66,2 м, *олигоцен – верхний эоцен*, массивные аргиллиты и песчаники; в песчаниках округлые обломки кварца, кварцита, аргиллита и базальта.

В основании разреза песчанистые глины, глины, конгломераты – *поздний эоцен*.

Рейс 38. Скв. 347. Скважина не достигла основания. В разрезе выделены две пачки.

Пачка 1 – 121 м, *олигоцен – миоцен* – желто, коричневые илы и глины, мягкие, без отчетливой стратификации с участками песков и галек, с обломками пород и биогенными фрагментами, спикулы губок, фораминиферы и гастроподы.

Пачка 2 – 70 м – *ранний-поздний эоцен*, массивные терригенные глины и песчанистые глины с присутствием вулканического пепла и хорошо округлыми гальками. Породы литифицированы. Присутствуют фрагменты вулканического стекла, кремни, измененные вулканические породы, обломки карбонатных пород.

Рейс 38. Скв. 349. Хр. Ян Майен. Глубина 915 м. В основании осадочного разреза вскрыты глинистые песчаники, брекчии, песчаники, конгломераты – *поздний эоцен*.

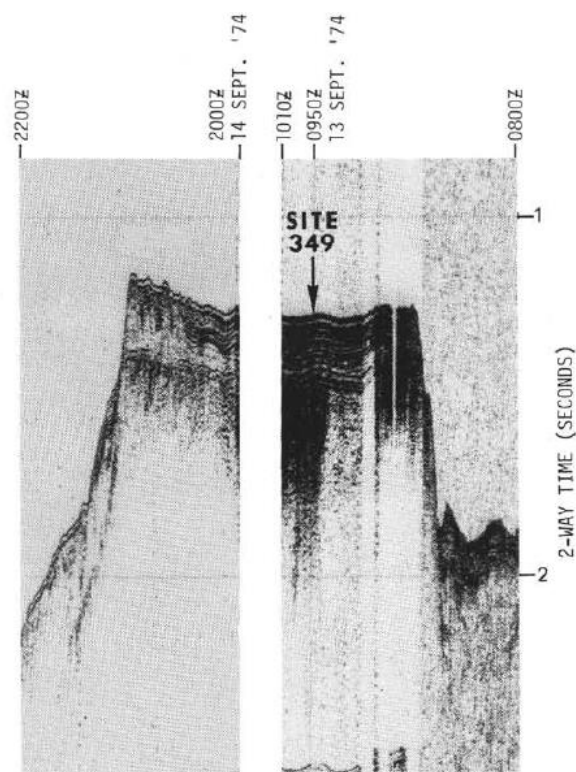


Рис. 154. Сейсмический профиль места заложения скв. 349. Рейс 38.

В разрезе скважины выделены пачки (сверху вниз).

Пачка 1, плейстоцен, песчанистая желто-коричневая глина, обломки кварца, полевого шпата, глинистых минералов, глауконита, вулканического стекла, фораминиферы, радиолярии, спикулы губок.

Пачка 2, плейстоцен – поздний эоцен, массивная глина со значительным количеством вулканического стекла; обломки глауконита, кварца, палагонит, спикулы губок.

Пачка 3, поздний эоцен – поздний олигоцен, глины, песчанистые глины, конгломераты, песчаники с градационной слоистостью; обломки кварца, полевых шпатов, глауконита, тяжелых минералов, вулканического стекла. В конгломератах обломки угловаты, субугловаты, размер до 8 см, представлены песчаниками, известняками, вулканическими породами, присутствуют слоистые и неслоистые чередования конгломератов и брекчий.

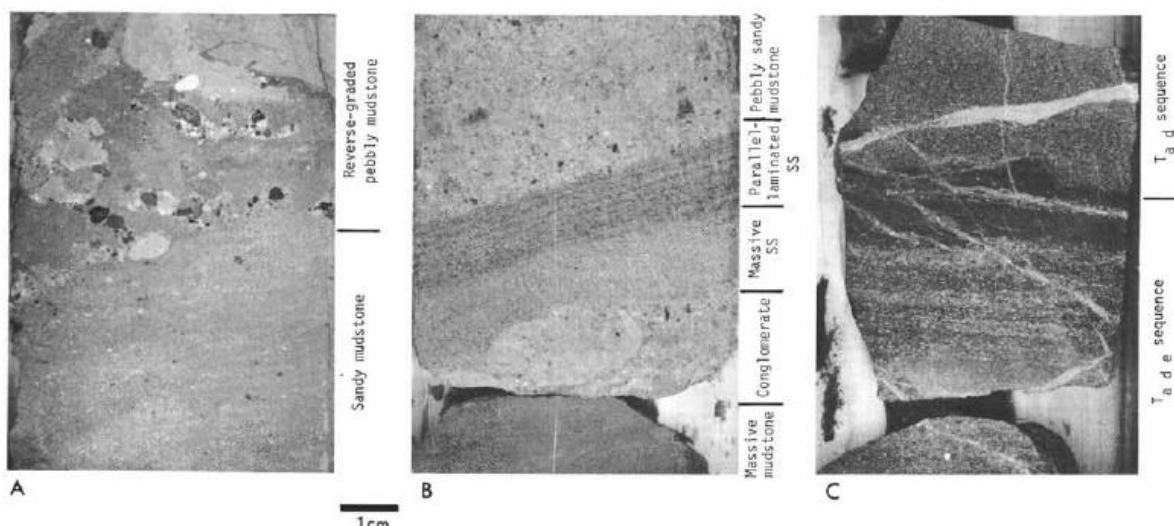


Рис. 155. Основания турбидитовых слоев различной морфологии. Скв.349. Рейс 38.

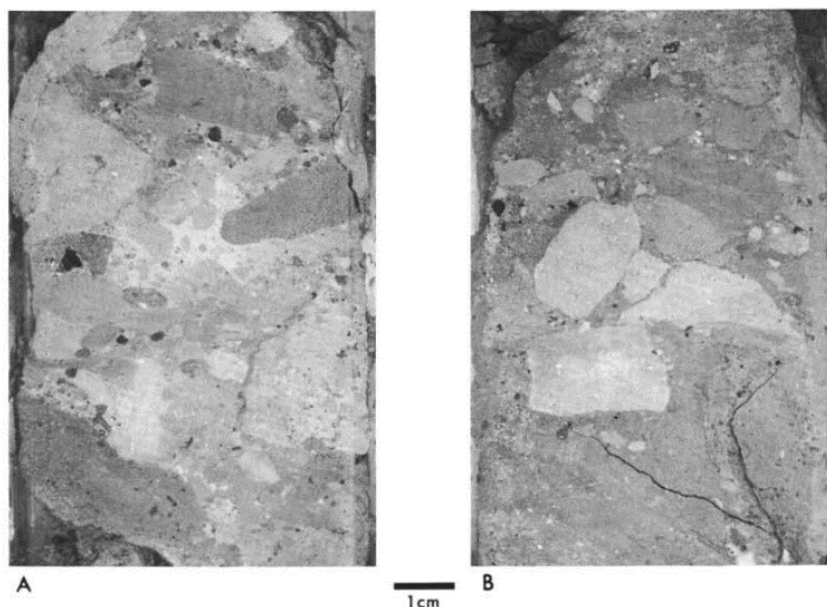


Рис. 156. Верхнеэоценовые галечники. Скв. 349. Рейс 38.

Рейс 38. Скв. 350. Хр. Ян-Майен, южнее подножия. Глубина – 1275 м.

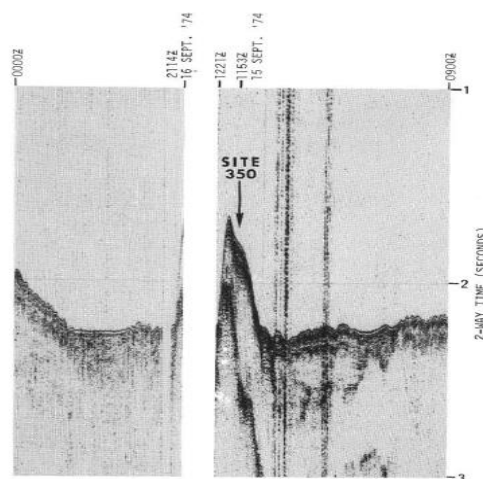


Рис. 157. Сейсмический профиль места заложения скв. 350. Рейс 38.

Пачка 1 – 0-55,5 м, *плиоцен – плейстоцен*, гляциомаринные песчанистые илы с прослоями вулканического пепла.

Пачка 2 – 55,5-226,5 м, *средний миоцен – олигоцен*, неконсолидированные и литифицированные осадки (осадочные породы) с прослоями вулканического пепла, глины (аргиллиты) и алевролиты. В нижней части – турбидиты.

Пачка 3 – 226,5-364 м, *олигоцен – поздний эоцен*, аргиллиты, алевролиты, известняки, брекчии выше базальтов, песчаники.

Осадочные породы основания разреза: алевро-аргиллиты и аргиллиты, прослой осадочной брекчии, вулканического пепла, известняков – *олигоцен-поздний эоцен*.

Вулканическое основание: базальт.

Надбазальтовая пачка 3 (нижняя) – литифицированные осадки; аргиллиты, известняки, брекчии и песчаники (ближе к основанию). Граница между осадочными породами и основанием вскрыта. Осадочные породы выше основания представлены литифицированной брекчией (глинистой) с редкими

угловатыми обломками выветрелых (?) базальтов. Ниже – горизонт брекчии (92 см) с угловатыми и округлыми обломками базальта (0,2-10 см), цементируемым песчаным и глинистым матриком. По периферии обломков базальтов тонкая окрашенная кайма. Коричнево-желтые кальцитовые жилы секут брекчию (0,1-2 см). Постепенно вниз по разрезу брекчия сменяется массивным базальтом – серо-черным и черным. В кернах споры и пыльца растений – раннетретичного возраста.

Рейс 38 Сква. 344. Глубина – 2156 м, проходка – 414 м, керн – 140,5 м. Хр. Книповича, 16 км к востоку от оси рифтовой долины ближе к основанию восточного склона рифтовых гор, тех, что восточнее рифта и ненамного выше абиссальной равнины.

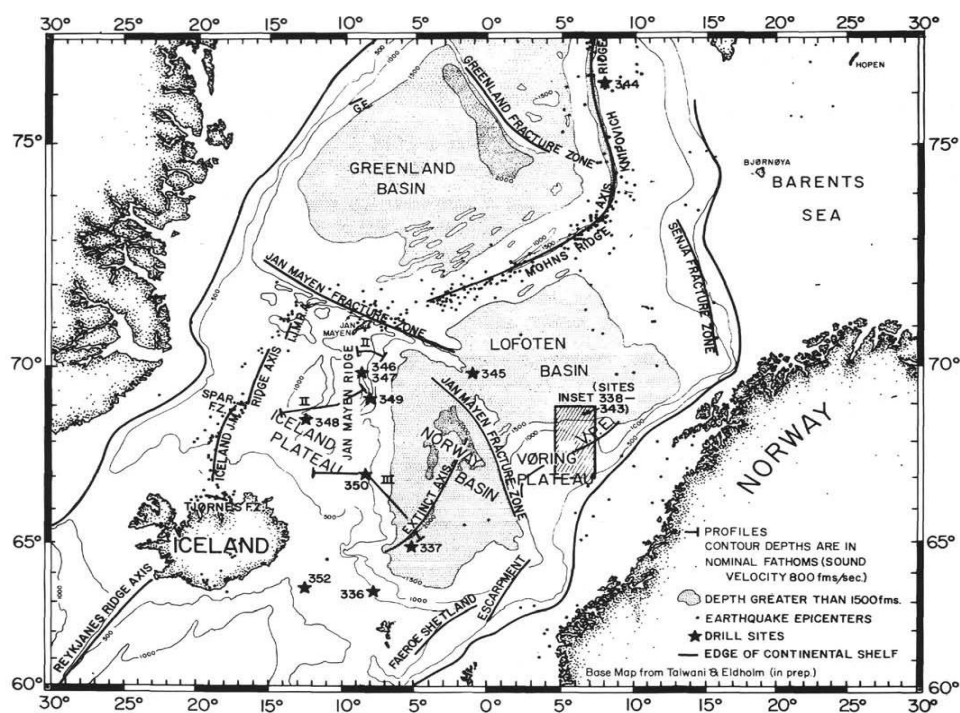


Рис. 158. Размещение скв. 344, рейс 38, хр. Книповича.

На профиле видна маломощная последовательность параллельных рефлекторов, ассоциируемых с турбидитами, перекрывающих отчетливо различные осадки, которые, в свою очередь, перекрывают рефлекс, интерпретируемый как фундамент.

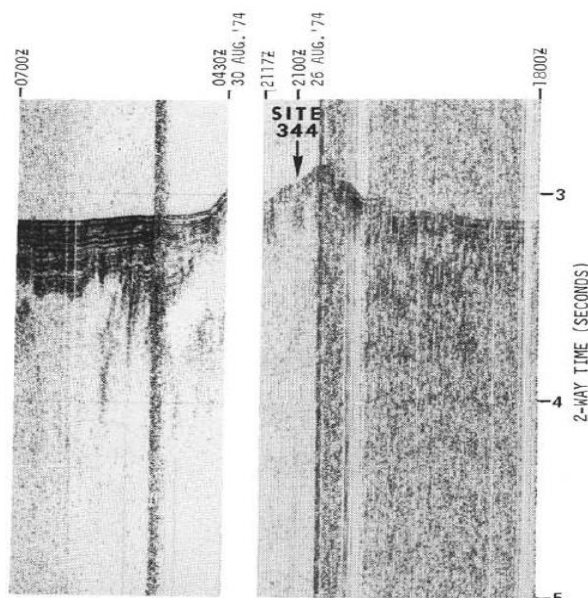


Рис. 159. Сейсмический профиль места заложения скв. 344. Рейс 38.

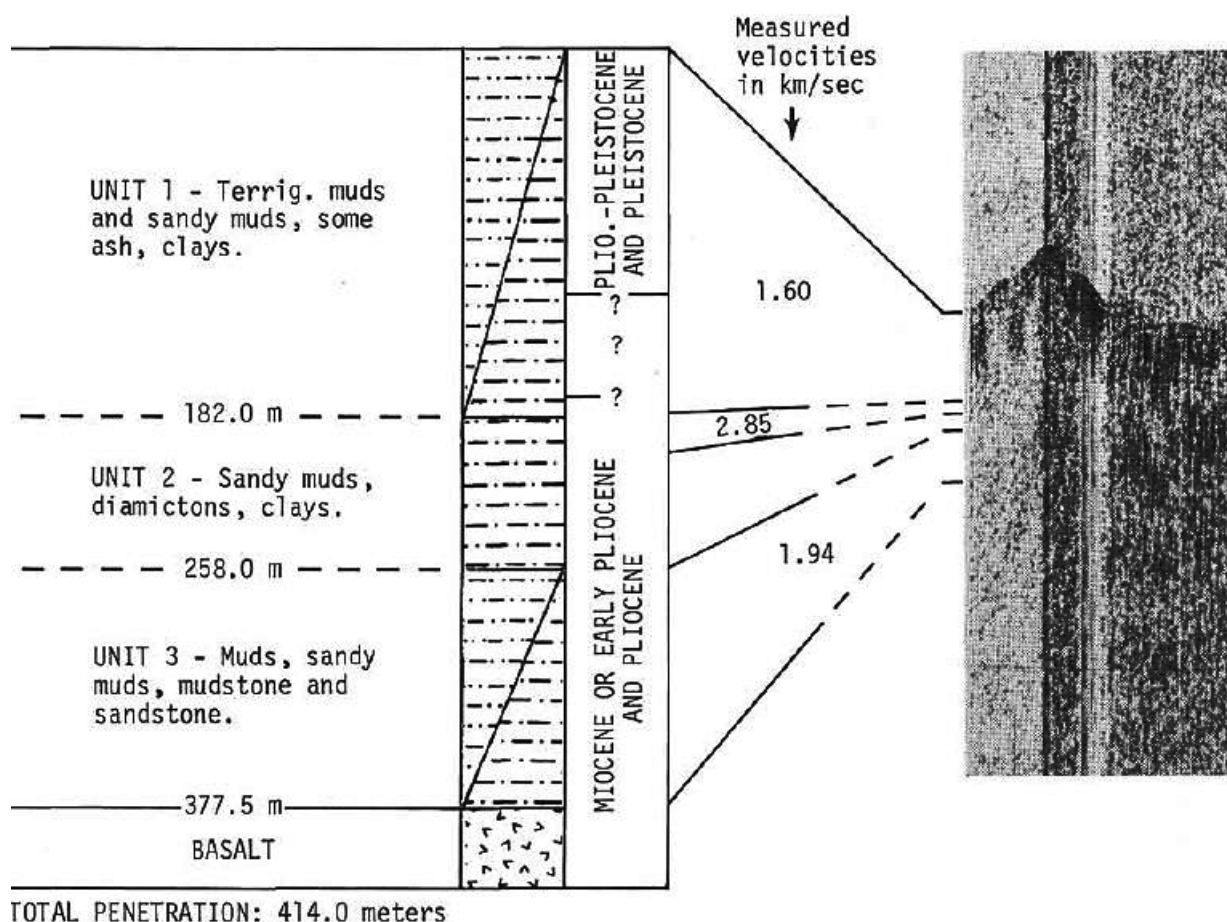


Рис. 160. Геологический разрез по материалам скв.344 с указанием возраста и скоростных параметров выделенных пачек.

Рейс 38.

Пачка 1 – 0-182 м, *плейстоцен – плиоцен*, терригенные осадки, илы, песчаные илы, гляциомаринные отложения, прослой песка, диамектиты, глины, гальки.

Пачка 2 – 182-258 м, песчаные илы, диамектиты, конкреции, гальки.
Пачка 3 – 258-378 м, *плиоцен-миоцен*, илы, песчаные илы, глины и их литифицированные эквиваленты, косая слоистость. Цикличность осадконакопления: циклы начинаются с прослоев песчаных аргиллитов, сменяются вверх тонкозернистыми алевролитами и аргиллитами.

Осадочное основание разреза: чередование глин и песчаных алевро-глин; прослой диамектитов, песчаников, скопления пирита – *плиоцен – миоцен*?

Вулканическое основание- габбро, габбро-диабазы и диабазы.

Не исключается возможность, что вышележащие (выше габбро и диабазов) осадочные породы отлагались на эродированной поверхности диабазов. В разрезе присутствуют обломки наземных растений; обуглероженное (обугленное) вещество «tracheidal». Изверженные породы исключительно изменены настолько, что разобрать их первичный минеральный состав трудно. Перекрывающие осадки – миоцен или ранний плиоцен.

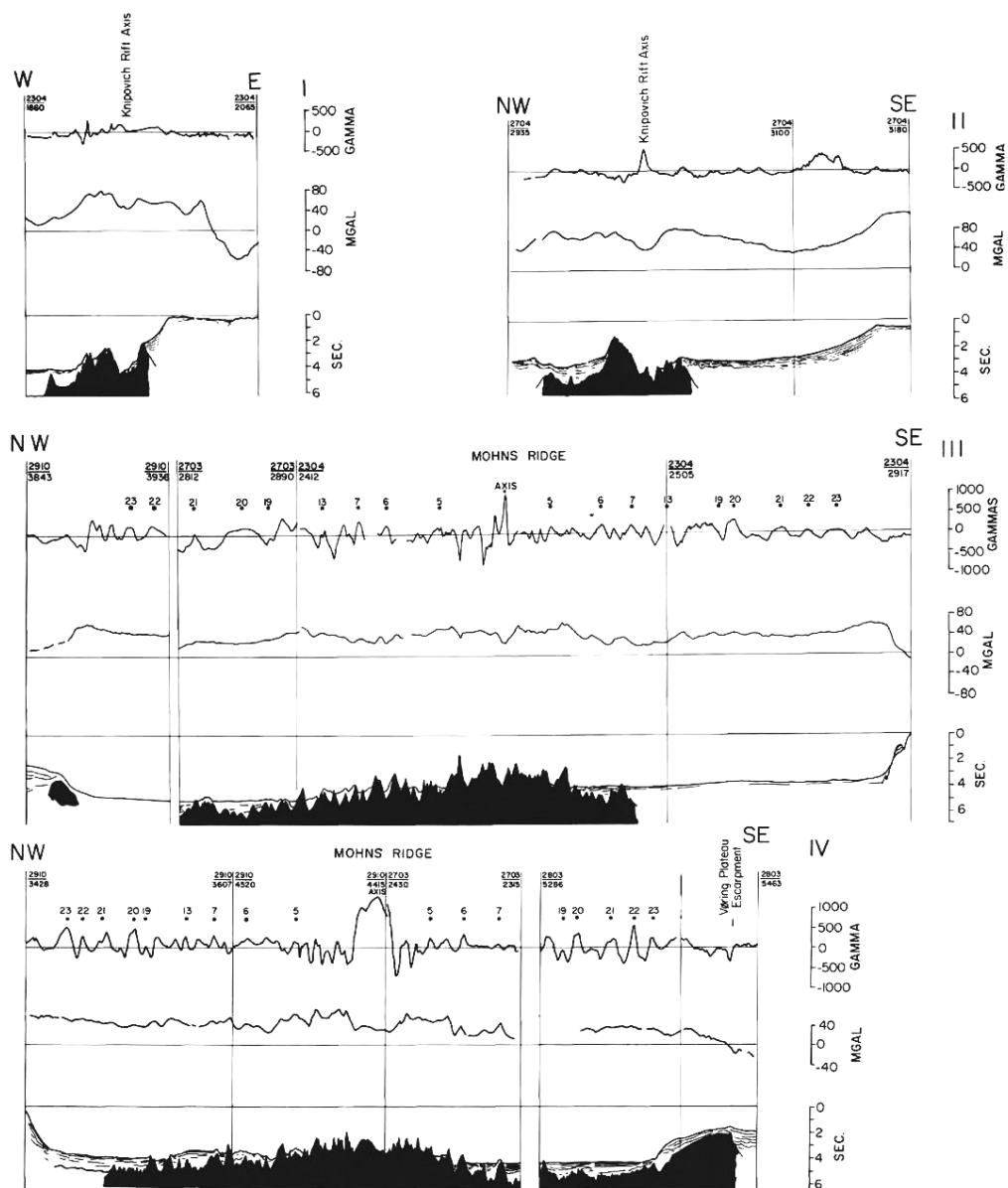


Рис 161. Композиционные профили рельефа хребтов Мона и Книповича. Обратите внимание на отсутствие на профилях осевой долины. Рейс 38.

Скважины рейса 38 расположены с севера на юг вблизи осевой части хребта. Глубина заложения скважин возрастает в этом же направлении от около 70 до 1270 м. Состав отложений преимущественно терригенный с горизонтами конгломератов. Основание разреза-эоцен. Базальты вскрыты бурением в самой южной скважине. Осадочные породы выше основания представлены литифицированной брекчией (глинистой) с редкими угловатыми обломками выветрелых (?) базальтов. Ниже – горизонт брекчии (92 см) с угловатыми и округлыми обломками базальта (0,2-10 см), цементируемым песчаным и глинистым матриксом. Принципиально важен существенно терригенный состав надбазальтовых отложений. Важно отметить присутствие в верхней части разрезов хр. Мона и Книповича гляциомаринных отложений; проявление процессов выветривания в изверженном основании хребтов с признаками перерыва и несогласия. Также важно подчеркнуть отсутствие в обоих хребтах осевой долины.

Рейс 45. Срединно-Атлантический хребет, к югу от зоны разлома Кейн, 1976. Melson, W.G., Rabinowitz, P.D., et al., 1978. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 45: Washington (U.S. Government Printing Office) // doi:10.2973/dsdp.proc.45.1979.

Рейс 45 был ориентирован на бурение в двух участках, расположенных на противоположных сторонах САХ южнее трансформного разлома Кейн.

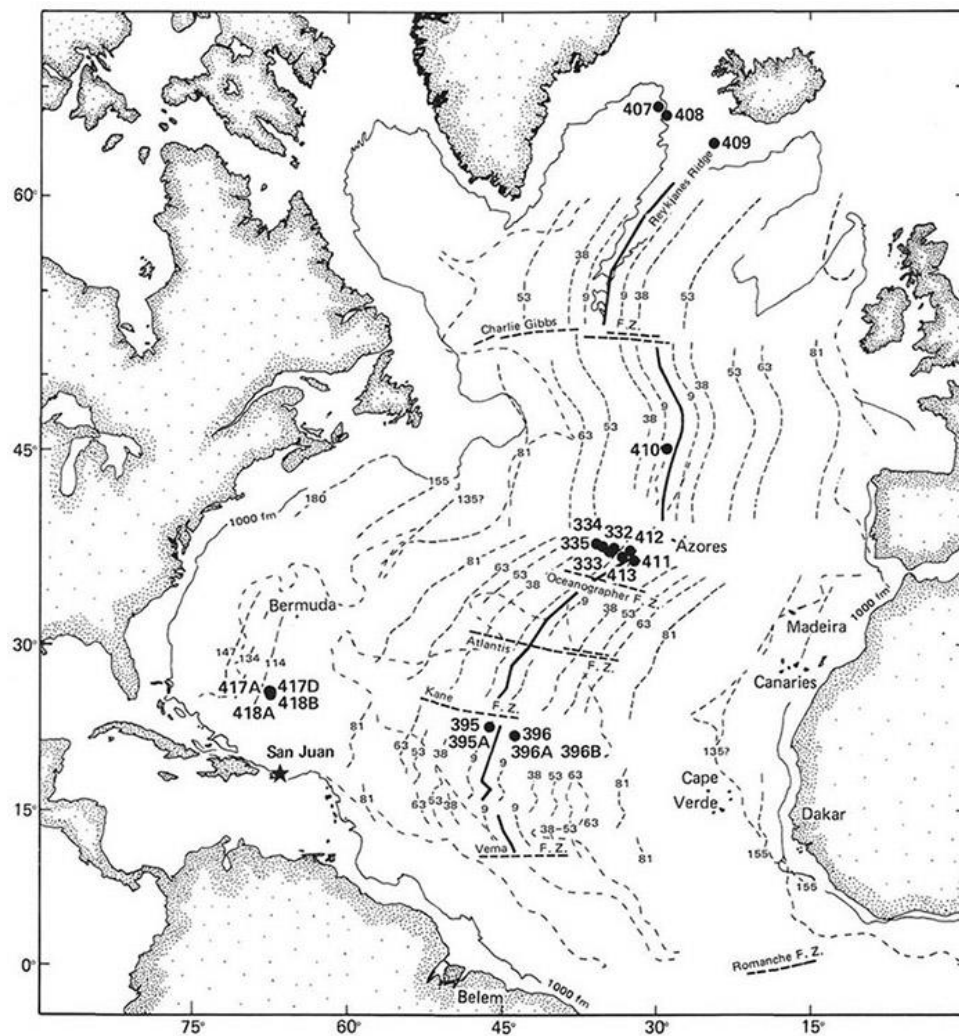


Рис. 162. Размещение скважин рейса 45.

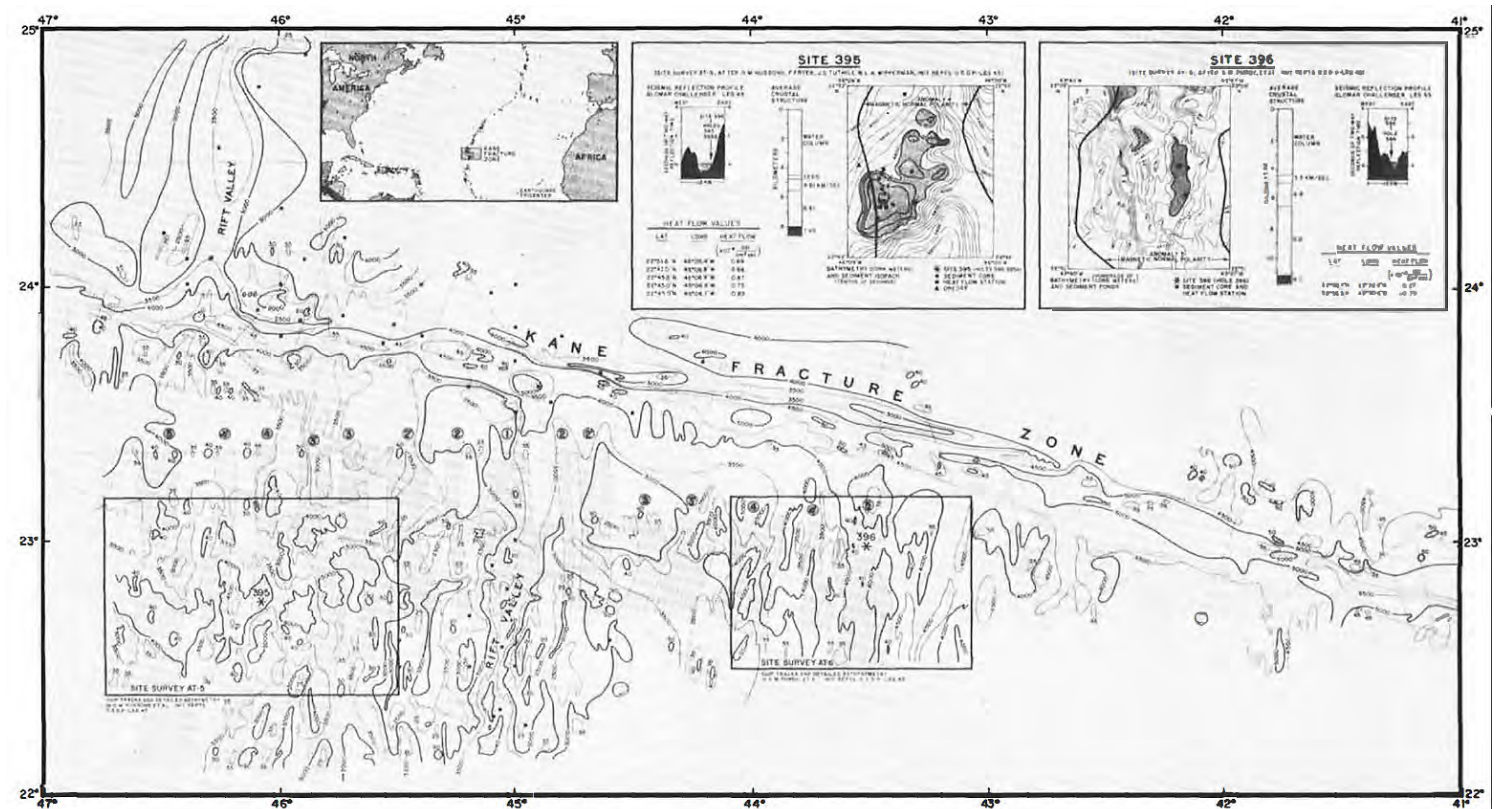


Рис. 163. Батиметрия размещения скв. 395 и 396. Рейс 45.

Рейс 45. Скв. 395. Западный фланг Срединно-Атлантического хребта, в 100 км от его оси. Глубина – 4484 м.

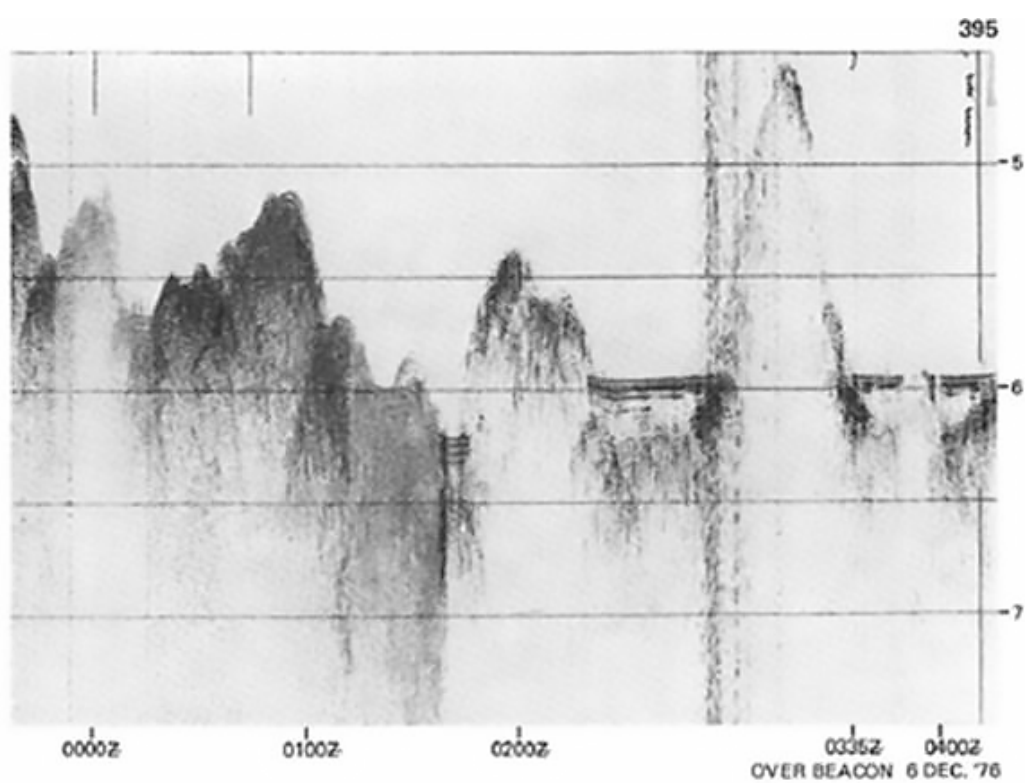
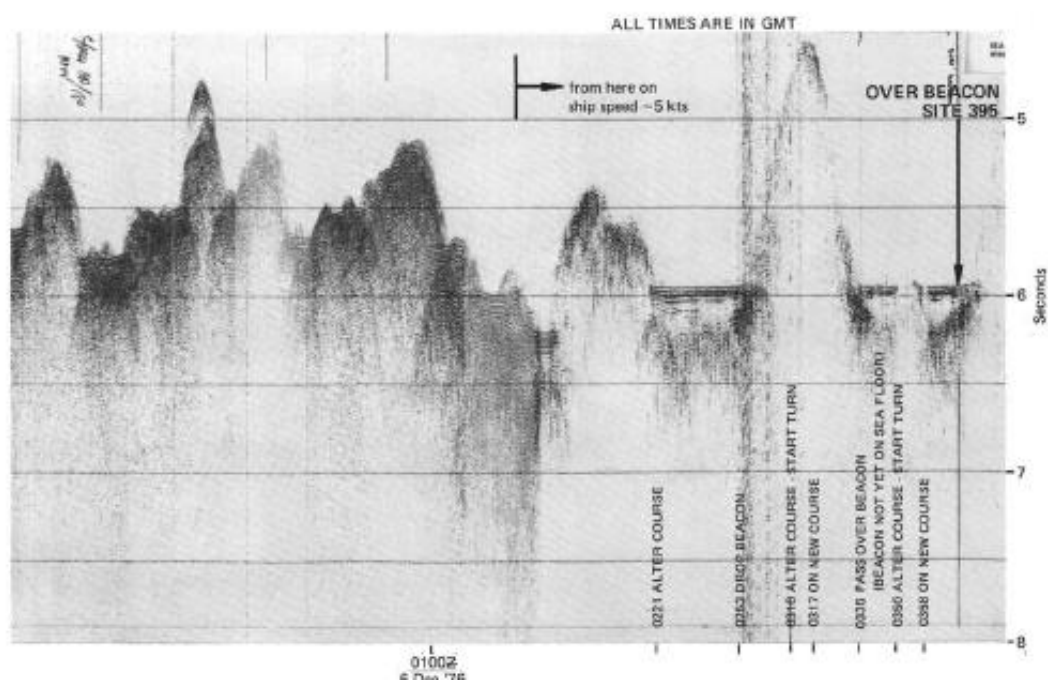


Рис. 164. Сейсмические профили района заложения скв. 395. Рейс 45.

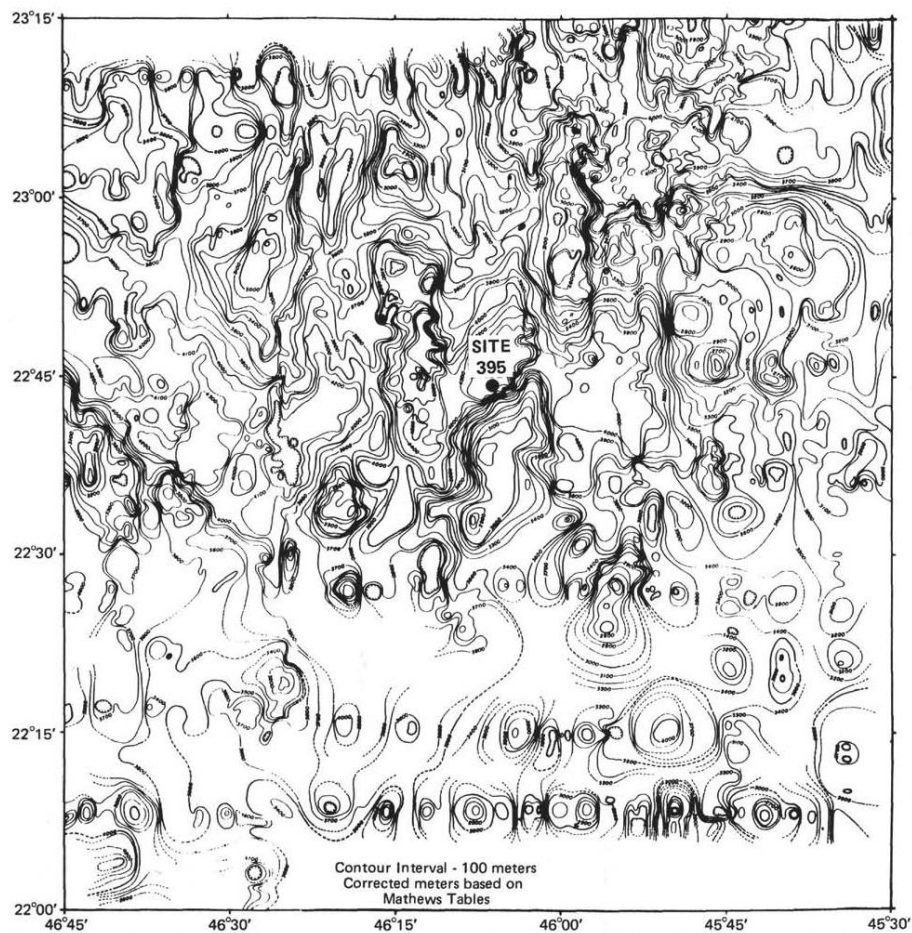


Рис. 165. Батиметрия района заложения скв. 395. Рейс 45.

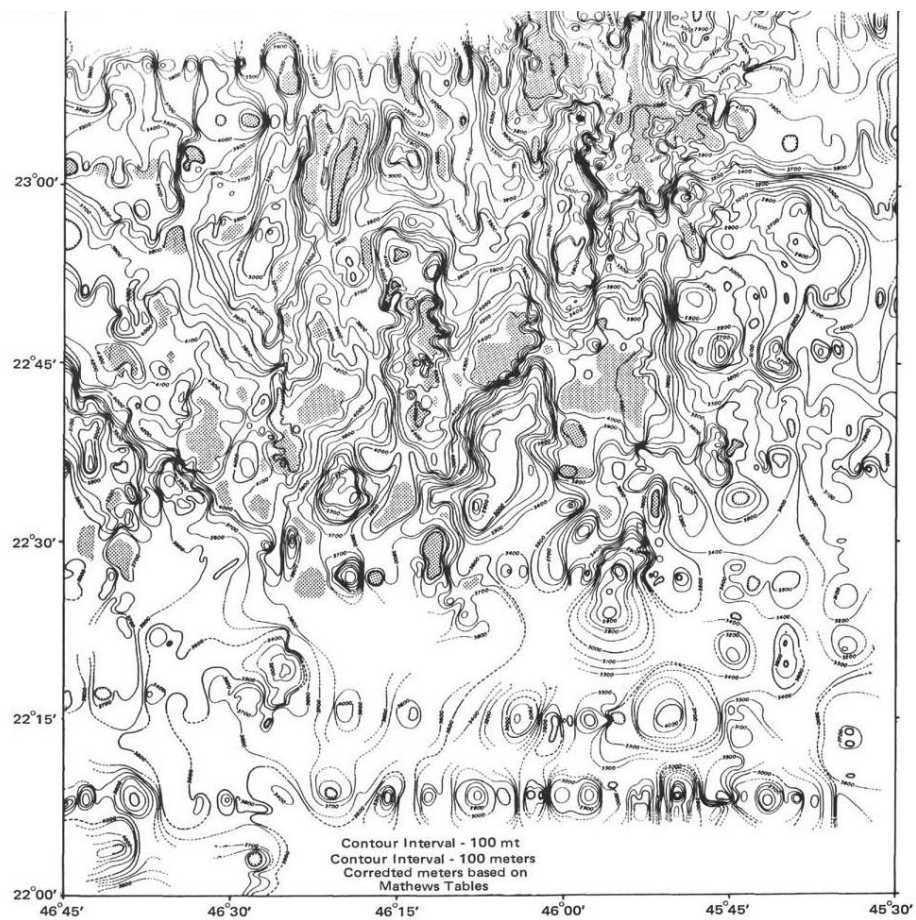


Рис. 166. Распределение осадков (заштрихованные области) в районе заложения скв. 395. Рейс 45.

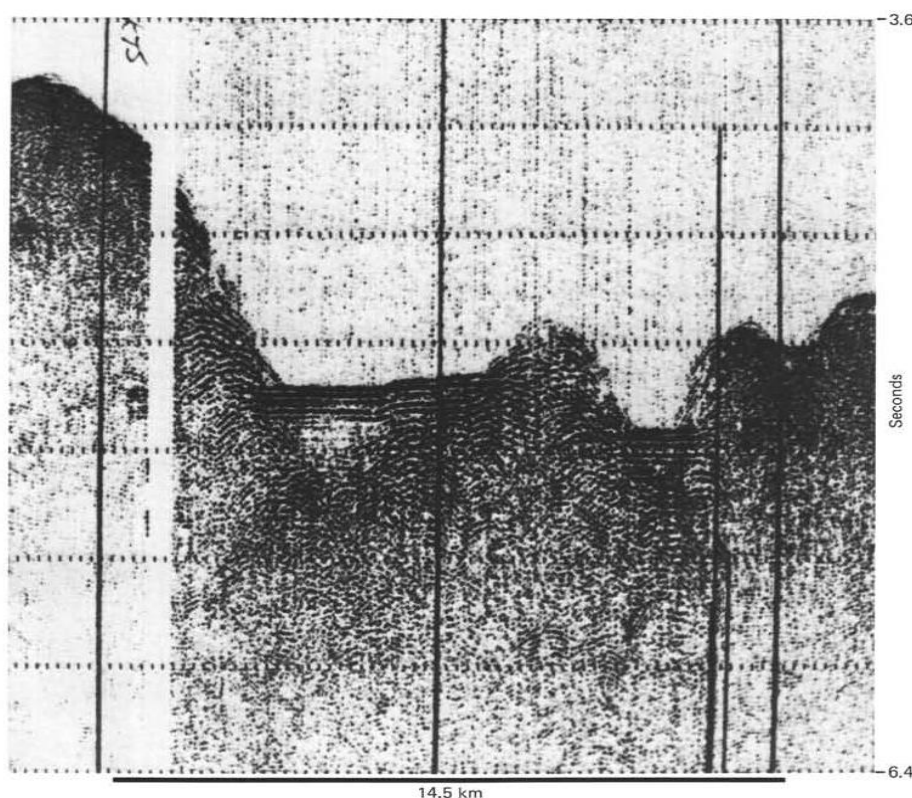


Рис. 167. Пример постседиментационных нарушений в осадках в межхребтовом бассейне. Скв. 395. Рейс 45.

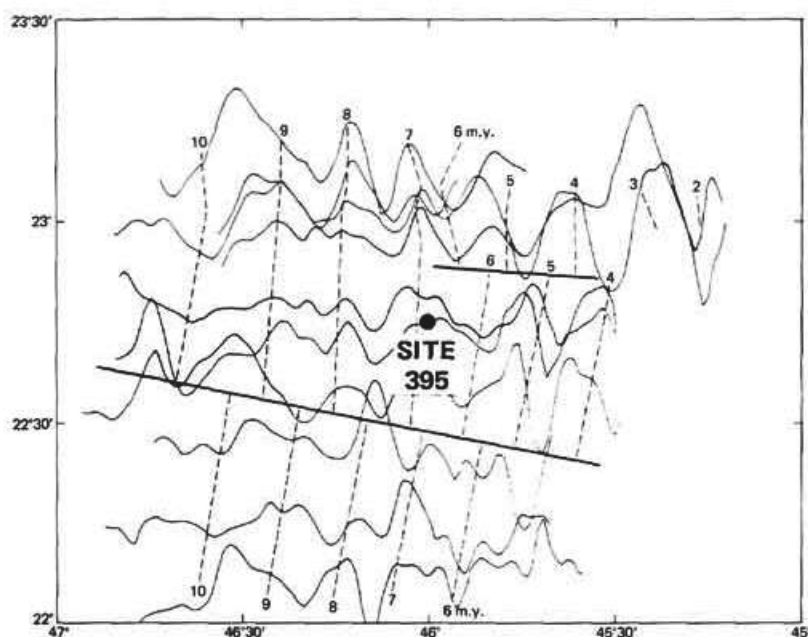


Рис. 168. Основные магнитные профили с интерпретацией возрастных изохрон в млн. лет. Скв. 395. Рейс 45.

Древнейшие осадочные породы: коричневые известковистые глины – *верхний. миоцен*.

Основание: базальт.

Пачка 1, *плейстоцен* – фораминиферо-нанофоссильный ил, переслаивающийся с фораминиферовыми песками. Цвет от бледно-коричневого и бледно-желто-коричневого. Окраска обусловлена глиной и аморфными гидроокислами железа. Прослой более светлых песков 20-40 см. Следы вулканического стекла, спикулы губок и базальтовые песчаные зерна и гальки до 4 см. Присутствуют гальки серпентинитов до 5 см. Сохранились косая слоистость и ритмичность.

Пачка 2, *ранний и поздний миоцен* – тёмно-жёлтое-коричневые, тёмно-коричневые базальные глины разделены на слои, содержащие разное количество нанофоссилий. Количество глины и

гидроокислов железа больше, чем в пачке 1. Присутствуют микронодулы оксида марганца. Встречено несколько крупных галек, булыжников (cobble) базальта, серпентинита и габбро. Все они составляют обломочную зону (zone rubbles). Осадки пачки 2 датируются как *ранний и поздний миоцен* и пачка 1 – *плейстоцен*. Изверженные породы могут быть разделены на семь главных групп по глубинам, на которых они были выбурены: 1) песчано-булыжниковые фрагменты базальтов в фораминиферо-нанофоссильных илах, перекрывающих первые массивные базальты; 2) серые мелкозернистые афировые базальты мощностью около 60 м; 3) серия мафит-ультрамафитовых пород с отдельными зонами базальтов; 4) серия порфировых стекловатых до мелкозернистых базальтов (190 м); массивная серия стекловатых до тонкозернистых афировых базальтов и брекчий; 6) две массивные интрузии долеритов-массивных порфировых, стекловатых и мелкозернистых; 7) серия гидротермально измененных афировых базальтов. Контакт осадки – основание может быть интерпретирован как талус или «gubble» – обломочный горизонт на базальтах – присутствие фрагментов базальта, габбро и серпентинизированных перидотитов в осадках выше первых массивных базальтов. В скважине выделено два блока: а) верхний –серпентинизированный гарцбургит с первичной полосчатостью; б) нижний блок –серпентинизированный лерцолит без полосчатости. Нижняя часть гарцбургита и верх лерцолита интенсивно изменены в кирпично-красный цвет и содержат большое количество жилок кальцита. Между ними присутствует сцементированная карбонатом ультрамафит-базальтовая брекчия. Карбонат – перекристаллизованный фораминиферо-нанофоссильный ил; в основании различимы «тени» фораминифер. В середине этой брекчиевой зоны имеется несколько кусков мелкозернистых порфировых базальтов. Одна разновидность габбро залегает непосредственно выше этой зоны, и это габбро перекрывается верхним афировым базальтом. Серпентиниты в скв. 395 немногочисленны и также изменены. Плутонический комплекс рассматривается не как разломная зона, но скорее как зона булыжника (cobble) или талуса по следующим причинам:

а) плутоническая зона подобна стратиграфическому уровню между двумя отчетливо различимыми типами базальтов в обеих скважинах 395 и 395А;

б) метаморфическая структура крупных ультрамафических блоков первична (до серпентинизации) и делится на два крупных блока; нет свидетельств, что они испытали расщепление в разломной зоне;

в) имеются еще и другие ультрамафит-габброидные серии булыжников выше верхних афировых базальтов и имеются еще другие плутонические породы в осадочной колонке. Авторы не имеют оснований описывать такую последовательность как разлом и считают, что все это – талус-делювий.

Почти все породы скв. 395 подвержены изменениям, низкотемпературной гидратации, формированию глин; высокотемпературной гидротермальной перекристаллизации или то и другое. Преобладают низкотемпературные изменения: окисление, формирование палагонита, глинистых минералов и карбонатов. Высокотемпературные изменения: серпентинизация, альбитизация, перекристаллизация пироксена и замещение его амфиболом.

Базальты подвержены только низкотемпературным изменениям. Стекло замещено палагонитом и глиной. Измененные каймы окружают базальтовые булыжники. Более измененные базальты – коричневые и содержат поры и жилы, заполненные карбонатом.

Ультрамафиты – серпентинизированы – частично или полностью. Поверхностная галька зоны талуса в керне демонстрирует базальт с глинистыми каймами и глиной в миндаликах, палагонитовые жилы. Серпентинизированные перидотиты с бурой измененной поверхностью присутствуют в верхней части керна. Две вулканические брекчии особо изменены: в верхней базальты располагаются в глинисто-карбонатном матриксе; в нижней брекчии базальты размещены в глине и палагонитовом матриксе.

Рейс 45. Скв. 396. Восточный фланг Срединно-Атлантического хребта в 15 км от его оси. Глубина – 4450 м.

Древнейшие осадочные породы: коричневые глины – *миоцен*. Основание: базальт.

Рейс 45. Скв. 396А и 396В. В 150 км к востоку от САХ.

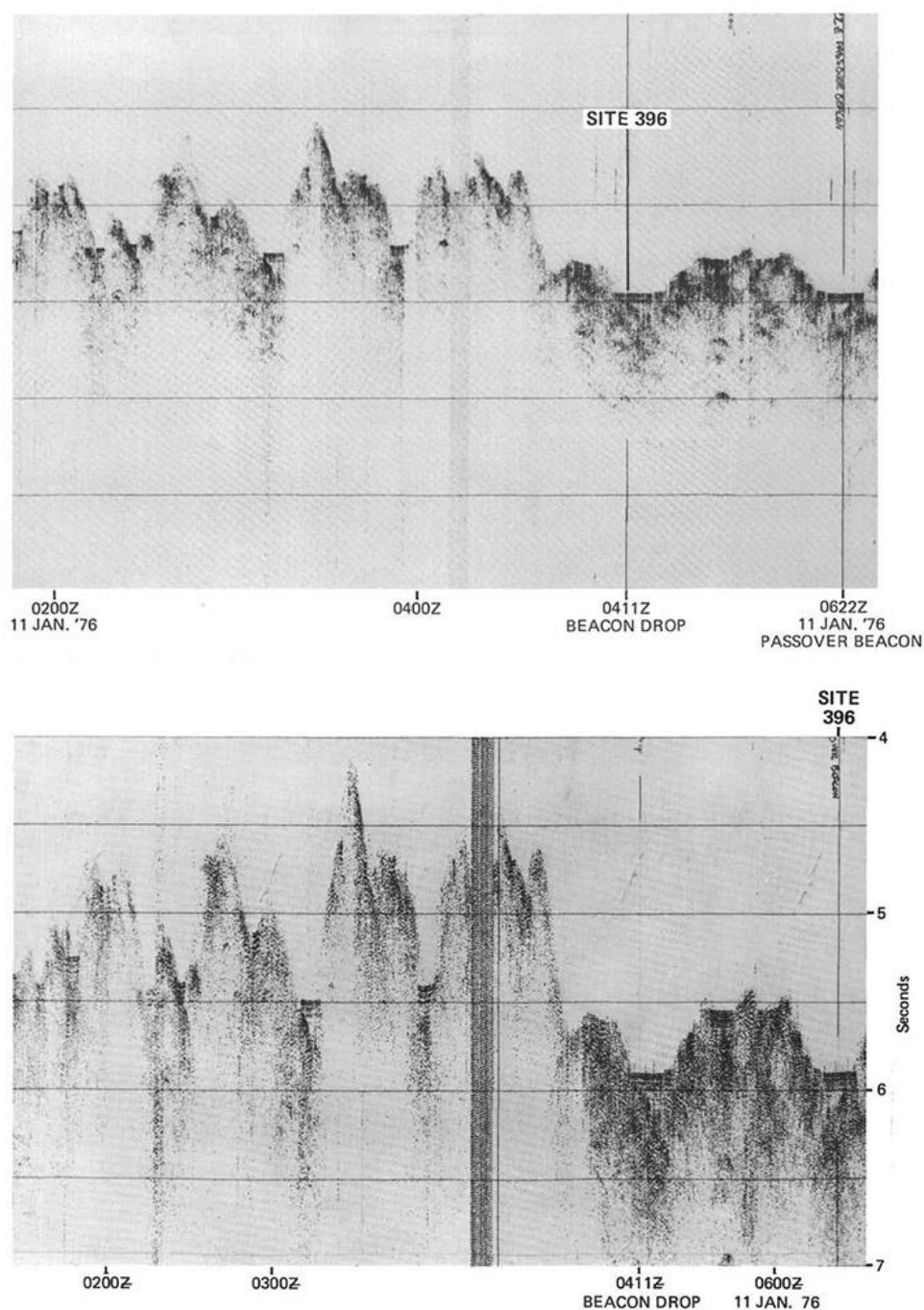


Рис. 169. Сейсмические профили района заложения скв. 396. Рейс 45.

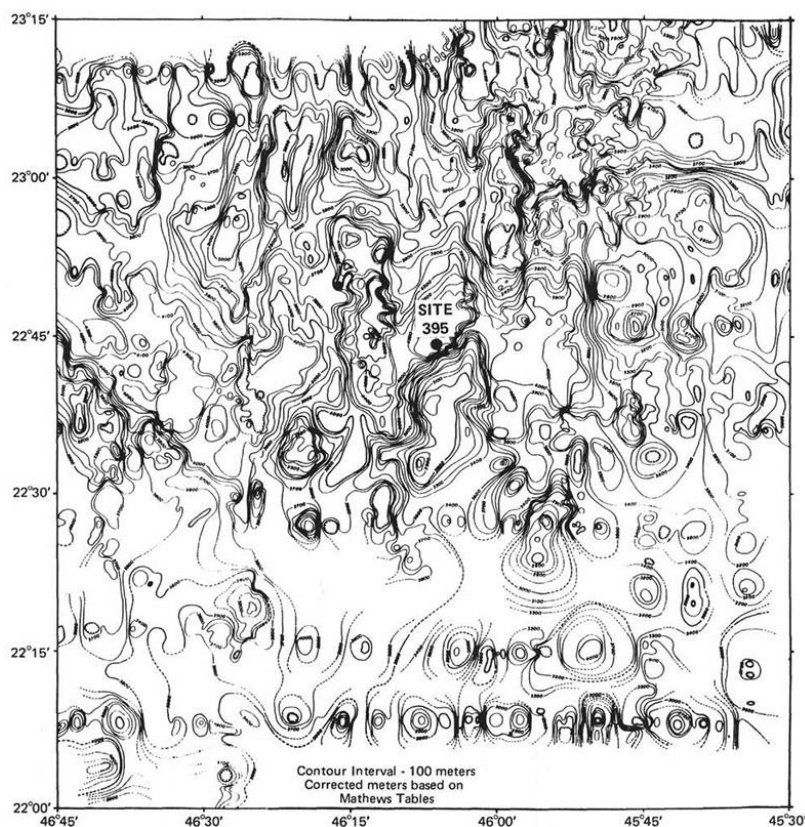


Рис. 170. Батиметрическая карта района заложения скв. 396 вблизи Срединно-Атлантического хребта. Рейс 45.

В скв. 396В осадочный материал не отбирался (фрагменты илов основания – *средний миоцен*). В базальтовом основании скв. 396В выделено 8 литологических пачек. Пачки 1, 2, 3 – базальты; 1-2 – пиллоу-базальты, сцементированные литифицированным нанофосильным илом и палагонитовой брекчией в верхней части. Пачка 1 отделена от пачки 2 горизонтом известняков – 20 см. Пачка 6 – базальтовый песок, гравий и участками базальты. Пачка 7 – базальты; пачка 8 – базальтовый гравий и песок.

Пачка 1 – нанофосильный ил, переслаивающийся с редкими прослоями фораминиферового песка. Цвет бледно-коричневый, желтовато-коричневый. Потемнение цвета связано с увеличением к границе пачки 2 коричневых глин и аморфных гидроокислов железа; появляются спиккулы губок и остатки рыб.

Пачка 2 – *средний миоцен* – темно-желтовато-коричневые известковистые глины, переслаивающиеся с желтовато-коричневым нанофосильным илом с гидроокислами железа и марганца; присутствуют зубы рыб длиной около 5 мм.

В основании пачки округлые до угловатых куски базальтов включены в ил. Базальные глины типичны для базальных, обогащенных железом и марганцем глин, обнаруженных во многих скважинах проекта DSDP и подобны базальным глинам скв. 395. Здесь наиболее древние осадки – *средний миоцен*. Наиболее верхние базальты скв. 396 имеют тесный контакт с перекристаллизованными известковистыми осадками, размещающимися в трещинах с палагонито-стекловатыми брекчиями между «подушками». Известняки желтые и коричневые присутствуют в трещинках и полостях шириной 0,2-5 см. Отмечено, что осадки не содержали большого количества железа и марганца во время интрузии базальтов. В скв. 396 пробурено 96 м субоснования (subbasement), породы представлены пиллоу-базальтами. Низкая степень намагниченности базальтов обусловлена окислением магнитных минералов

Базальты скважины 396В в большинстве своем слабо выветрелы (weathered) или почти свежие. Изменения сопровождаются заполнением трещин и миндалин кальцитом, цеолитом, смектитом, гидроокислами железа и марганца. Петрохимически изменения сопровождаются потерей стронция и увеличением содержания калия. Корреляция также существует между присутствием смектита и степенью выветрелости образцов. Удовлетворительная корреляция существует между зонами максимального изменения, пористостью, плотностью и скоростью прохождения волн. Контакт осадки – основание.

Взаимоотношение осадков и основания выражено залеганием на основании горизонта талуса – изверженной брекчии (rubble) на базальтах; талус образован обломками, перемещенными с пологих (около 17°) склонов хребта. Взаимоотношение между базальтами и ультрамафическими породами «плутогенного» комплекса. Обнаружено два ультрамафических блока: верхний – серпентинизированные гарцбургиты с полосчатостью, нижний – лерцолиты без полосчатости. Гарцбургиты и лерцолиты интенсивно изменены – окрашены в кирпично-красный цвет. Между верхним и нижним ультрамафитами располагается сцементированная карбонатным материалом брекчия ультрамафитов и базальтов. Карбонат – перекристаллизованный фораминиферо-нанофоссильный ил. В середине этой брекчии присутствуют несколько кусков базальта со стекловатыми краями. Считается, что «плутонический комплекс» не является зоной разлома, а представляет собой обломочный горизонт талуса – булыжники, валуны с пологого склона хребта.

Высокое содержание K₂O в породах, возможно, является следствием эффекта выветривания, проявленного после серпентинизации и выраженного коричнево-оранжевыми продуктами изменения. В породах обеих скважин в базальтах отсутствуют признаки брекчирования и дробления.

Скважины расположены примерно на одинаковом расстоянии от оси САХ в 100 и 150 км. Разрезы по скважинам отличаются только временем, датирующим основание надбазальтового разреза. И в том. и в другом случаях батиметрия районов заложения скважин показывает присутствие системы нелинейных возвышенностей, между которыми размещены изометричные или нелинейные бассейны, которые не сочетаются с интерпретацией линейных магнитных аномалий. Строение разрезов скважин 395 и 396 – верхняя пачка-*плейстоцен* – фораминиферо-нанофоссильный ил с прослоями песков – 20-40 см. Следы вулканического стекла, спикулы губок и базальтовые песчаные зерна и гальки до 4 см. Присутствуют гальки серпентинитов до 5 см. Сохранились косая слоистость и ритмичность (скв.395). Нижняя пачка – *миоцен* – темно желто-коричневые, темно-коричневые базальные глины разделены на слои, содержащие разное количество микрофоссилий. Количество глины и гидроокислов железа больше, чем в пачке 1. Присутствуют микронодулы оксида марганца. Встречено несколько крупных галек, булыжников (cobble) базальта, серпентинита и габбро. Все они составляют обломочную зону (zone rubbles). Осадки пачки 2 датируются как *нижний и верхний миоцен*. Контакт осадки – основание может быть интерпретирован как талус или «rubble» – обломочный горизонт на базальтах – присутствие фрагментов базальта, габбро и серпентинизированных перидотитов в осадках выше первых массивных базальтов. Плутонический комплекс рассматривается не как разломная зона, но скорее как зона булыжника (cobble) или талуса по следующим причинам:

а) плутоническая зона подобна стратиграфическому уровню между двумя отчетливо различимыми типами базальтов в обеих скважинах 395 и 395А;

б) метаморфическая структура крупных ультрамафических блоков первична (до серпентинизации) и делится на два крупных блока; нет свидетельств, что они испытали расщепление в разломной зоне;

в) имеются еще и другие ультрамафит-габброидные серии булыжников выше верхних афировых базальтов и имеются еще другие плутонические породы в осадочной колонке. Авторы не имеют оснований описывать такую последовательность как разлом и считают, что все это – талус-делювий

Базальты подвержены только низкотемпературным изменениям. Стекло замещено палагонитом и глиной. Измененные каймы окружают базальтовые булыжники. Более измененные базальты – коричневые и содержат поры и жилы, заполненные карбонатом. Контакт осадки – основание: взаимоотношение осадков и основания выражено залеганием на основании горизонта талуса – изверженной брекчии (rubble) на базальтах; талус образован обломками, перемещенными с пологих (около 17°) склонов хребта.

Все это свидетельства последовательного заполнения изолированных осадочных бассейнов обломочным материалом со склонов окружающих бассейны поднятий. Эти процессы сопровождалась тектоническими движениями – тектоно-сейсмическими, которые продолжались и после завершения формирования отложений талуса. На сейсмограммах видно, что отдельные бассейны располагаются на относительно различных уровнях. Строение разреза здесь отличается от разрезов приближенных к оси САХ по присутствию здесь, кроме пелагических илов, и прослоев песчаников. Эти же разрезы отличаются и от разрезов абиссальных равнин, где преобладают исключительно гемипелагические отложения с постоянной примесью терригенного материала.

Рейс 49. Северная Атлантика (хребты Рейкьянес и Северо-Атлантический), 1976. Luyendyk, B.P., Cann, J.R., et al., 1978. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 49: Washington (U.S. Government Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.49.1979.

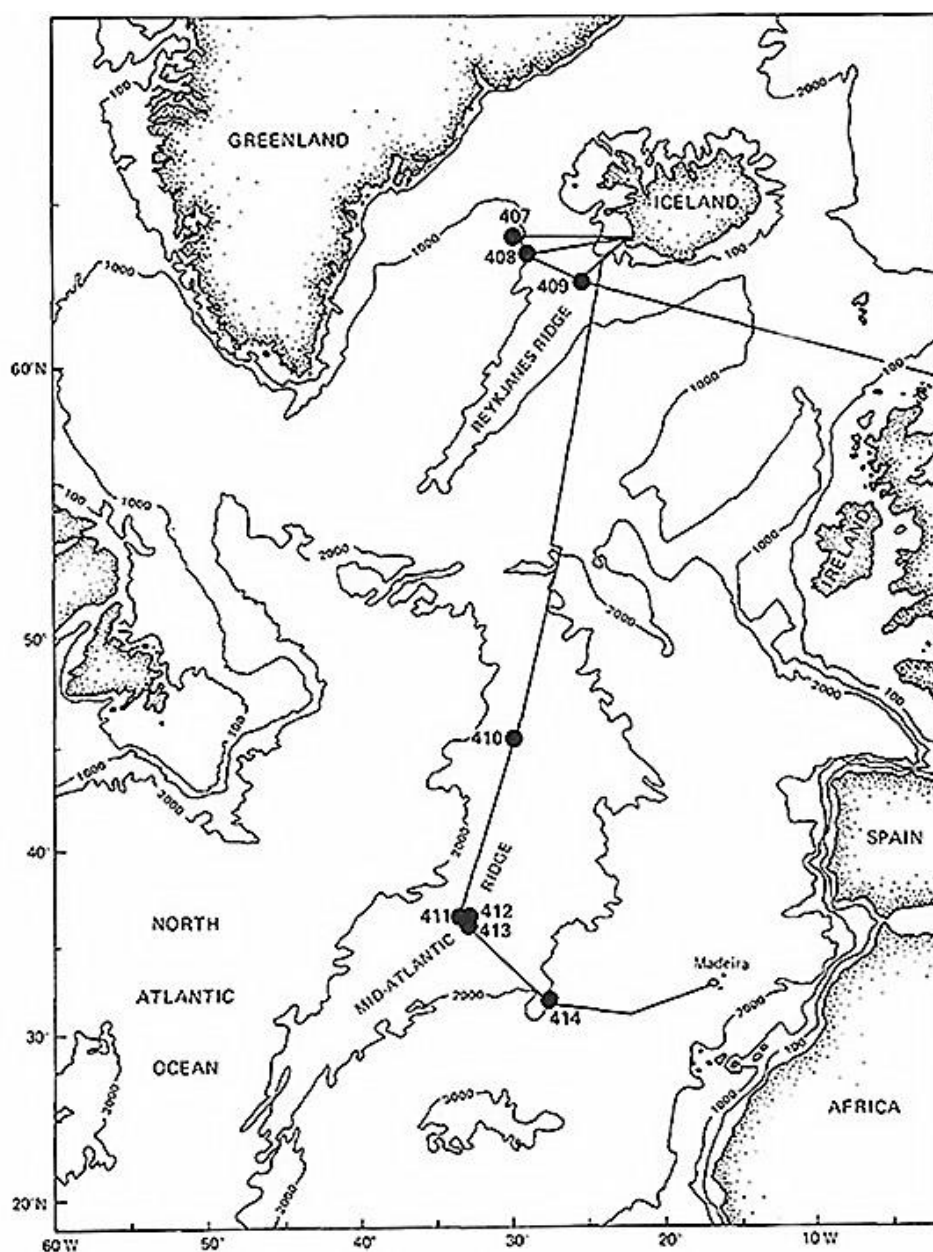


Рис. 171. Расположение скважин рейса 49.

Рейс 49. Скв. 410. Глубина 2985 м. Древнейшие осадки – нанофоссильный мел – *верхний* миоцен. Основание – базальтовая брекчия.

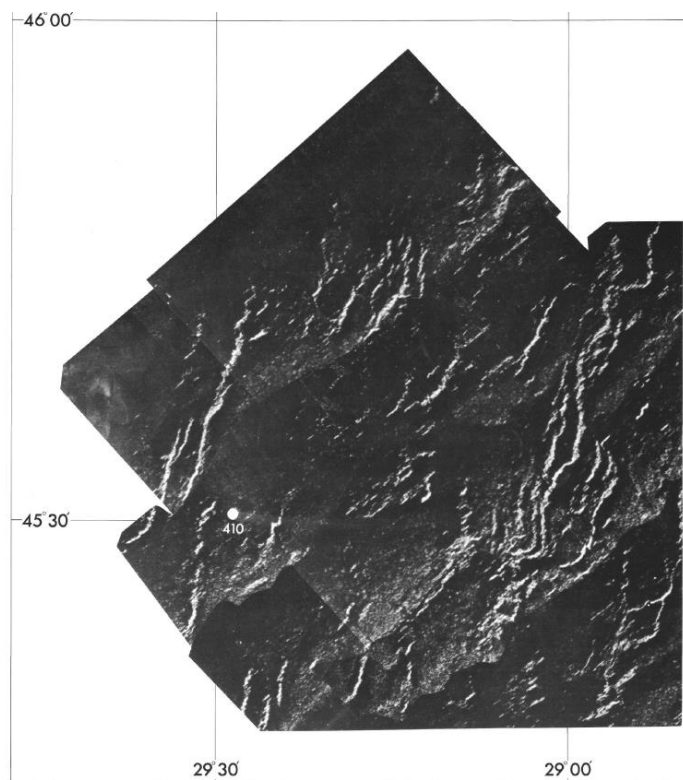


Рис. 172. Рельеф дна в районе заложения скв. 410. Рейс 49.

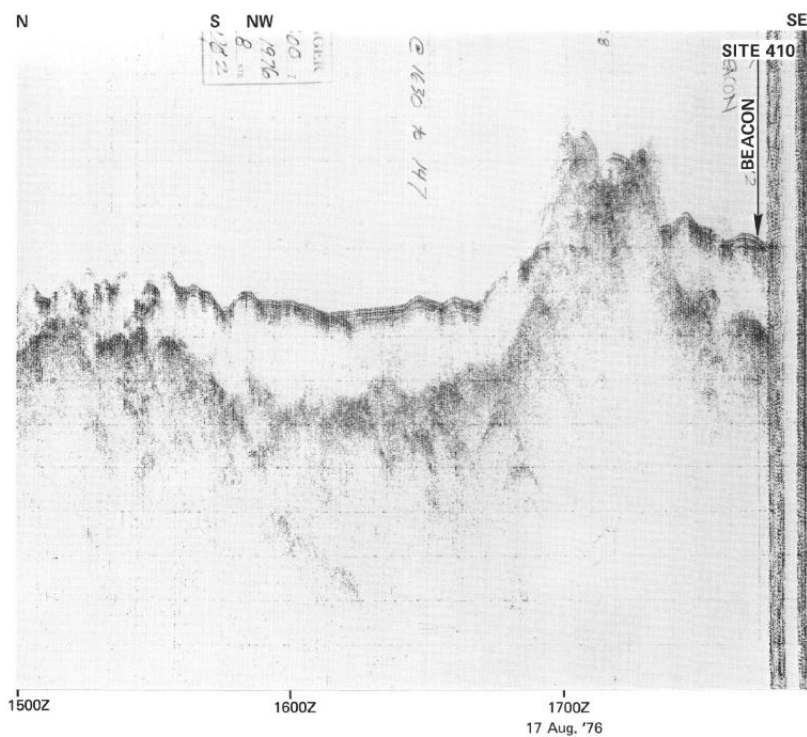


Рис 173. Сейсмический профиль района заложения скв. 410. Рейс 49.

Общая характеристика пачек:

Пачка 1 – 0-36 м, *плейстоцен*; нанофоссильный ил, чередующийся с известковистым и карбонатным нанофоссильным илом;

Пачка 2 – 36-245 м, *плейстоцен – верхний миоцен*; нанофоссильный ил – нанофоссильные илы с содержанием CaCO_3 , увеличенным до 70-80% и 95% – в основании светло-серые. Фораминиферы – 2-5%. Диатомеи, спикулы губок – в очень небольшом количестве

Пачка 3 – 245-340 м, *верхний миоцен*, нанофоссильный мел с прослоями нанофоссильного ила и базальтовым песком в основании. Нанофоссильные илы – серые, содержат 60-95% CaCO_3 и около 10% обломочных минералов – кварц, калиевый полевой шпат. Известковистый ил (mud)– 10-30% CaCO_3 и 60-65% детритовых минералов, а также содержат от 1 до 10% вулканического стекла и биогенный кремнезем. Фораминиферы – в количестве менее 5% до 10%, фрагменты птеропод; единичные гальки (эвратические) известняка, габбро и анортозита. Пачка 3 – определяется как мел (CaCO_3 – 90-100%), окраска серая. Нанофоссилии – около 90%, от 1 до 2% обломочный кварц и калиевый полевой шпат – около 2-3%. Вблизи основания серый цвет ила сменяется до основания на светло-желтый (примесь лимонита-гетита). В основании – базальтовый песок содержит прослой 5 см с чередованием песок – ил – песок – ил. Слои песка хорошо отсортированы – угловатые частицы базальта, лимонита и известняка – слабо окатаны.

Пачка 4 (340-381 м) – переслаивание осадочных пород и базальт-известняковой брекчии. Палево-оранжевый, палево-желтый известняковый матрикс включает угловатые обломки базальтов размером от песчаных до булыжниковых. В керне 37-38 только брекчии; в керне 39 – чередование брекчий и базальтов в равной пропорции; керн 41 – только базальт с небольшим пятном брекчии. Несколько фрагментов базальта окаймлены (1-2 мм) каймой палагонита. Ниже 381 м – базальтовый гравийный песок – зерна угловаты и округлые – базальт, стекло и палево-желтый известняк. Отмечено, что в обломочных породах базальтовое стекло полностью замещено палагонитом.

В обломках скв. 410, в отличие от скв. 407-409, кроме базальтов, присутствуют обломки габбро (галька размером до 1 см). Крупные фрагменты габбро и анортозитов на других уровнях – все в верхней части (100 м – *плиоцен, плейстоцен*). Большинство базальтов скв. 410 сильно изменены, некоторые экстенсивно изменены, главные минералы – карбонаты кальция, смектит, цеолит, палагонит, гидроокислы железа. В базальт-известняковых брекчиях базальты сохраняются как реликты. В других случаях продукты замещения – кальцит и цеолит и гидроокислы железа – формируют субпараллельные полосы, параллельные краям обломка, напоминая полосы Лизеганга. Усиление изменений сопровождается увеличением гидроокислов железа, карбоната и цеолита вместо палагонита. Остается не ясным, отчего могут быть такие вариации в степени изменений базальтов внутри такой неглубокой скважины.

Литостратиграфия основания. Основание представлено базальтовой брекчией – 47.5 м – фрагменты базальтов в известняковом матриксе, размер обломков базальтов от песка до 6 см, больше половины этих обломков представлено палагонитизированным стеклом. Часто обломки суспензированы и не могут быть определены. Механизм образования брекчии неясен, но происходит по мере продвижения вниз по разрезу уменьшение доли матрикса от 40 до 6%. Отмечается латеральная и вертикальная изменчивость строения разреза основания. В измененных базальтах описываются полосы,

подобные полоскам Лизеганга в выветрелых породах. Базальты брекчий интенсивно изменены: палагонит, смектит, гидроокислы, железа.



Рис. 174. Трещины в базальте, заполненные карбонатным материалом. Скв. 410. Рейс 49.



Рис. 175. Базальтовая брекчия. Обломки базальта сцементированы известняком. Скв. 410. Рейс 49.



Рис. 176. Фрагменты базальтов, цементируемые известняковым матриком. Скв.410. Рейс 49.

Рейс 49. Скв. 407. Западный фланг хр. Рейкьянес, северная часть. Глубина – 2472.

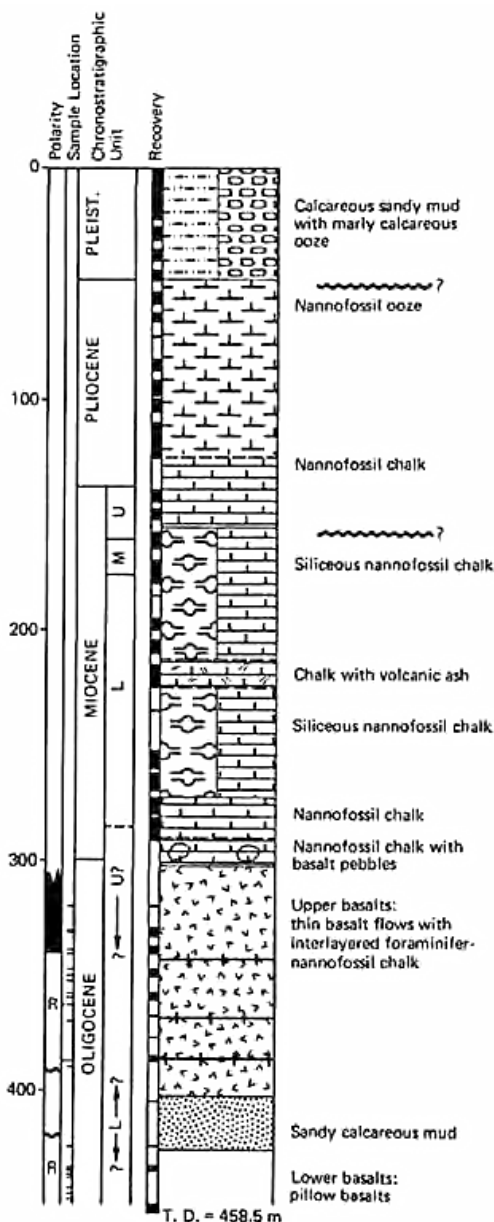


Рис 177. Разрез скв.407. Рейс 49.

Древнейшие осадочные породы – *олигоцен* – обломочно-гравийный известковистый мел с обломками базальтов. Скважина расположена на западном фланге хребта Рейкьянес.

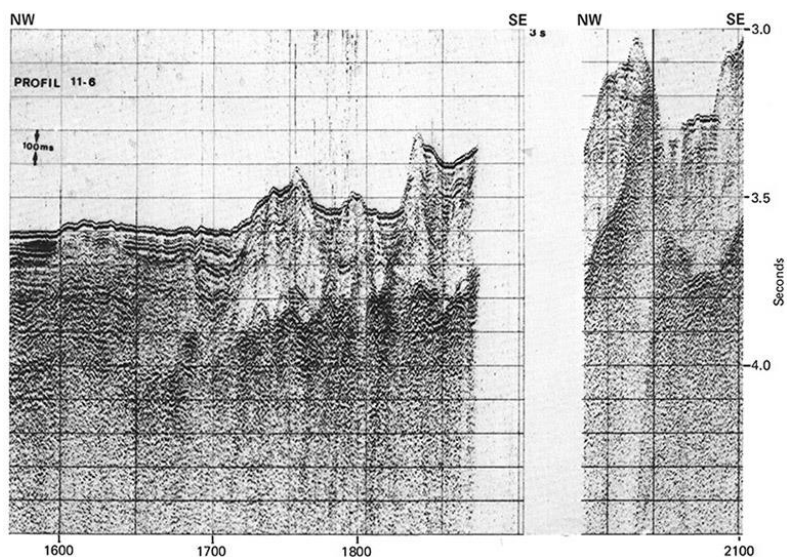


Рис. 178. Сейсмический профиль 11-6, выполненный с НИС «Метеор» к югу от скв. 407. Рейс 49.

Пачка 1 – 0-47.3 м. *Плейстоцен* – известковистые песчанистые глины (mud) с интервалами известковистого ила и различными количествами вулканического пепла (до 20%).

Пачка 2 – 46.3-160.7 м, *плиоцен-верхний миоцен*, нанофоссильный ил (46-124 м) и нанофоссильный мел (124-160 м).

Пачка 3 – 160.7 – 272 м, *нижний-средний миоцен*, кремнистый нанофоссильный мел с прослоями мел – вулканического пепла (215 – 224 м).

Пачка 4 – 272.2-300.5 м, *нижний миоцен*, нанофоссильный мел (272-280 м) и *нижний миоцен – верхний олигоцен* – нанофоссильный мел с гальками базальтового материала.

Непосредственно выше первой базальтовой лавы залегает нанофоссильный мел с обломками базальтов.

Рейс 49. Скв. 408. Западный фланг хр. Рейкьянес, северная часть. Глубина – 1624 м. Древнейшие осадочные породы – *нижний миоцен* – пузырьчатые базальты; тонкие прослои глауконитового мела, с примесью пеплового материала.

Пачка 3, *нижний миоцен*, нанофоссильный ил с незакономерно распределенными прослоями базальтовых песков. Нижние 31 см пачки 3 меняются от нанофоссильного песка до базальтового галечника (гравелита), залегающего непосредственно выше базальта керна 35. Песок состоит из фрагментов базальтов (50 %), вулканического стекла (20 %), нанофоссилий (2 %) и глины (10 %). Пробурено 37 м базальтов, варьирующих по степени миндалекаменности и измененности. Выделено 9 потоков, чередующихся с осадками, обогащенными пирокластическим материалом. Имеются отдельные обломки щелочных гранитов, возможно, субвулканических. Изменения пород настолько велики, что нет смысла определять их химический состав. Отмечено присутствие в верхней части основания бесцветного стекла в ассоциации (риолит ?) с кварцем, калиевым полевым шпатом. Обломки щелочных гранитов размером до 10 см (10 x 6 x 3 см) обнаружены в кернах 23 (разрез нижний – верхний миоцен). Отмечено, что темно-коричневый налет покрывает поверхность этих пород.

Изменения базальтов (сметит, кальцит и др.) типичны для скв. 408. Могут быть выделены две зоны: верхняя – коричнево окрашенная, более окисленная зона и нижняя – голубовато-серая – менее окисленная, разделенные резким контактом на глубине 342.2 м. Несмотря на то, что это менее окисленная зона, ее породы кажутся более свежими в образцах, степень их изменения не меньше, чем в верхней окисленной зоне.

Рейс 49. Скв. 409. Осевая зона хр. Рейкьянес, северная часть. Глубина – 832 м. Древнейшие осадочные породы: *плейстоцен – верхний плиоцен* – известковистые песчаные алевроглины и мергелистые илы. Основание: базальт.

Пачка 2, *верхний плиоцен-нижний плейстоцен*. 58.9-80.1 м – известковисто-песчанистый и известковистый ил с обломочным материалом (5-10 %) – кварц, полевой шпат; спикулы губок; вулканический пепел 5-10 %. Несколько булыжников известняка обнаружены внутри базальтов. Известняки содержат смесь фораминифер, нанофоссилии, фрагменты раковин и частички базальтов. Пробурено 58.5 м базальтов, миндалекаменных (5-10 %). Участки более скоростной проходки могут означать присутствие внутри базальтов осадочных, туфогенных или обломочных базальтовых отложений (gubbly basaltic debris). Предположительно выделяются 58 потоков или их групп, в среднем по 3-4 м мощности. Осадки, содержащие до 30 % пепла, вскрыты в верхних 40 м разреза; все фрагменты вулканитов палево-коричневые, массивные и миндалекаменные.

В отличие от скв. 407 и 408, базальты скв. 409 менее изменены, тем не менее фиксируется широкое развитие минералов глин – до оранжево-коричневых, развитых по стеклу и замещающих миндалины (до 30 % миндалины).

Рейс 49. Скв. 411. Рифтовая долина Северо-Атлантического хребта. Глубина – 1935 м.

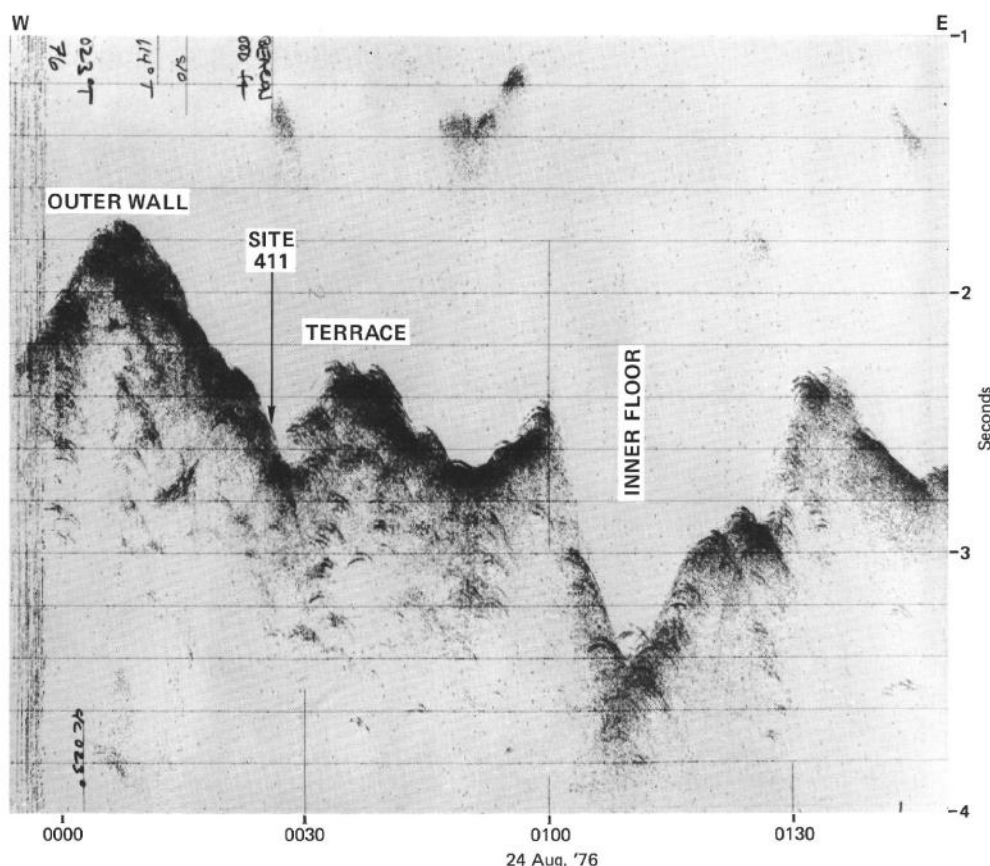


Рис. 179. Сейсмический профиль района заложения скв. 411. Рейс 49.

Древнейшие осадочные породы: фораминиферовый песок – *плейстоцен*. Основание: базальт. Осадки (3-18 м и 27.5-37.0 м) илистые, зеленовато-оранжевые с обломочным материалом мелко- до среднеспесчаной размерности, размещенным в матрике нанофоссильного ила. 60-80 % осадков образуют фораминиферы, остальное - коричневое вулканическое стекло (5-10 %); полевой шпат (2-5 %), карбонатные частицы (2-5 %), спикулы губок.

Базальты пробурены на глубину 45.5 м; около 4 м изучено, из них 1.28 м - твердых пород. Породы свежие, только немного смектита. Базальты миндалекаменны и стекловаты. Быстрая проходка ряда интервалов предполагает внутри базальтов или прослои осадочных пород, или мелкий галечник (rubble).

Рейс 49. Скв. 412, 412А. Осевая зона Северо-Атлантического хребта, полигон «FAMOUS». Глубина – 2609 м.

Древнейшие осадочные породы: фораминиферовые илы, местами кремнистые, с примесью базальтового гравия – *плейстоцен*. Основание: базальт.

Плейстоцен – верхние желтовато-коричневые и нижние 8.6 м – желтовато-коричневые нанофоссильные илы. Промежуточные осадки между этими окисленными зонами – желтовато-серые и светло-серые. Песчаные турбидиты (керна 6, 80-89.5 м), в одном образце до 70 % фораминифер. Некарбонатные компоненты: спикулы губок, диатомеи, радиолярии и их фрагменты, а также плагио-

клаз, вулканическое стекло, палагонит, глауконит, марганцевые нодулы. Лимонит – мельчайшие частицы, замещает фораминиферы, диспергированные в некоторых песчаных слоях, особо-в самом низу разреза непосредственно выше базальтов.

В скв. 412А вышележащие илы – вымыты. Базальтовый гравий в основании скважины. Внутри базальтов прослой нанофоссильного мела и небольшие количества ила – межбазальтовые прослой. Межбазальтовый прослой палево-желтого нанофоссильного мела с 1-3 % фораминифер с реликтами полностью измененного вулканического стекла, и наличием марганцевых нодул. Мел (кern 3) содержит тончайшие прослой светло-коричневого лимонитового ила.

Керн 12 (260.5-261.0 м) – куски бледно-желтого нанофоссильного ила со смесью фораминифер (5%), глины (3%), следами спикул губок и вулканического стекла.

Базальтовый гравий очень похож на гравий в основании других скважин (кern 15, 294.0 м), сложен средне-округлыми, до хорошо округлых галек и до грубо песчаного размера частиц базальтов и палево-желтого известняка.

Единичные булыжники миндалекаменных базальтов вскрыты в керне 13, где базальты чередуются с плейстоценовым илом. Изменения варьируют от слабых до средних.

В скв. 412А получено 23.07 м базальтов и фораминиферового мела. Количество вторичных изменений невелико, в основном, это глины. Доля этих изменений меняется от образца к образцу.

Рейс 49. Скв. 413. Осевая зона Северо-Атлантического хребта, полигон «FAMOUS». Глубина – 2598 м.

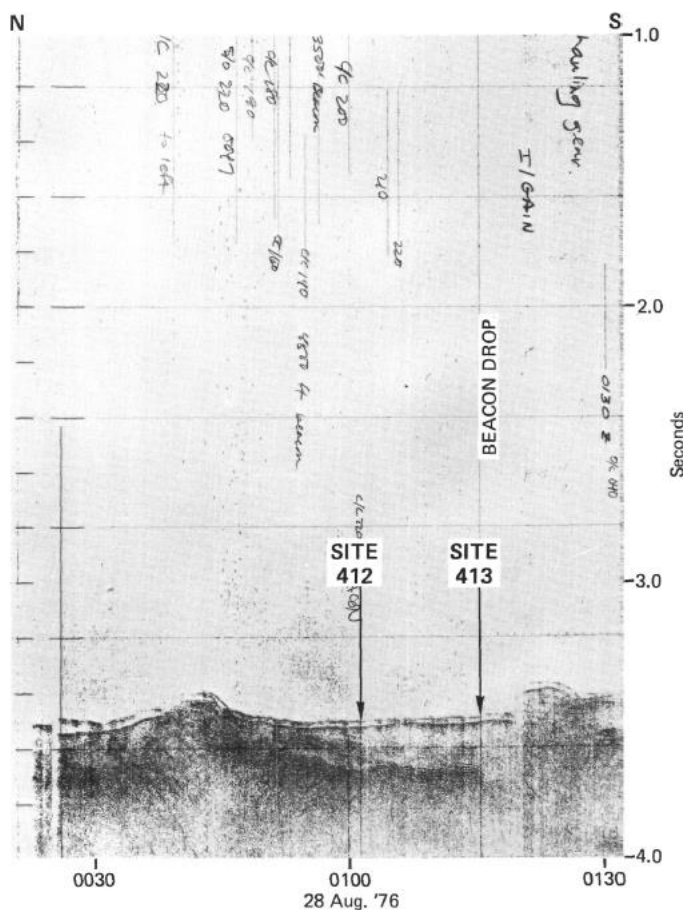


Рис. 180. Сейсмический профиль района заложения скв. 412, 413. Рейс 49.

Древнейшие осадочные породы: ил, базальт – известковая брекчия, слой базальтового песка – *плейстоцен*?

Керн 1 (110-111.5) содержит несколько кусков базальта и базальт-известковой брекчии, окруженной базальтовым песком – от средне – до грубозернистого. Взаимоотношение между кусками и базальтовым песком не установлены и поэтому базальты и песок описываются отдельно. Базальтовый песок (керн 1, 110-111.5 м) – средне – грубозернистый, обломки угловатые. В песке присутствуют фораминиферы, отмечается уменьшение зернистости вверх по разрезу. Базальт-известняковая брекчия (керн 1, 111.1-134.0 м) представлена угловатыми обломками базальта (размер от песка до гальки), плавающими в желтом известняке. Некоторые фрагменты базальта окаймлены палагонитом. Количество брекчий уменьшается сверху вниз по разрезу.

Базальты – выбурено только 29.7 м (7.5 %) за исключением керна 1 (1.5 м), ни в одном из кернов не получено более, чем 40 см базальта. Базальты афировые, миндалекаменные (миндалины до 8 мм). В кернах 1-3 – базальты слабоизмененные; в кернах 4-5 – средне- до сильно выветрелых (weathered). Некоторые округлые булыжники (cobble) полностью окаймлены желто-коричневой каймой. Некоторые образцы керна 1-2 и один булыжник керна 3 известковой брекчии содержат обломки палагонитизированного красно-коричневого стекла и базальта.

Верхняя пачка является переработанной вулканической брекчией с вулканокластитами и лавами (фрагментами), сцементированными компактным известняком. Нижняя пачка содержит гальки и валуны плотных базальтов. Все они в большинстве изменены с ясными концентрическими каймами окисления и гидратации. Эти две пачки разделяются легко разбураиваемой пачкой (не изучена). Базальты наиболее изменены в верхней части основания. Характерно, что окислительные красновато-коричневые каймы неоднократно обнаруживались и считались необычными в драгированных базальтах. Более обычно выветривание (weathering), которое производит желтую окраску в древних океанских покровных базальтах, происходит достаточно медленно, чтобы не так обозначать противоположность между ядром и краем.

Скважины рейса 49 расположены в двух частях САХ: 1) в северной части юго- западнее Исландии в пределах хребта Рейкьянсс и его западного фланга – скв. 407-409 и 2) южнее – в пределах осевой части САХ (скв. 410-413) и на его восточном фланге – скв. 414.

Западный фланг хр. Рейкьянесс – глубина 2472 м, разрез гемипелагический с обилием обломочного материала. Основание – *нижний миоцен – верхний олигоцен* – нанофоссильный мел с гальками базальтового материала. Непосредственно выше первой базальтовой лавы залегает нанофоссильный мел с обломками базальтов. Далее по мере приближения к осевой части хребта скв. 408 отмечается воздымание океанического ложа (глубина 1624 м). Основание разреза – существенно терригенного-гемипелагического – *нижний миоцен* – нанофоссильный ил с незакономерно распределенными прослоями базальтовых песков. Нижние 31 см пачки 3 меняются от нанофоссильного песка до базальтового галечника (гравелита), залегающего непосредственно выше базальта керна 35. Песок состоит из фрагментов базальтов (50 %), вулканического стекла (20 %), нанофоссилий (2 %) и глины (10 %). Пробурено 37 м базальтов, варьирующих по степени миндалекаменности и измененности. Выделено 9 потоков, чередующихся с осадками, обогащенными пирокластическим материалом. Имеются отдельные обломки щелочных гранитов, возможно субвулканических. Изменения пород настолько велики, что нет смысла определять их химический состав. Скв. 409 – осевая часть хребта Рейкьянесс, глубина заложения скважины еще уменьшается – 832 м. Возраст отложения – омолаживается – *поздний плиоцен – ранний плейстоцен*. 58.9-80.1 м – известковисто-песчанистый

и известковистый ил с обломочным материалом (5-10 %) – кварц, полевой шпат; спикулы губок; вулканический пепел 5-10 %. Несколько булыжников известняка обнаружены внутри базальтов. Известняки содержат смесь фораминифер, нанофоссилии, фрагменты раковин и частички базальтов. Таким образом, в этом «трансекте» по мере приближения к оси хребта и его возвышении не происходит значимых изменений в строении разреза, обогащенного терригенным материалом, и в основании мелководные обломочные отложения налегают на потоки выветрелых в различной степени базальтов. Основание разреза оси хребта – более позднее – *плиоцен – плейстоцен*, чем *миоцен* – на его флангах.

Скважина 410 расположена в осевой части САХ, далеко смещенной к югу от скв. 409 оси хр. Рейкьянесс. Здесь основание разреза более «древнее» по сравнению с хр. Рейкьянесс – *поздний миоцен*, и осевая часть хребта погружена на глубину – 2975 м – мел с нанофоссилиями, фораминиферами, обломками кварца и полевого шпата. Вниз по разрезу цвет мела меняется от серого до палево-желтого вплоть до контакта с основанием. В основании базальтовый песок и гравий (5-10 см) чередуются с прослоем 5 см ила. Прослой песка хорошо отсортированы, сложены преимущественно субугловатыми обломками песчаного размера – частичками базальта, лимонита и известняка. Обнаружены гальки серпентина. В основании базальтовый гравийный песок – зерна угловаты и округлые – базальт, стекло и палево-желтый известняк. Отмечено, что в обломочных породах базальтовое стекло полностью замещено палагонитом. Большинство базальтов скв. 410 сильно изменены, некоторые экстенсивно изменены – главные минералы – карбонаты кальция, смектит, цеолит, палагонит, гидроокислы железа. В базальт-известняковых брекчиях базальты сохраняются как реликты. В других случаях продукты замещения (кальцит, цеолит и гидроокислы железа) формируют субпараллельные полосы, параллельные краям обломка, напоминая полосы Лизеганга. Большинство базальтов скв. 410 сильно изменены, некоторые экстенсивно изменены: главные минералы – карбонаты кальция, смектит, цеолит, палагонит, гидроокислы железа. В базальт-известняковых брекчиях базальты сохраняются как реликты. Далее к юго-западу скважины 411-413 далеко смещены в осевой части САХ на юго-запад от скв. 410 и здесь вновь воздымается осевая часть хребта до глубины 1935 м (скв. 411), а в рядом расположенных скважинах 412-413 – вновь осевая часть хребта погружается до глубин 2609 м. Возраст надбазальтовых отложений «омолаживается» – *плейстоцен*. Основание разреза – базальтовый гравий очень похож на гравий в основании других скважин (кern 15, 294.0 м), сложен средне-округлыми, до хорошо округлых галек и грубо песчаного размера частиц базальтов и палево-желтого известняка. Единичные булыжники миндалекаменных базальтов вскрыты в керне 13, где базальты чередуются с плейстоценовым илом. Изменения варьируют от слабых до средних. Kern содержит несколько кусков базальта и базальт-известковой брекчии окруженной базальтовым песком- от средне- до грубозернистого. В песке присутствуют фораминиферы, отмечается уменьшение зернистости вверх по разрезу. Базальт-известняковая брекчия (кern 1, 111.1-134.0 м) представлена угловатыми обломками базальта (размер от песка до гальки), плавающими в желтом известняке. Верхняя пачка является переработанной вулканической брекчией с вулканокластитами и лавами (фрагментами), сцементированными компактным известняком. Нижняя пачка содержит гальки и валуны плотных базальтов. Все они в большинстве изменены с ясными концентрическими каймами окисления и гидратации. Эти две пачки разделяются легко разбураиваемой пачкой (не изучена). Базальты наиболее изменены в верхней части основания. Характерно, что окислительные красновато-коричневые каймы неоднократно обнаруживались и считались необычными в драгированных базальтах. Более обычно выветривание (weathering), которое производит желтую окраску в древних океанских покровных базальтах, происходит достаточно медленно, чтобы не так обозначать противоположность между ядром и краем.

Таким образом, в основание разреза во всех пробуренных скважинах этого рейса – продукты разрушения измененных базальтов и карбонатные брекчии базальтов. Пелагические илы практически отсутствуют и преобладает обломочный материал базальтового состава. Возраст надбазальтовых обломочных мелководных отложений варьирует от *плейстоцена* до *миоцена*.

Рейс 82. Северная Атлантика. К юго-западу от Азорских островов, 1985. Bougault, H., Cande, S.C., et al., 19 Init. Repts. DSDP, 82: Washington (U.S. Govt. Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.82.1985.

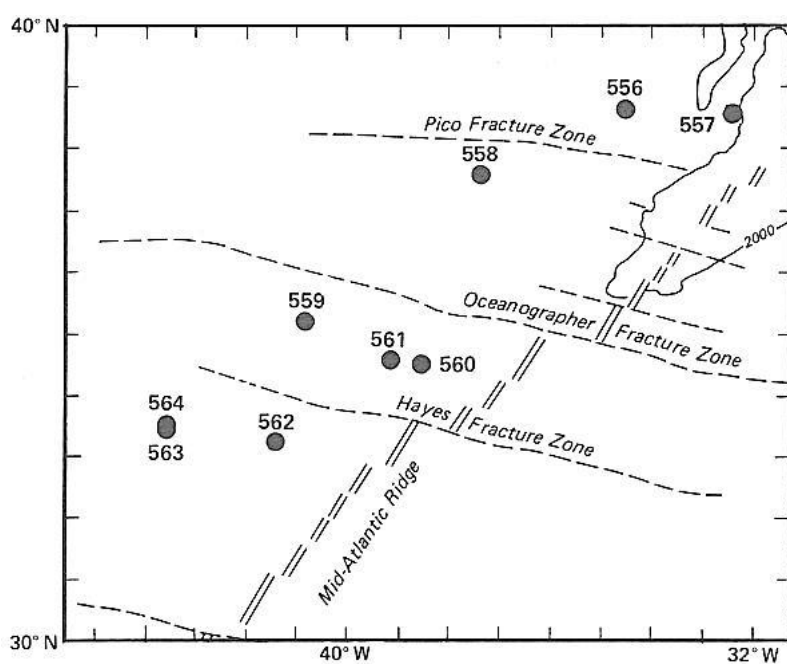


Рис. 181. Карта размещения скважин рейса 82.

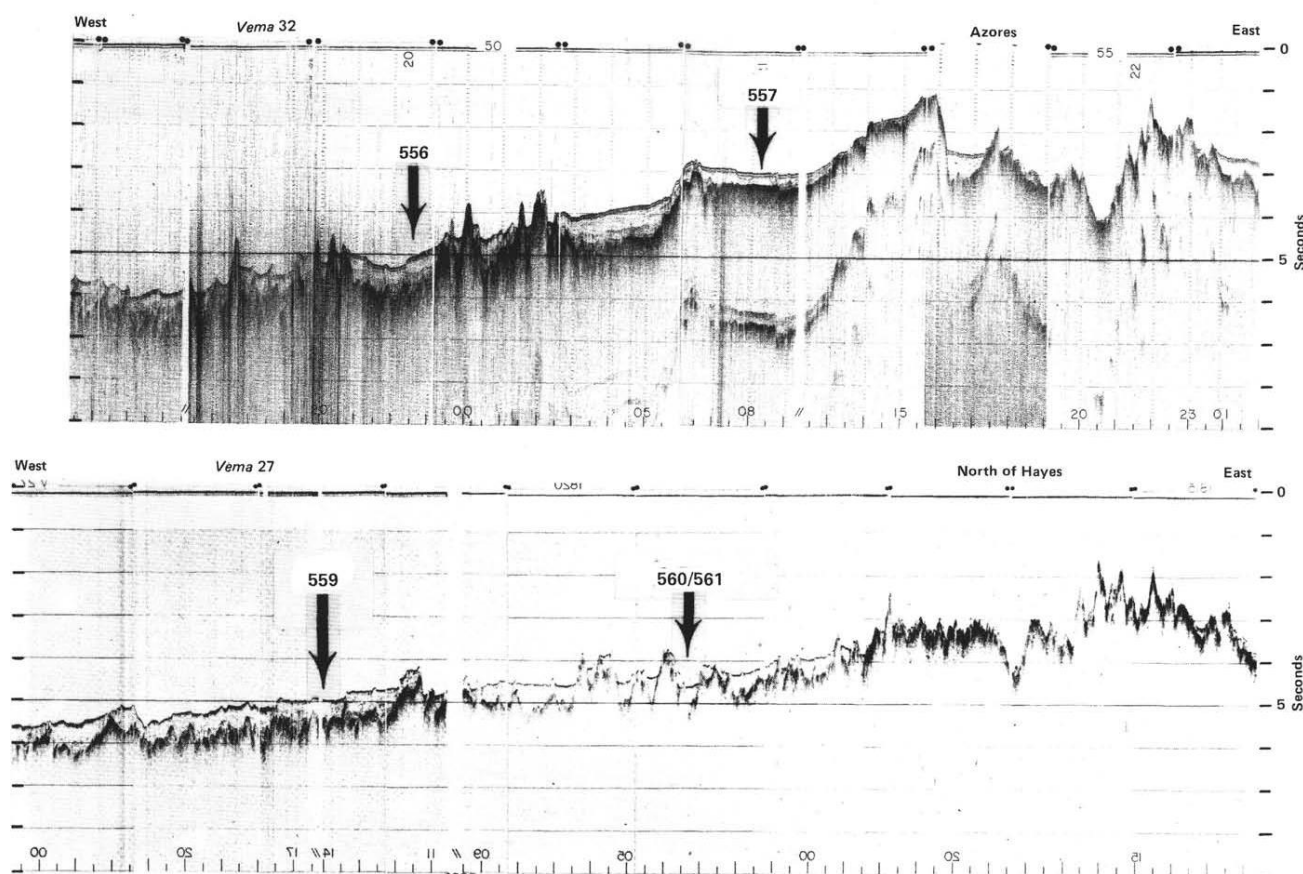


Рис. 182. Сейсмические профили районов заложения скважин рейса 82.

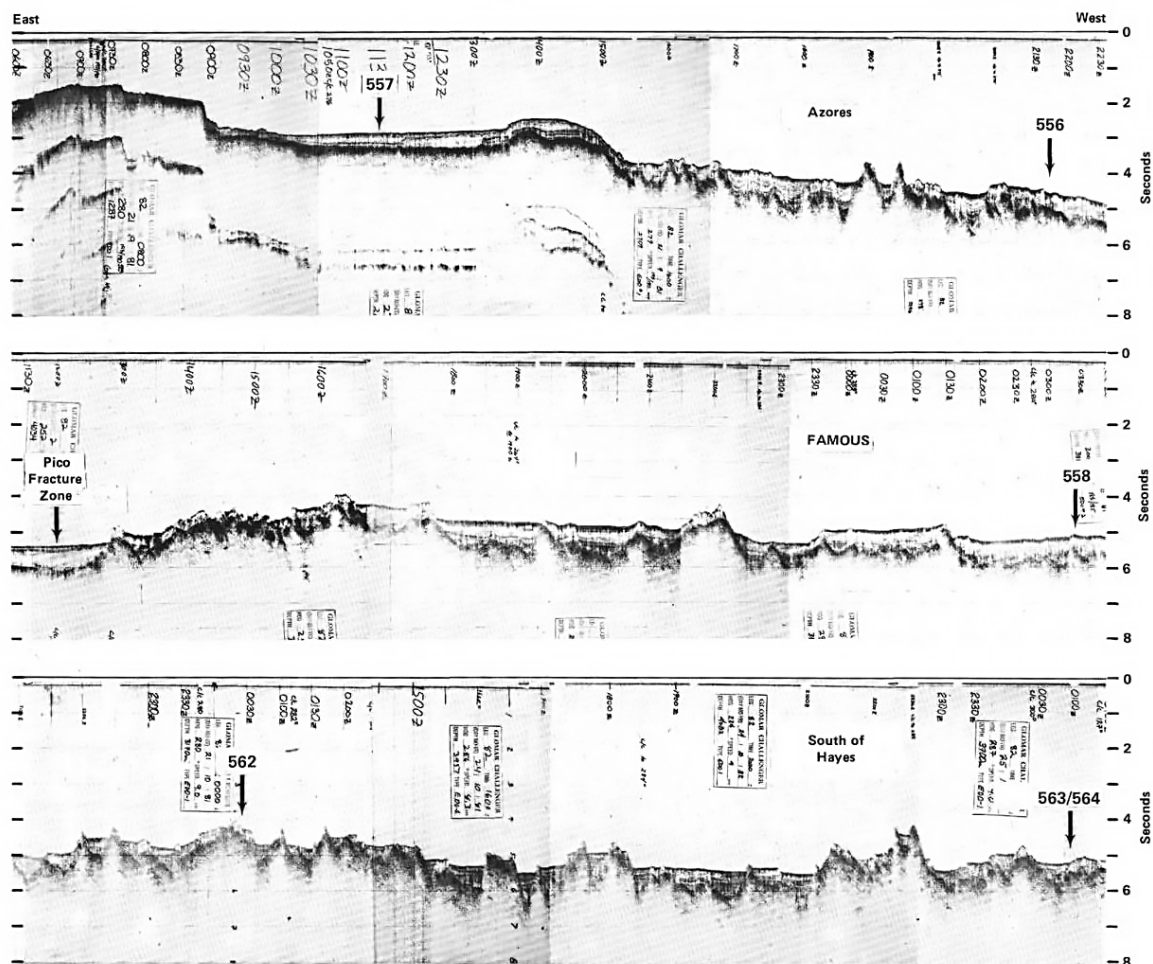


Рис. 183. Сейсмические профили районов заложения скважин рейса 82.

Рейс 82. Скв. 556. Глубина – 3682 м.

Древнейшие осадочные породы: базальтовая известняковая брекчия – *конец раннего миоцена.*

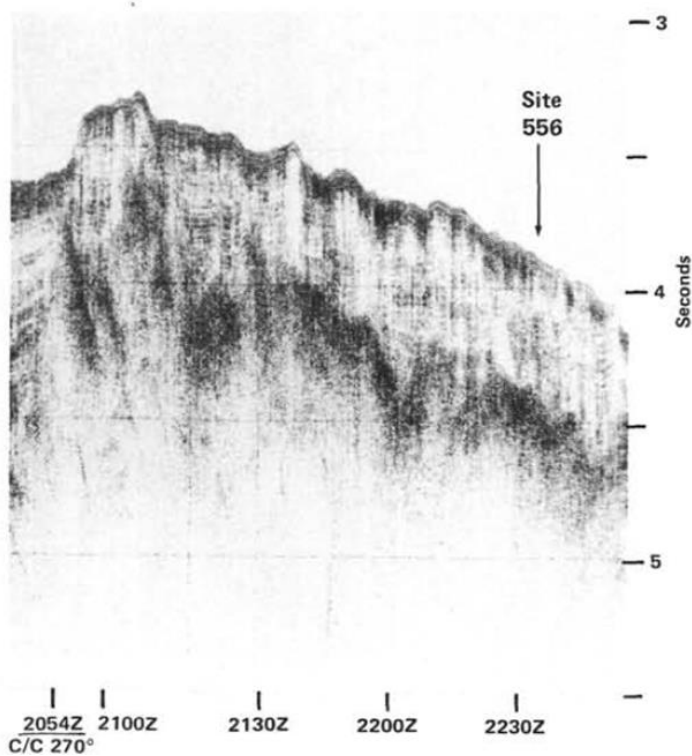


Рис. 184. Сейсмический профиль района заложения скв. 556. Рейс 82.

Основание: базальт, базальтовая брекчия, габбро и брекчия габбро.

Пачка 2, *конец раннего миоцена*, 10 м известняковой базальтовой брекчии. Обломки базальта меняются в размерах от валуна до микрочастиц. Песок и мелкие частицы являются частью матрикса. Обломки базальтов окружены серой или розовой (измененной) каймой. Обломки известняков субугловатые (0,5-5 см) и нередко спаяны с базальтом как компактные обломки. Известняки – розовато-белые. Матрикс брекчий микрокристаллический (биомикритовый) с примесью вулканического материала и обломков базальтов.

В базальтах микритовые известняки розовато-белые присутствуют между потоками лав.

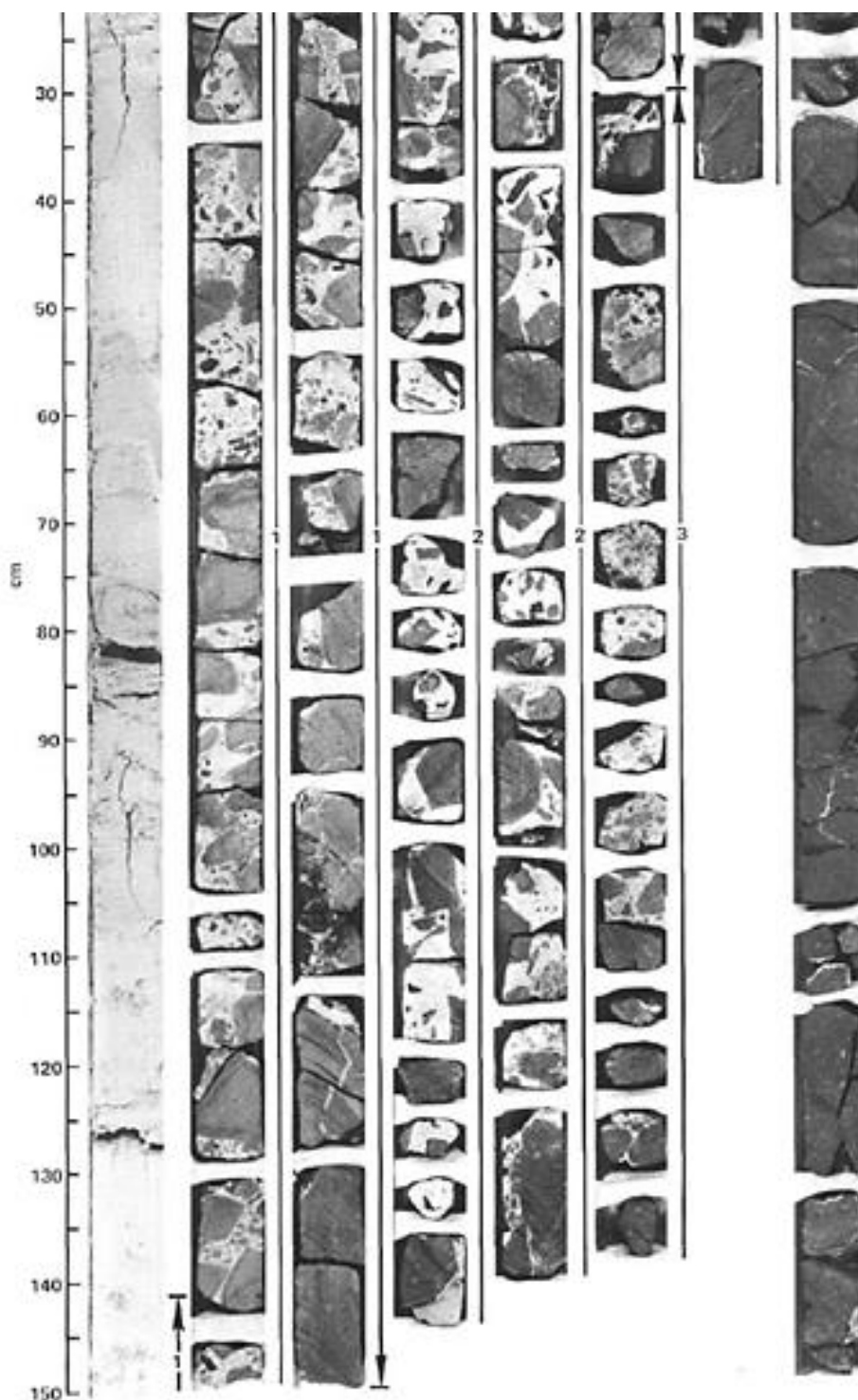


Рис. 185. Известняковые базальтовые брекчии пачки 2; в колонке сверху вниз отчетливо выделяются по составу и строению три пачки. Сква. 556. Рейс 82.

В одном из кернов бледно-желтый мел с небольшими округлыми (1-5 мм) обломками заполняет трещину в базальте.

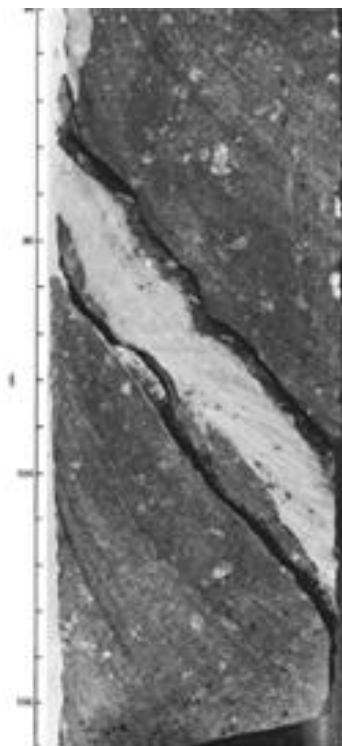


Рис. 186. Нанофосильный мел, заполняющий трещины в базальтовом потоке. Скв. 556. Рейс 82.

Пачка 7 – 28,8 м – преобладающе базальтовая брекчия. Базальты угловатые или округлые, в большинстве субугловатые – размер от булыжника до глины с песчаным матриксом. Вниз по разрезу меняется состав и матрикса, и обломков, включая большее количество кайм в базальтах, светло-коричневых до красновато-коричневых измененных базальтов и редких обломков палево-красного мела. Граница пачек 7 и 8 обозначена сменой базальтовых обломков габбровыми.

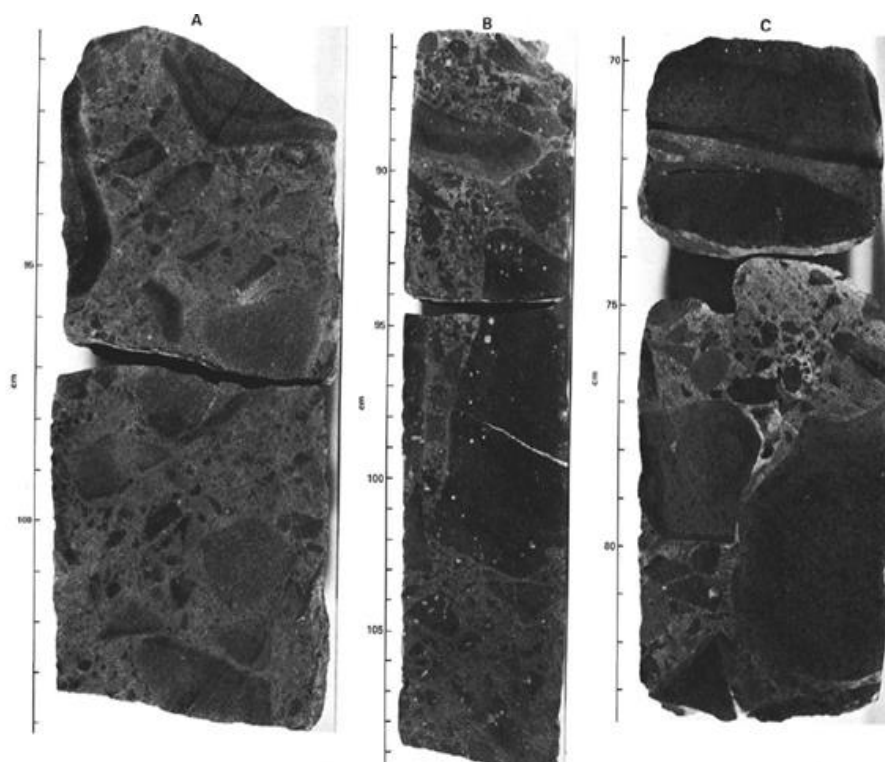


Рис. 187. Три образца верхней части базальтовой брекхии (пачка 7). Скв. 556. Рейс 82.

Изверженные породы. Пачка 2. Базальт-карбонатная брекчия. Большинство обломков имеют светло-коричневую кайму выветривания до 2 см и сравнительно свежую центральную часть.

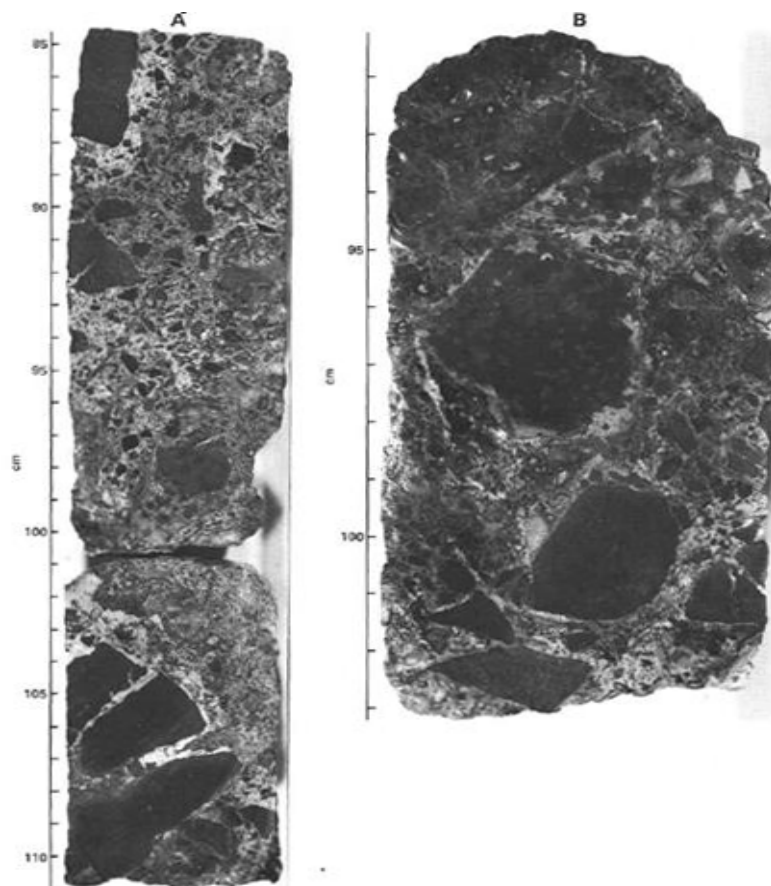


Рис. 188. Два образца нижней части горизонта базальтовой брекчии (пачка 7). Скв. 556. Рейс 82.

Пачка 3. Верхние пиллоу-базальты (469,5-505 м).

Пачка 4. Массивные афировые базальты (505-512 м).

Пачка 5. Пиллоу-базальты и пиллоу-брекчия (512-526,7 м). Так же, как и в предыдущих пачках, стекловатые каймы интенсивно палагонитизированы.

Пачка 6. Массивные афировые базальты (526,5-528 м). Эта пачка – единичный поток интенсивно трещиноватых и выветрелых афировых базальтов, подобных пачке 4.

Пачка 7. Базальтовая брекчия (528,5-561 м). По составу и строению подобна пачке 2.

Пачка 8. Серпентинизированная брекчия габбро (561-586 м). Матрикс сложен тончайшим агрегатом серпентинизированного материала. Размер обломков варьирует от нескольких мм до полуметра. Относительно свежие габбро присутствуют ниже в керне. В целом, присутствуют обломки от частично до полностью измененных.

Пачка 9 (586-587 м). Афировые базальты разделяют две группы брекчий габбро. Предполагается, что это большой обломок базальта.

Пачка 10 (587-639 м) тальк-серпентинизированная брекчия. Неизмененных габбро здесь нет, присутствует только зеленый тальк.

Далее отмечено, что в пачке 2 базальт-карбонатной брекчии афировые базальты сравнительно свежие, хотя выветривание отмечено вдоль краев обломков и по трещинам.

Рейс 82. Скв. 558. Глубина 3766 м.

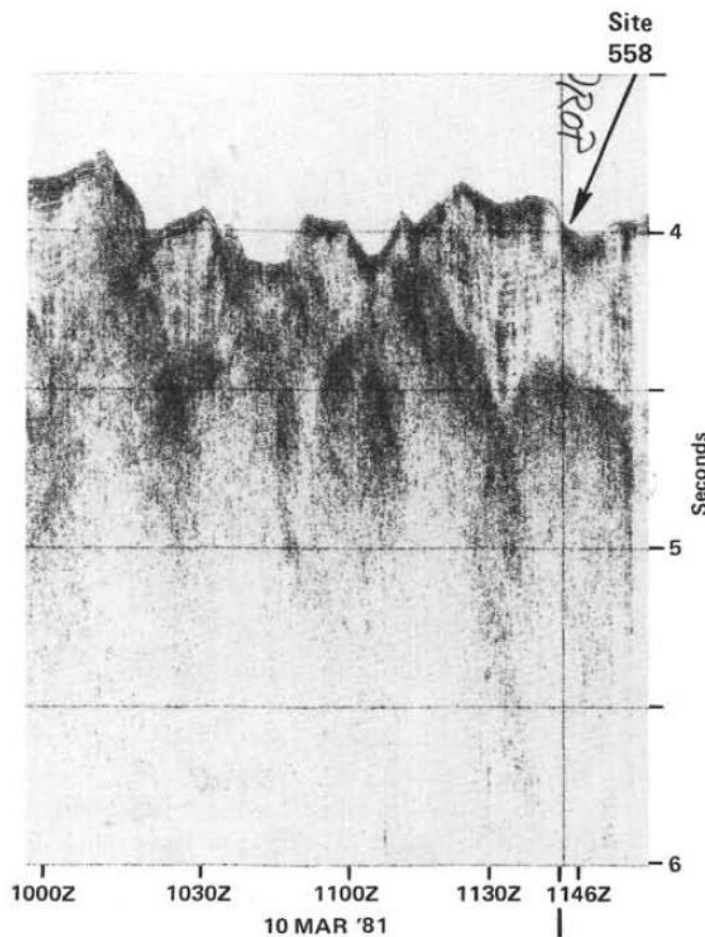


Рис. 189. Сейсмический профиль района заложения скв. 558. Рейс 82.

Древнейшие осадочные породы: нанофоссильный мел – *нижний олигоцен*. Основание: базальты и серпентинизированные габбро.

Пачка 3 – 408-414,9 м, первые изверженные породы, присутствующие ниже осадочных пачек 1 и 2, представлены среднеизмененными, выветрелыми мелкозернистыми афировыми базальтами.

Пачка 4 – 414,9-423,5 м, афировые базальты, перекрываемые слоем гиалокластитов. В целом, пачка высокотрещиновата и содержит интенсивно выветрелые зоны по трещинам.

Пачка 5 – 32 м, афировые пиллоу-базальты с многочисленными участками межподушечных брекчий.

Пачка 6 – 455,5-459,5 м, афировые массивные базальты, вертикальные трещины на всю длину интервала заполнены кальцитом; выветрелые участки распространены на 0.5 см вдоль каждого края трещины.

Пачка 7 – 459-495,5 м – 36 м, мелкозернистые афировые базальты – пиллоу-лавы.

Пачка 8 – 495,5-496,2 м – 70 м, известняки, чередующиеся с измененной базальтовой брекчией и слоями гиалокластитов.

Пачка 9 и 10, до глубины 518 м среднеизмененные подушечные афировые базальты.

Пачка 11 – 518-520 м, базальтовая брекчия, угловатые и субугловатые обломки в известняковом матриксе.

Пачка 12 – 520,0-531,5 м, коричневые измененные серпентиниты и серпентинитовые брекчии. Серпентинитовая брекчия содержит обломки серпентинитов в матриксе из глинистых минералов. В 2-х м выше пачки 12 - угловатые среднеизмененные базальты в виде обломков.

Пачка 13 – 531,5-561,5 м, сильно рассланцованные милониты голубовато-зеленых серпентинитов. Выветривание прослеживается насквозь по керну скв. 558, большинство образцов имеют коричневатую окраску и оранжево-коричневые гидроокислы железа присутствуют в различных количествах.

Рейс 82. Скв. 559. Глубина 3764 м.

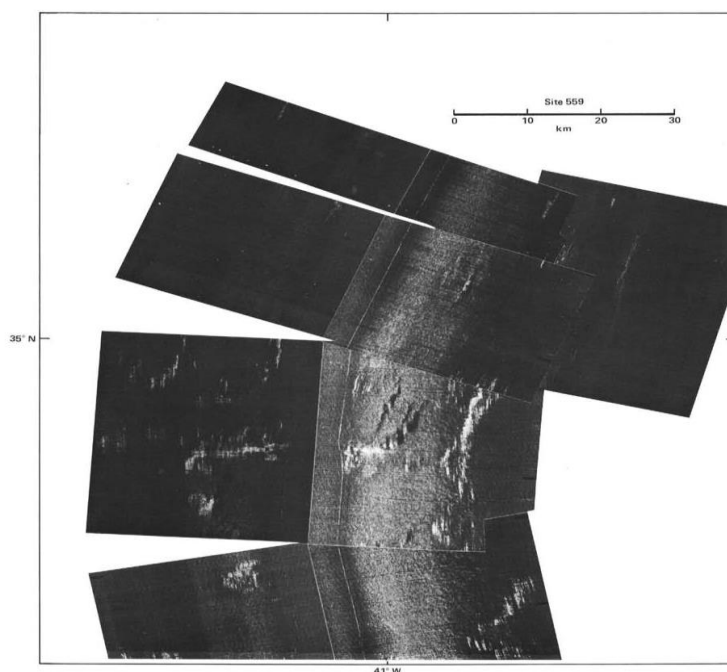


Рис. 190. Монтаж снимков подводного рельефа района заложения скв. 559.

Древнейшие осадочные породы: известняки – *средний миоцен*. Основание: базальт.

Разрез был промыт до базальтового основания. Известняки основания содержат витрокластические, вулканокластические обломки. Известняки местами интенсивно минерализованы оксидами марганца. Базальты пиллоу-лав мелкозернистые афировые. К периферии стекловатых кайм подушечных лав приурочено появление коричневой (несколько см) каймы измененного базальта. Базальты миндалекаменны (до 10 мм); внешняя часть подушек интенсивно выветрела – приобретает коричневый, коричнево-серый оттенок; эти же изменения развиты по трещинам и вдоль кальцитовых прожилков.

Рейс 82. Скв. 560. Глубина 3453 м.

Древнейшие осадочные породы: доломит – *миоцен*. Основание: серпентинизированное габбро.

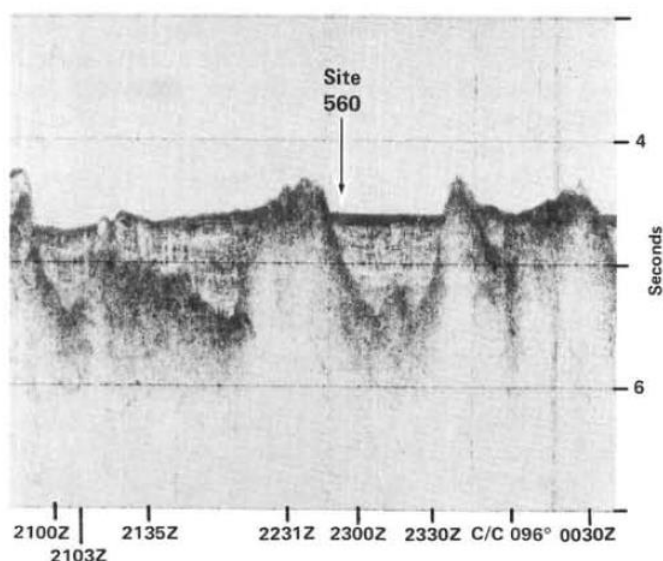


Рис. 191. Сейсмический профиль района заложения скв. 560.

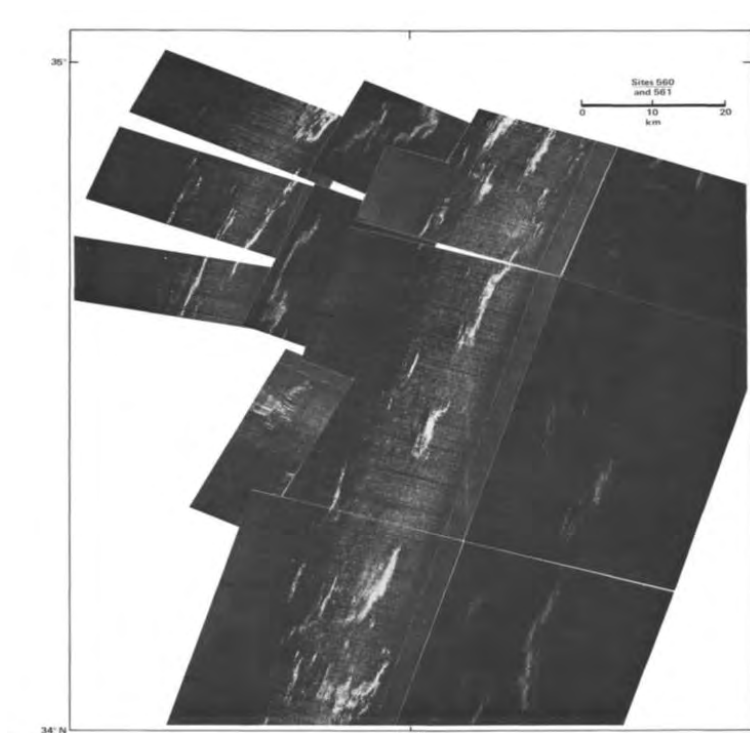


Рис. 192. Монтаж снимков подводного рельефа заложения скв. 560, 561.

Скважина была предназначена для вскрытия основания и оттого пробурена незначительная часть осадочного покрова. В керне 2 (376,5-385,5 м) вскрыта смесь известняков, полимиктовой известняковой брекчии, брекчированных серпентинизированных габбро и базальтов, перекрывающих серию серпентинитов и других измененных базитовых изверженных пород. Разрез представляется следующим: нанофосильный – фораминиферовый ил и мел, доломитизированный мел – известняк и переотложенная полимиктовая брекчия. Тёмно-коричневые полосы (10-20 м) показывают переход к верхней части разреза. Нижняя часть разреза – доломиты и подстилающие доломитовые известняки – красно-коричневые, желтовато-коричневые. Мел – красно-желтый. «Основание» было встречено на глубине

374.2 м и является составной частью делювия или обломочного потока, в котором присутствуют известняк, полимиктовая известняковая брекчия, серпентинизированное габбро, брекчия габбро и базальт (все они в размере валунов (boulders)). Известняки доломитистые, глинистые породы – красновато-желтые, желто-оранжевые, желто-коричневые. Полимиктовая известковистая брекчия с красно-коричневым матриксом содержит обломки (до 15 мм) базальтов, стекла, габбро и брекчии габбро, известняка и вулканокластической известковой брекчии.

Разрез по керну скв. 560 прошел сквозь известняки и доломиты в серпентинизированную брекчию ≈ 374 м. Ниже – короткий второй интервал известняков и известняково-базальтовой брекчии (376-378 м), далее скважина продолжалась в серпентинитовой брекчии с возрастающим количеством серпентинитовых милонитов до окончательной глубины 421,5 м.

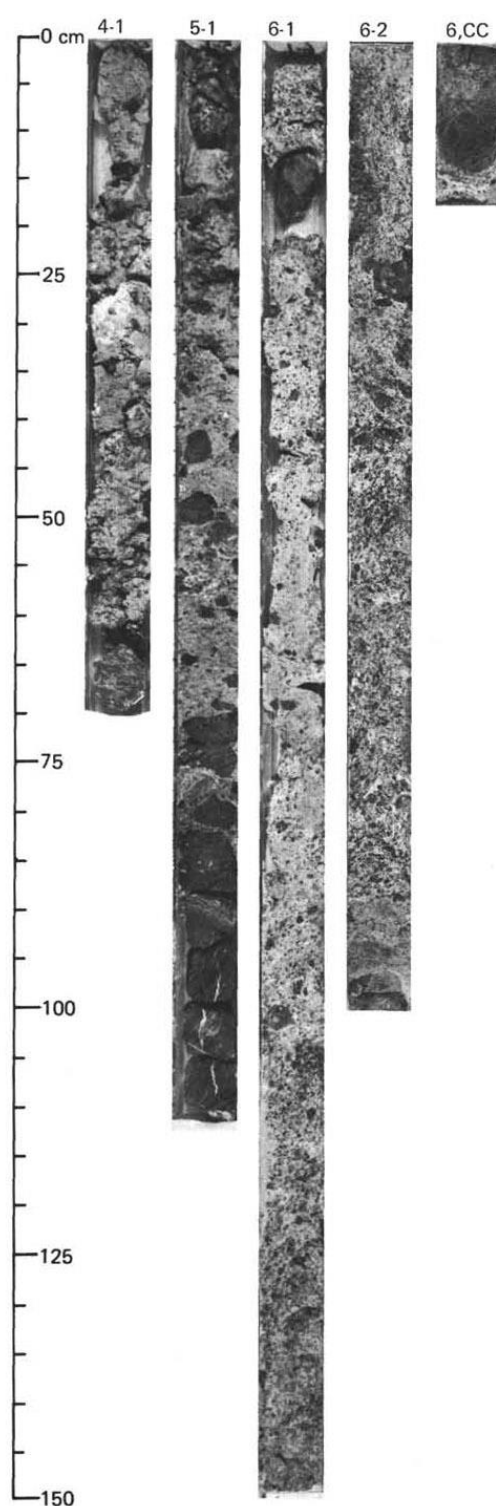


Рис. 193. Горизонт базальтовой брекчии в карбонатном цементе.

Базальты присутствуют в обломках базальт-известняковой брекчия. Серпентинитовая брекчия – обломки серпентинита в глинистом матриксе. Обломки – выветрелые коричневые в верхнем сечении и в верхней части нижнего сечения. В дальнейшем в более глубоких частях разреза обломки – свежие. Ниже 398 м голубовато-серые милониты становятся преобладающими – мягкий глинистый материал.

Рейс 82. Скв. 561. Глубина 3469 м.

Древнейшие осадочные породы: нанофосильный ил – *начало среднего миоцена*. Основание: базальт.

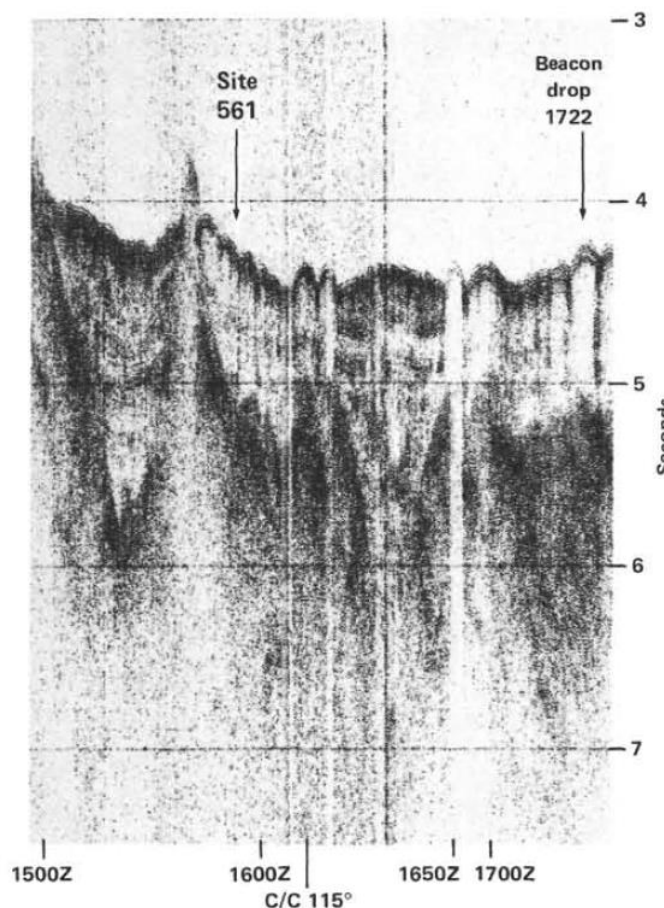


Рис. 194. Сейсмический профиль района заложения скв. 561.

Осадочная часть разреза, как отмечают авторы, сходна с разрезом скв. 560. В изверженной части основания выделяется три пачки.

Пачка 1 – 411,5-412,1 м, афировые базальты, свежие до среднеизмененных с оливином, измененным в коричневую глину. Миндалина (2-5 %) < 1 мм – заполнены зеленой глиной. Базальты слабо трещиноваты, трещины заполнены кальцитом.

Пачка 2 – 412,1-414,5 м, базальтовая брекчия, крупные (> 5 см) угловатые обломки афировых базальтов и небольшие (< 1 см) обломки палагонитизированного коричневого стекла в палево-коричневом известняковом матриксе.

Пачка 3 – 414,5-426,5 м, афировые пиллоу-базальты, свежие, только оливин замещен бурой глиной.

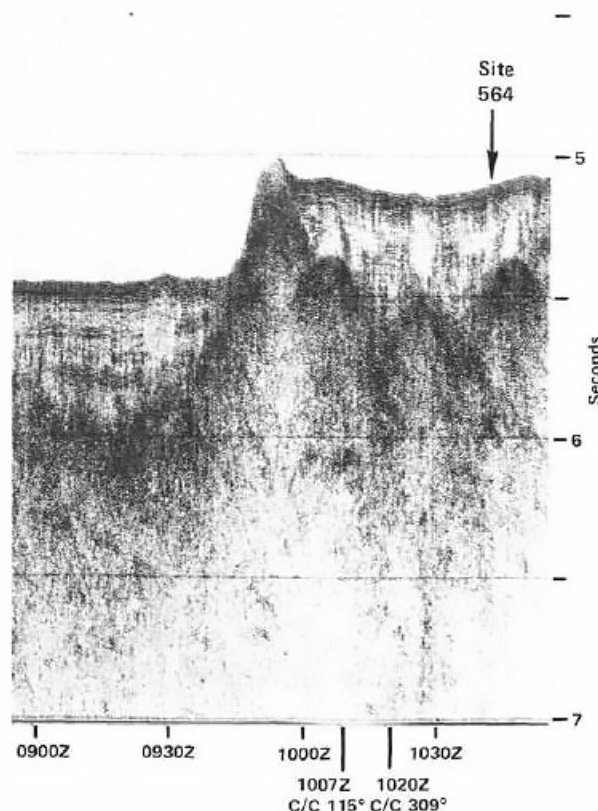


Рис. 195. Геофизический профиль района заложения скв. 564.

Скважина пробурена на западном фланге Срединно Атлантического хребта в 60 милях южнее трансформного разлома Хейес, в 6 милях южнее скв. 563. Осадки были промыты до основания, которое было пробурено на 81 м. Основание сложено афировыми массивными базальтами и подушечными лавами. Большинство образцов показывают присутствие коричневых и оранжевых глин, атрибутируемых как следствие выветривания.

Серия скважин рейса 82 пробурена на различном удалении от САХ. Разрез следующий: нанофоссильный – фораминиферовый ил и мел, доломитизированный мел – известняк и переотложенная полимиктовая брекчия. Темно-коричневые полосы (10-20 м) показывают переход к верхней части разреза. Нижняя часть разреза – доломиты и подстилающие доломитовые известняки – красно-коричневые, желтовато-коричневые. Мел – красно-желтый. «Основание» было встречено на глубине 374.2 м и является составной частью делювия или обломочного потока, в котором присутствуют известняк, полимиктовая известняковая брекчия, серпентинизированное габбро, брекчия габбро и базальта (все они в размере валунов (boulders)). Известняки доломитистые, глинистые породы – красновато-желтые, желто-оранжевые, желто-коричневые. Полимиктовая известковистая брекчия с красно-коричневым матриксом содержит обломки (до 15 мм) базальтов, стекла, габбро и брекчии габбро, известняка и вулканокластической известняковой брекчии. Важно отметить, что основание этого разреза, которое датируется концом *раннего миоцена* и пробурено в пределах осадочных бассейнов, расположенных между выступами коренных пород (см. рисунки монтажа поверхности дна) представлено в самой верхней части карбонатными брекчиями с обломками выветрелых в различной степени базальтов, которые глубже сменяются обломочными брекчиями полимиктовыми – базальт-габбро-серпентинитовыми. Эти и верхние карбонатные базальтовые брекчии, и нижние, в том числе и валунные брекчии, рассматриваются авторами описания керна как склоновые отложения – талус или делювий. Здесь еще раз следует отметить, что формирование брекчий этих пород в карбонатном цементе происходит после того, как базальты и другие породы подверглись процессам выветривания. Тектонические движения, по-видимому, обусловившие формирование склоновых отложений, происходили и после. В ряде мест заложения скважин отдельные бассейны, заполненные осадками – осадочными брекчиями, расположены на различных уровнях вследствие движений, происходивших после завершения формирования основания осадочного покрова.

Рейс 3. Центральная часть Атлантического океана (поднятия Сьерра-Леоне, Рио-Гранде, Срединно-Атлантический хребет), 1968. Maxwell, A.E. et al, 1970, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume III. Washington (U.S. Government Printing Office), 1 pp. B //doi:10.2973/dsdp.proc.3.1970.

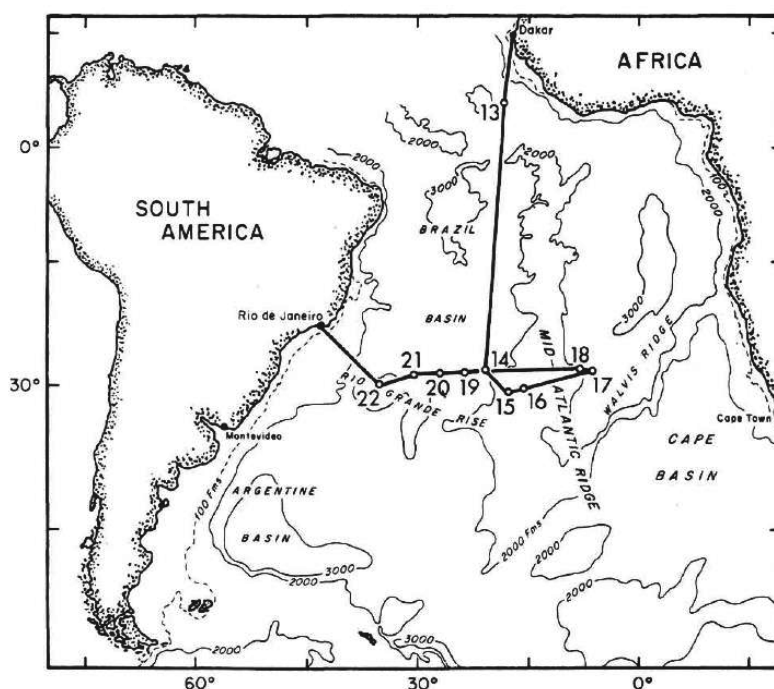


Рис. 196. Размещение скважин рейса 3

Рейс 3. Сква. 14. Глубина-4346 м. Скважина заложена в верхней части склона небольшого холма.

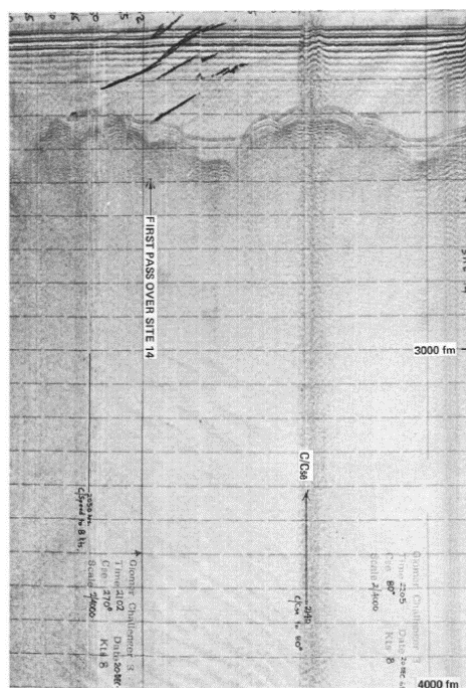


Рис. 197. Сейсмический профиль района заложения скв. 14.

В интервале 0-9 м, *нижний миоцен*, вскрыто переслаивание палево-коричневых нанофоссильных карбонатных илов и желто-коричневых цеолитовых илов, с содержанием цеолитов в количестве 5-25 %.

В интервале 12-71 м, *верхний олигоцен*, палево-коричневые илы с фораминиферами. В интервале 71-107 м, *верхний олигоцен – верхний эоцен*, чередование желто- и темно-коричневых известковистых илов с фораминиферами и присутствием гематита в количестве от 2 до 15%.

10 км шириной и 30 км длиной. Детали топографии- многочисленные небольшие холмы высотой 100-200 м. До базальтового основания пробурено 175 м.

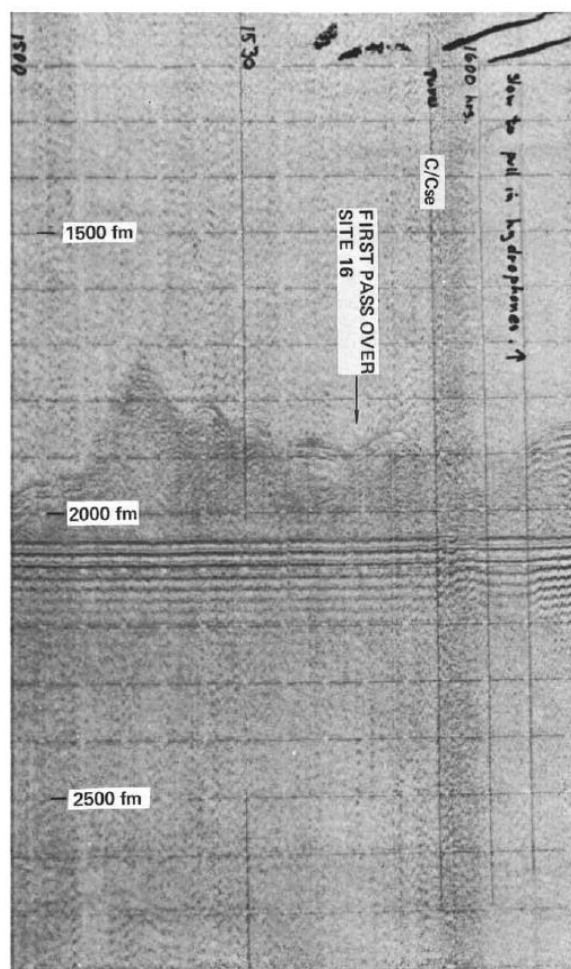


Рис. 199. Сейсмический профиль района заложения скв. 16.

В скважине вскрыты три пачки: верхняя – 0-61 м, *плейстоцен – нижний плиоцен*, поздне-кайнозойские палево-коричневые нанофоссильные известковистые илы, подстилаемые позднеплейстоценовыми отложениями с фораминиферами.

Средняя пачка – 61-134 м, *нижний плиоцен – верхний миоцен*, белые нанофоссильные известковистые илы с глинистыми минералами в нижней части разреза

Нижняя пачка – 134,5-162 м, *верхний миоцен*, палево-коричневые и желто-коричневые известковистые илы. Глинистые минералы до 15 %. илы с фораминиферами и еще далее ниже по разрезу – *верхнемиоценовые* илы в основании которых обнаружены мелкие (1 мм) обломки базальтов.

Основание – афанитовые базальты.

Рейс 3. Скв. 17. Глубина 4266 м. Пробурено 125 м. Скважина расположена в восточной части Срединно-Атлантического хребта. Топография места заложения скважины представляет собой невысокие холмы высотой от 10 до 200 м. Небольшие долины шириной 1 км прерываются системой невысоких холмов, а долины являются областями накопления осадков. Скважина расположена ближе к основанию одного из холмов в 300 м к западу от центра этого бассейна.

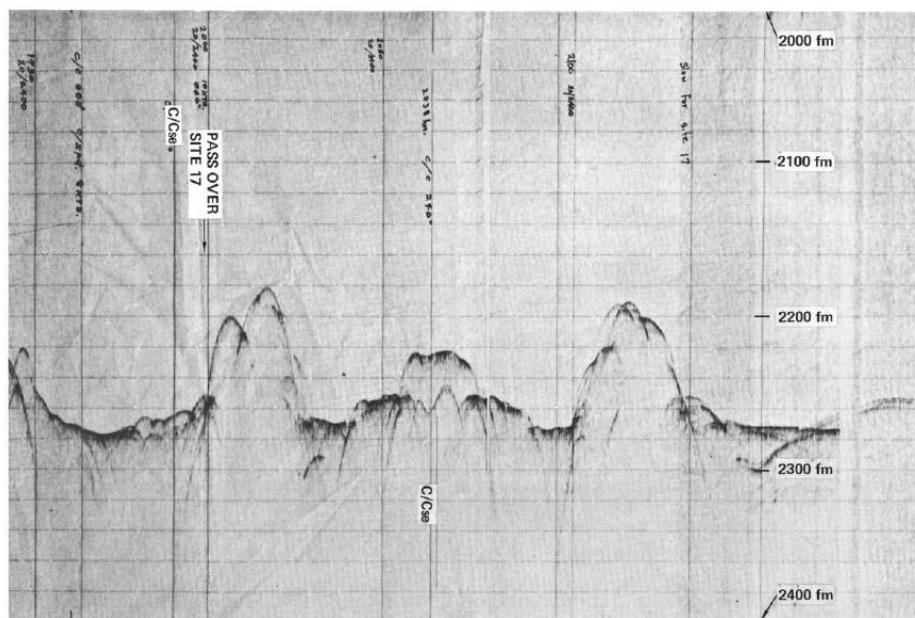


Рис. 200. Сейсмический профиль района заложения скв. 17.

В разрезе скважины выделены следующие пакки.

0-9 м, *плейстоцен*, палево-коричневые до белых нанофосильные известковистые илы; фораминиферы – 5-20 %.

19-28 м, *нижний плиоцен*, палево-коричневые до белых нанофосильные известковистые илы, фораминиферы менее 15 %; диатомеи от 20 до 50 % в нижней части разреза.

28-56,8 м, *нижний миоцен*, желто-коричневый и тёмно-коричневый нанофосильный мел и известковистый мел.

56,8-120,0 м, *нижний миоцен – верхний олигоцен*, желто-коричневый и темно-коричневый нанофосильный мел и известковистый ил. Мел сложен исключительно фрагментами нанофоссилий.

120-123,2 м, *верхний олигоцен*, желто-коричневый нанофосильный известковистый ил; 10-15% фораминифер.

125 м – возраст не известен – базальтовое стекло с жилками кальцита.

Рейс 3. Скв. 18. Срединно-Атлантический хребет, в 490 км к востоку от оси. Глубина – 3980 м; проходка – 145 м, керн – 52,5 м. До начала бурения промыто 120 м. Топография в районе заложения скважины шириной около нескольких миль представлена сравнительно пологими холмами высотой 20-80 м.

В интервале 36-46 м, *верхний олигоцен*, вскрыты коричневые цеолитовые известковистые илы с прослоями темно-коричневых и красно-коричневых цеолитовых глин; обычные цеолиты и глины.

В интервале 56,7-79,1 м, *верхний – нижний олигоцен*, вскрыты палево-коричневые и желто-коричневые известковистые илы с редкими фораминиферами.

В интервале 79.1-103,4 м, *верхний и средний эоцен*, вскрыт коричневый нанофоссильный мел и известковистый ил с цеолитами и с содержанием от 20 до 50% некарбонатного материала.

Интервал 103,4-140 м, *средний эоцен*, вскрыты палево-коричневые нанофоссильные известковистые илы с гематитом от 0 до 10%, присутствуют 12 см фораминиферовых песков.

Основание – миндалекаменные афанитовые базальты и брекчии с карбонатным цементом. Базальты интенсивно выветрели с неровной поверхностью, заполненной мягким осадком. Карбонатные брекчии содержат угловатые обломки базальтов в карбонатном матриксе.

Рейс 3. Скв. 20. Глубина 4850 м. Детальная топография долины представлена небольшим холмом высотой 200 м на глубине 4447 м. Скважина была заложена в верхней части склона холма.

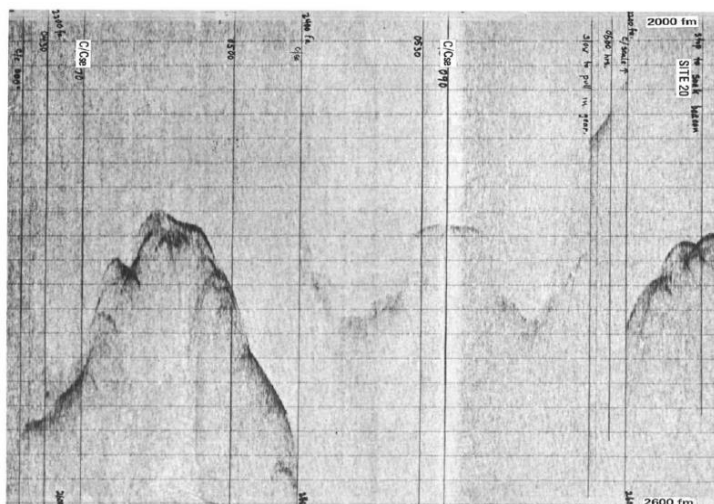


Рис. 203. Сейсмический профиль района

В разрезе выделены следующие пачки. Пачка 1 – 0-0,4 м, *плейстоцен*, – светло-желто-коричневые нанофоссильные известковистые илы и темно-коричневые нанофоссильные глины – гематитовые, цеолитовые.

Пачка 2 – 1,5-5,0 м, *плиоцен*, чередующиеся темно-коричневые цеолитовые глины, красные глины и желто-коричневые известковистые илы.

Пачка 3 – 5-9 м – *верхний олигоцен*, темно- до светло-коричневых известковистые илы, прослой белого мела мощностью около 5 см с интервалами 10-15 см.

Пачка 4 – 15,5-34,7 м, *нижний олигоцен*, палево-коричневый нанофоссильный меловой ил – очень гомогенный.

Пачка 5 – 34,7-56,1 м, *верхний – средний эоцен*, коричневый известковистый нанофоссильный ил и глина с гематитом, цеолитом и очень редкими фораминиферами.

Пачка 6 – 57,0-72,2 м, *средний эоцен до верхнего мела*, палево-коричневый и розоватый нанофоссильный известковистый ил, с родохрозитом и доломитовыми ромбами.

Основание неизвестного возраста – выветрелые базальты, базальтовые брекчии, смешанные с мраморами.

Рейс 114. Субантарктическая Южная Атлантика, 1988. Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y., et al., 1988. Proc. ODP, Init. Repts., 114: College Station, TX (Ocean Drilling Program) //doi:10.2973/odp.proc.ir.114.1988.

Скв. 701. Располагается на западном фланге Срединно-Атлантического хребта в 160 км к востоку от поднятия Оркадос. Глубина – 5128 м, проходка – 481,4 м, керн – 331,4 м.

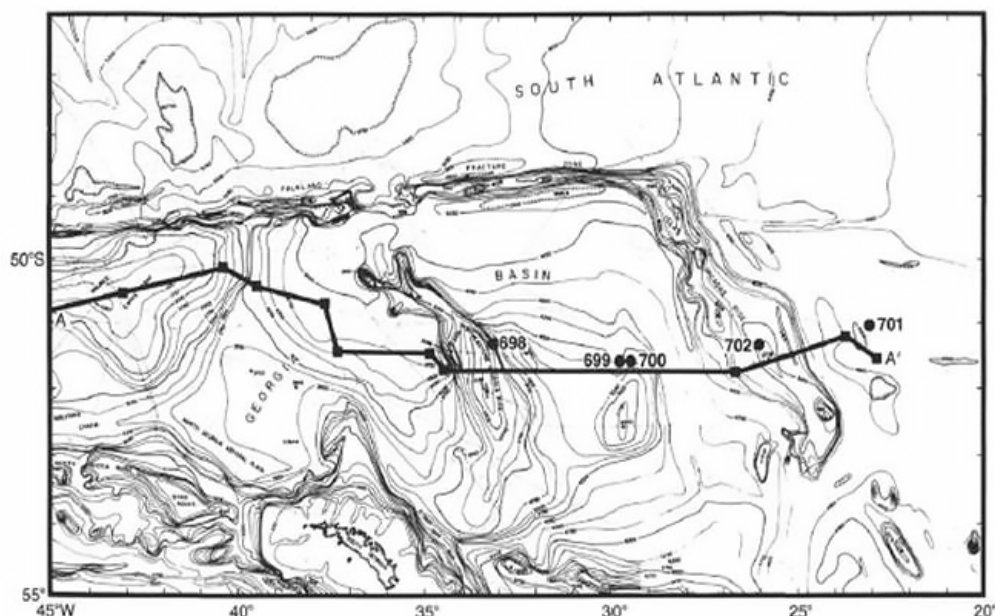


Рис. 204. Карта размещения скважин рейса 114.

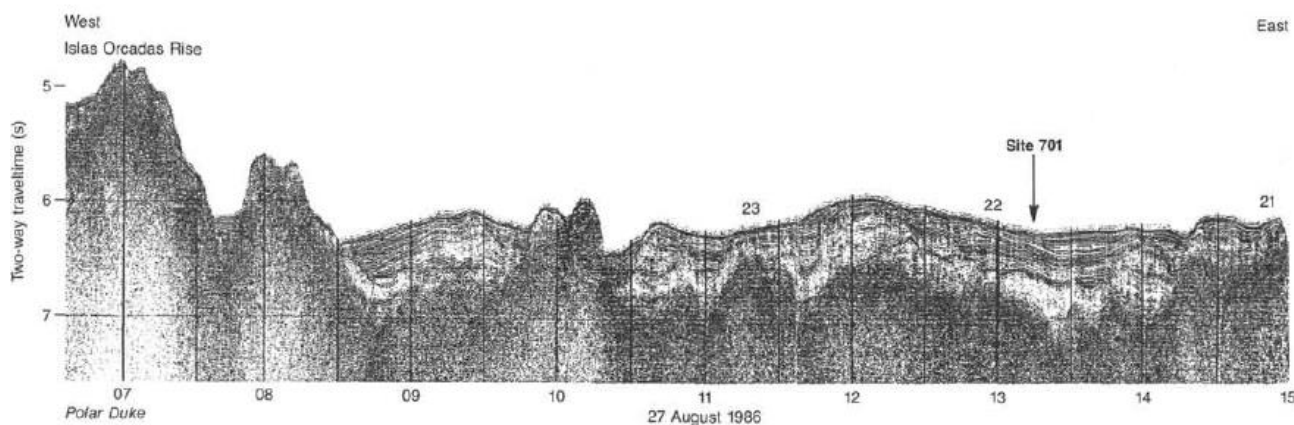


Рис. 205. Сейсмический профиль района заложения скв. 701.

Древнейшие осадочные породы: нанофосильный мел – *начало среднего эоцена*. Основание: в различной степени измененные миндалекаменные базальты.

Пачка 1 – 0-145 м, *квартер-поздний миоцен*, диатомовые илы с многочисленными прослоями пеплового материала.

Пачка 2 – 145-176,8 м, *поздний миоцен*, диатомовые илы, чередующиеся с прослоями пепла и гравия, содержащими кварц, биотит, метапелиты, кристаллические сланцы с марганцевой коркой, вулканический пепел.

Пачка 3 – 176,8-243,8 м, *средний миоцен*, диатомовые илы, отдельные горизонты вулканического пепла.

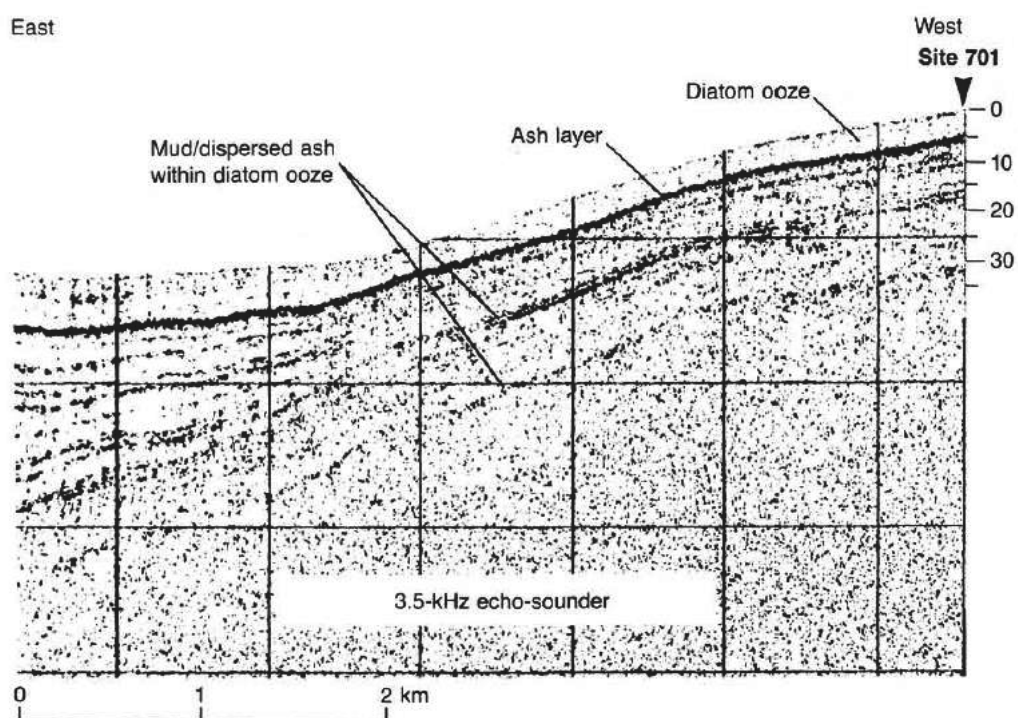


Рис. 206. Фрагмент сейсмического профиля высокого разрешения в районе скв. 701.

Рейс 336. Бассейн Норт Понд, 2011. Edwards, K.J., Bach, W., and Klaus, A., 2010. Mid-Atlantic Ridge flank microbiology: initiation of long-term coupled microbiological, geochemical, and hydrological experimentation within the seafloor at North Pond, western flank of the Mid-Atlantic Ridge. IODP Sci. Prosp., 336, //doi:10.2204/iodp.sp.336.2010.

North Pond – изолированный осадочный бассейн северо-восточного простирания размером $\approx 8 \times 15$ км, размещенный на западном фланге Срединно-Атлантического хребта в координатах $22^{\circ}45'N$ и $46^{\circ}05'W$.

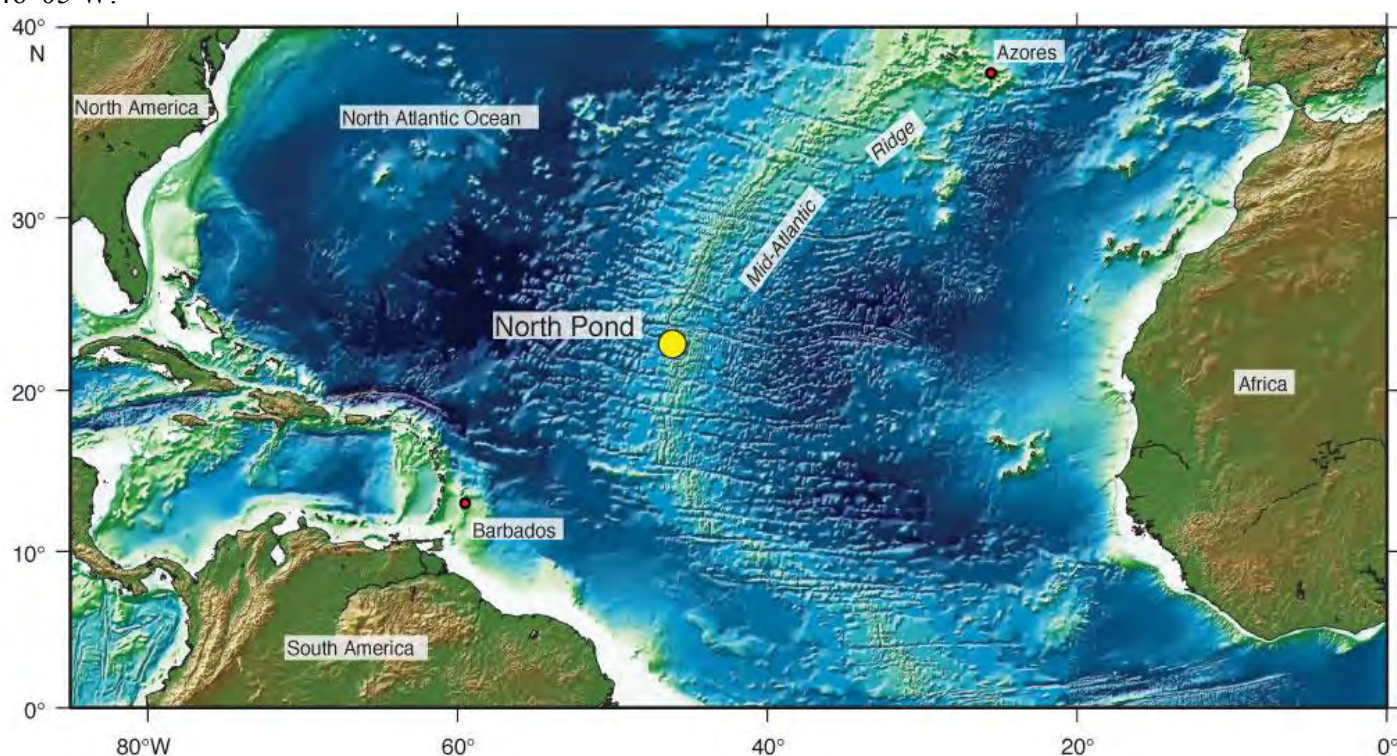


Рис. 207. Положение бассейна North Pond на западном фланге Срединно-Атлантического хребта.

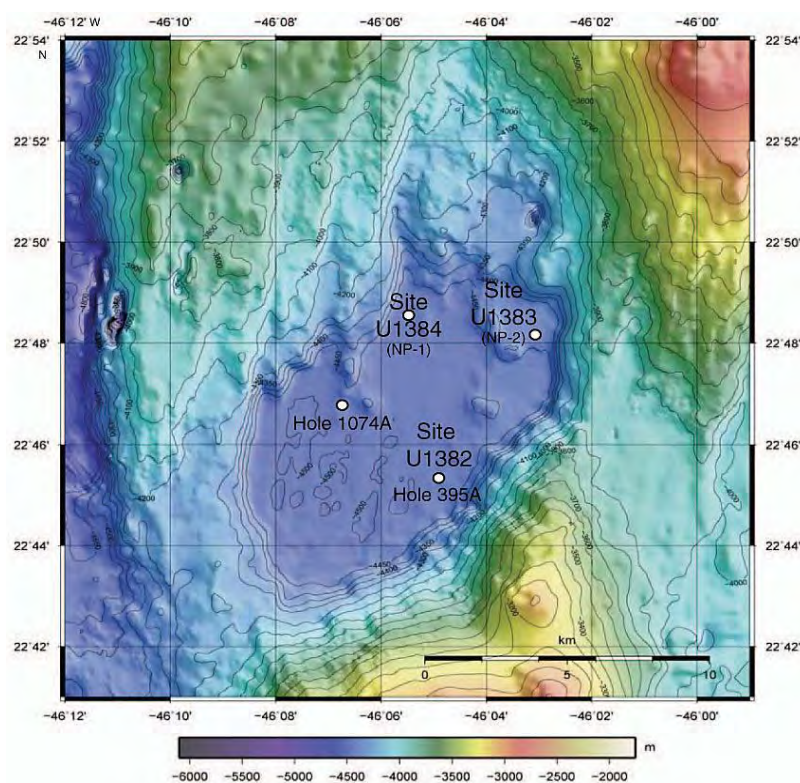


Рис. 208. Батиметрическая карта бассейна North Pond с местами размещения скважин.

Скважины заложены в районе North Pond Атлантического океана ($22^{\circ}45'N$, $46^{\circ}05'W$) на глубине 4414–4483 м. Основание было пробурено в скв. U1382A и U1383C. Скв. U1382A, расположена в 50 м западнее скв. 395A, вскрыла 32 м керна нескольких вулканических потоков с различными петро – и геохимическими характеристиками. Пачка осадочных брекчий, содержащих обломки базальтов, габбро и перидотитов, была вскрыта между двумя вулканическими потоками. В скв. U1383C получено 50,3 м керна базальтов с присутствием в них минералов глин, гидроокислов железа, карбоната, цеолитов. Мощность осадков достигает 90 м в скв. U1382 и U1384 и от 38 до 53 м в скв. U1383. Осадки представлены нанофоссильным илом со слоями фораминиферовых песков и гальками базальта, серпентинита и обломками раковин двустворок. Наиболее нижний метр керна сложен коричневой глиной. На границе осадки/базальт вскрыто менее 1 м брекчий базальта с известковым цементом. В скв. U1383C потоки базальтов чередуются с известняком (интервал ≈ 70 –146 м), с зоной стекловатых тонких базальтовых потоков и гиалокластитами (интервал 146–200 м). В наиболее нижней части (интервал ≈ 200 –331,5 м) присутствуют массивные подушечные лавы и гиалокластиты в верхней их части. Осадочный покров здесь имеет мощность 300 м в наиболее южной части бассейна, окаймленного на востоке и западе хребтами основания высотой 2 км. В течение рейса 45 программы DSDP были пробурены две скважины 395 в юго-западной части бассейна на глубине 4484 м. Пробурено в скв. 395 93 м осадков: 89 м фораминиферового нанофоссильного ила, ниже которого вскрыто 4 м известковистых коричневых глин с марганцевыми микронодулями. По основанию пройдено 91,7 м; вскрыто несколько пачек массивных и подушечных лав (мощность несколько десятков метров), разделяемых прослоями карбонатных брекчий с обломками-валунами, булыжниками (cobbles) габбро и серпентинизированных перидотитов, мощностью несколько метров.

В скв. U1383D пробурено 44,3 м осадков, нижний 1 метр которых представлен брекчией, сцементированной карбонатом. Вблизи в скв. U1383E пробурено 44,2 м осадков и 1 м базальтов – афировых слабо- и среднеизмененных. В скв. U1382B, расположенной между скв. 395A и U1382A, пробурено 90,0 м осадков и 8,8 м кусков базальтов, галек нацело измененных плутонических и

ультрамафических пород основания, размещенных на границе осадки/основание, которые рассматриваются как осадочная брекчия, перекрывающая массивные базальты пачки 1, пробуренной в скв. U1382A.

В скв. U1384A пробурено 93,5 м осадков, перекрывающих 0,58 м базальта и сцементированную известняком брекчию. Базальты афировые миндалекаменные, стекловатые с бурыми изменениями гало вдоль жилок глины и трещин. Осадки представлены нанофосильным илом с прослоями фораминиферового песка. Несколько нижних метров осадочной пачки коричневые и обогащены глиной. Осадки скв. U1382B содержат фрагменты среднеокруглых пород, концентрирующихся в прослоях или вкрапленных в ил. Эти фрагменты по размеру варьируют от песчаных до галек и представлены серпентинизированным перидотитами, габбро, троктолитами и базальтами. Керн скв. U1382B также представлен грубообломочными осадками с обломками, среди которых преобладают серпентиниты и тремолитовые сланцы, которые представляют собой полимиктовую брекчию, вскрытую в скв. 395A и U1382A, источником которой может являться кристаллический комплекс ядра из горного окружения бассейна. Слои фораминиферового песка, многочисленные во всех скважинах бассейна, могут свидетельствовать об уровне эрозии, а нормальная слоистость – представлять турбидитовые течения.

В предыдущих разделах приведено достаточно детальное описание верхней- осадочной- части разреза скв. 395 в бассейне Норт Понд (рейс 45). Здесь важно подчеркнуть, что в описании разреза скважин рейса 336 достаточно детально характеризуются породы основания, но практически не приведено описания верхней- осадочной- части разреза. Также необходимо отметить, что по данным рейса 45 и скв. 395 осадочные надбазальтовые отложения датируются возрастом *ранний – поздний миоцен*.

Форма осадочного бассейна хорошо изучена в ряде сейсмических профилей, пересекающих вдоль и поперек осадочный бассейн.

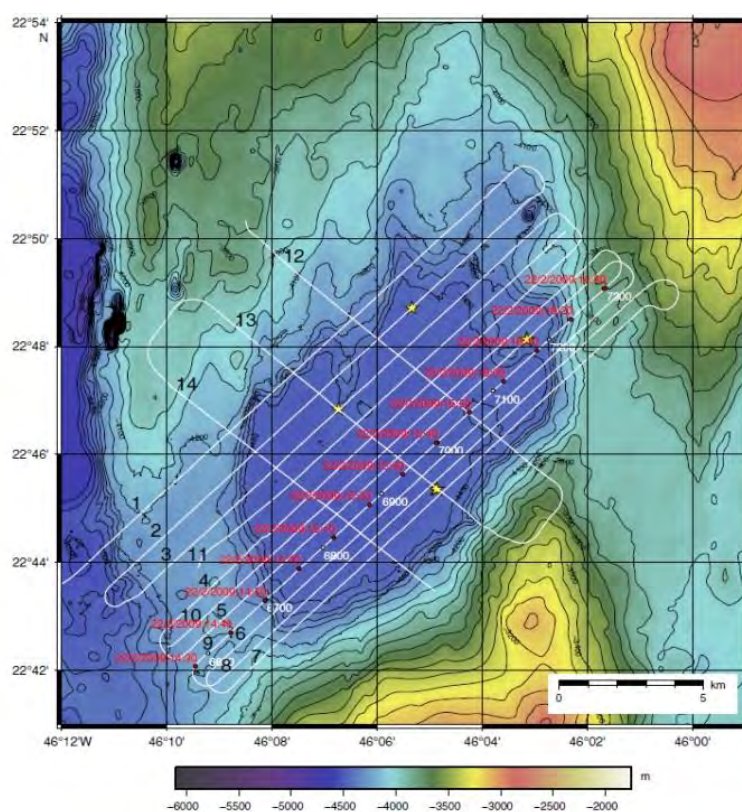


Рис. 209. Продольный сейсмический профиль 9 на батиметрической карте. Звездочки – скважины.

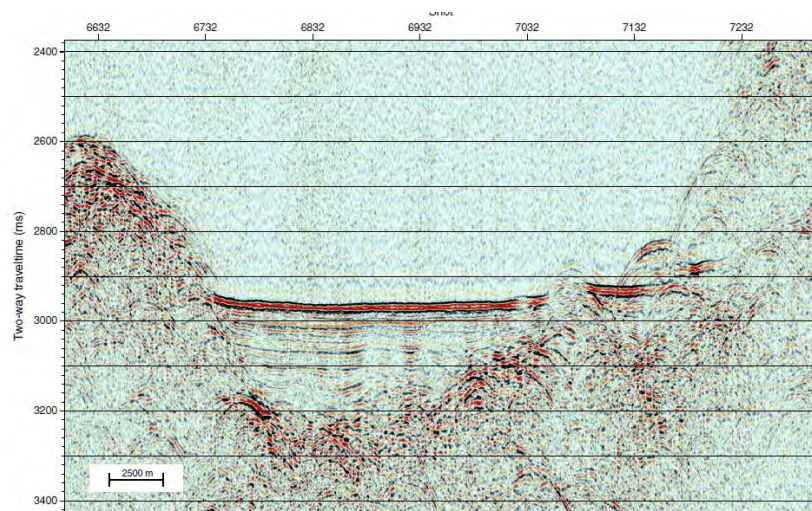


Рис. 210. Сейсмическая запись профиля 9.

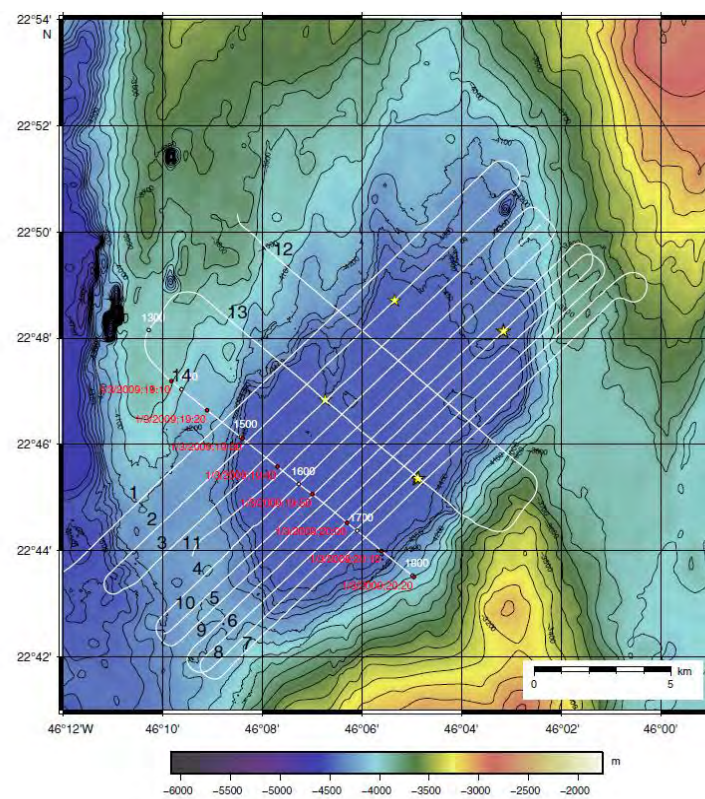


Рис. 211. Поперечный сейсмический профиль 14.

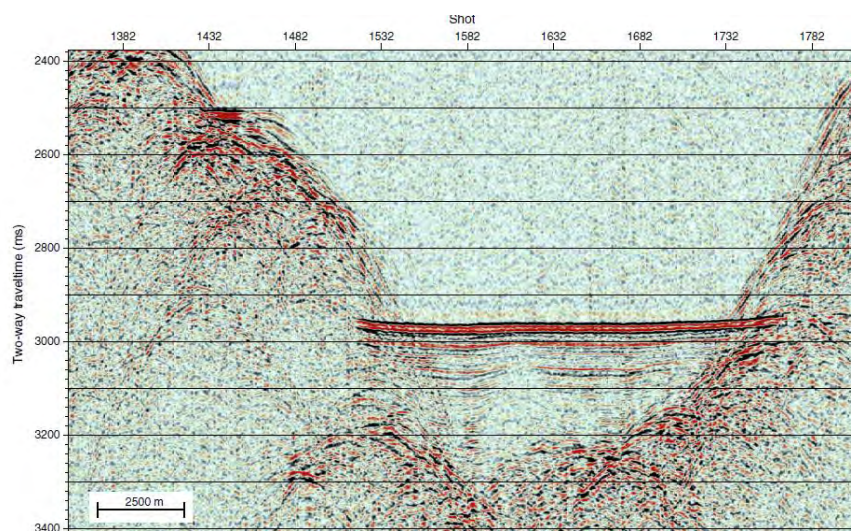


Рис. 212. Сейсмическая запись поперечного сейсмического профиля 14.

Рейс 336. Скв. 1382. Глубина 4483 м. Породы основания пробурены в интервале 110-210 м, в котором было выделено 8 литологических пачек.

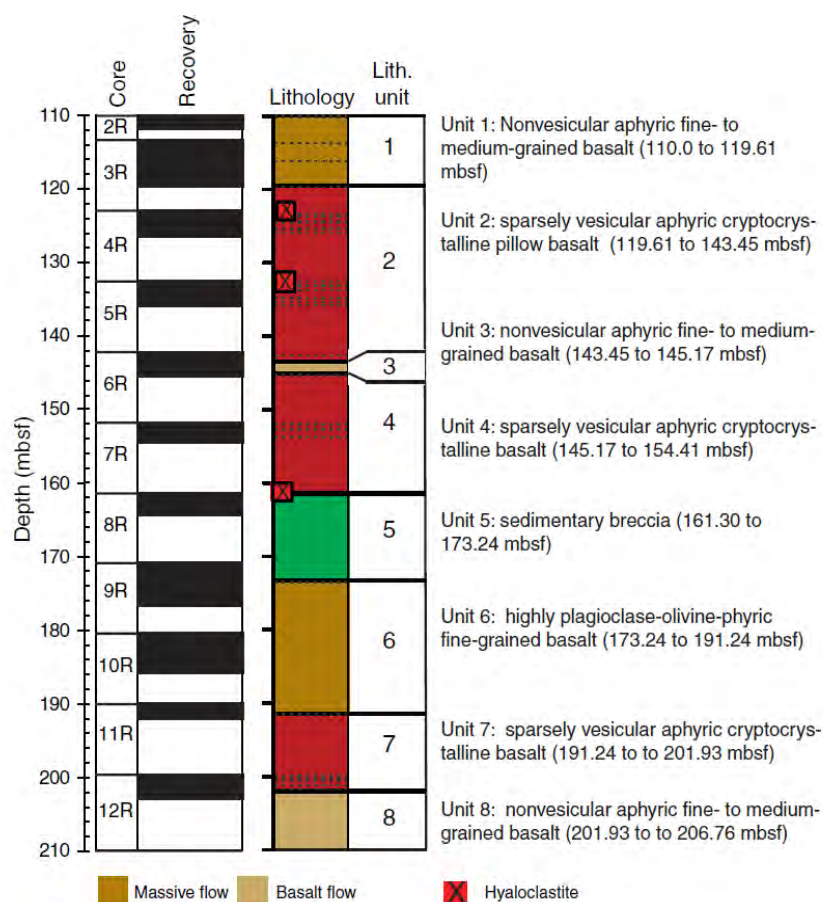


Рис. 213. Литологические (литолого-петрографические) пачки скв. 1382).

Пачка 1 – 110-119,61 м, афировые базальты – несколько единиц, верхняя часть которых подвержена изменениям (гало и пятна), интенсивность которых уменьшается к их нижней части.

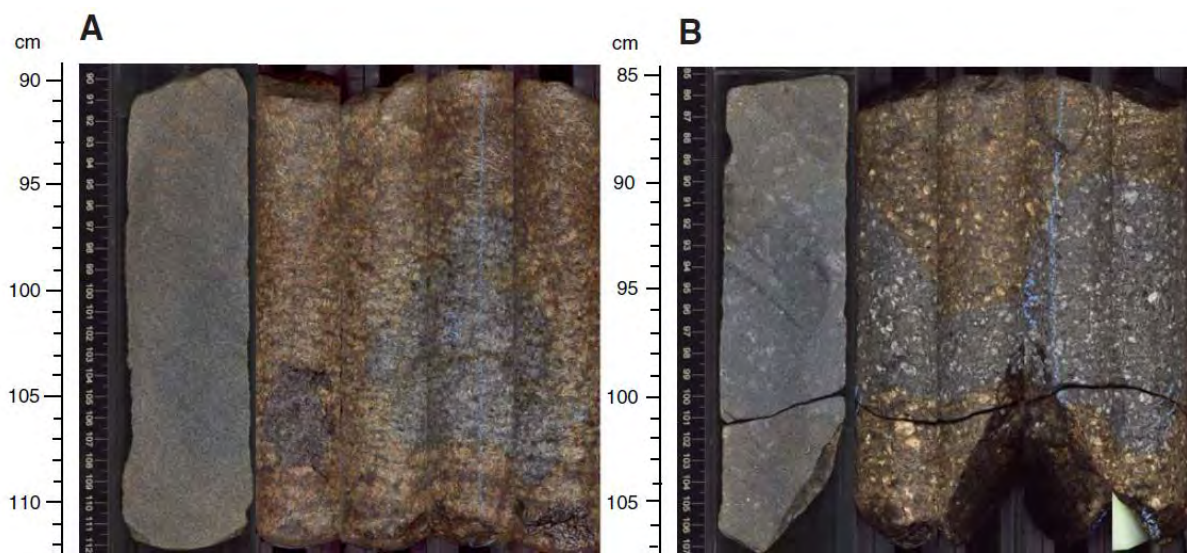


Рис. 214. Изменения в базальтах пачки 1.

Пачка 2 – 119,61-143,35 м, миндалекаменные базальты – потоки с закаленными верхними частями, иногда стекловатые или с вариолитовыми структурами.



Рис. 215. Базальт с вариолитовой структурой и пятнистыми изменениями.

В пачке 2 также вскрыты гиалокластиты, в которых также проявлены интенсивные изменения (железистый смектит, иддингсит, нонтронит) (красно-коричневые участки). Обломки базальтов в гиалокластитах плохо отсортированы (размер обломков 1-4 мм). Цемент (40%) сложен примерно равными количествами гидроокислов железа, иддингсита, смектита и глины осадочного происхождения.

Пачка 3 – 143,5-145,17 м, измененные афировые базальты, с красно-коричневыми изменениями (до 15%).

Пачка 4 – 145,17-154,41 м, 8 потоков слабо измененных миндалекаменных базальтов. Пачка 5 – 161,30-173,24 м – осадочная брекчия базальтов, габбро и серпентинитовых лерцолитов в нанофосильном иле, чередующихся с прослоями и мела, плохо отсортированной осадочной брекчии с угловатыми обломками от 0,2 до 10 мм (мелкий песок, галька) – измененные серпентиниты, измененные габбро и базальт. Цемент – светло-коричневый мел.

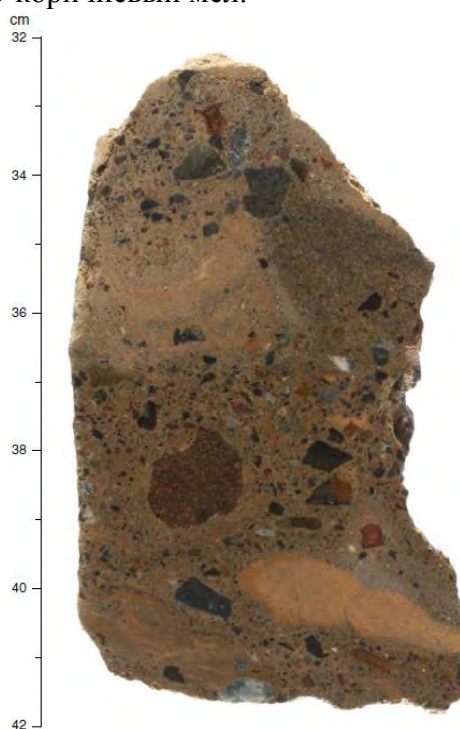


Рис. 216. Брекчии пачки 5.

Пачка 6 – 173,24-206,7 м, афировые миндалекаменные базальты измененные, изменения красновато-коричневые пятна, гало.



Рис. 217. Измененный базальт пачки 8 скв. 1362.

Микропалеонтологические исследования осадочных пород свидетельствуют об их возрасте – *поздний миоцен*.

Рейс 336. Скв. 1383. Расположена в 5,9 км северо-восточнее скв. 1382 на глубине 4414 м. Вулканическое основание пробурено в интервале 69,5-331,5 м. Выделено три пачки базальтов, базальтовых брекчий и гиалокластитов, в промежутках между которыми в пачках 1 и 2 обнаружены прослои известняков.

Пачка 1 – 69,5-126,7 м, разделена на 11 единиц, различающихся по брекчированным контактам между базальтами, прослоями осадков и осадочных брекчий. Базальты пятнисто изменены – появление минералов глин и гидроокислов железа. Количество миндалин варьирует от 1 до 4%.



Рис. 218. Изменения в базальтах – карбонатные жилки сопровождаются околожилными смектитом и гидроокислами железа.

Осадочные прослои между базальтами представлены известняками и базальтовыми брекчиями с известняковым цементом.



Рис. 219. А – Известняки с микрообломками нацело палагонитизированного базальтового стекла; В – базальтовая брекчия (базальтовое стекло нацело палагонитизировано) с известняковым цементом.

Жилки в измененных базальтах представлены карбонатным материалом осадочного происхождения.

Пачка 2 – 126,7-163,7 м, потоки и покровы миндалекаменных базальтов разделены осадочными брекчиями и осадками – известняками. Базальты, так же как и в пачке 1, подвержены изменениям, которые или нацело преобразуют базальт, или пятнисто проявлены.

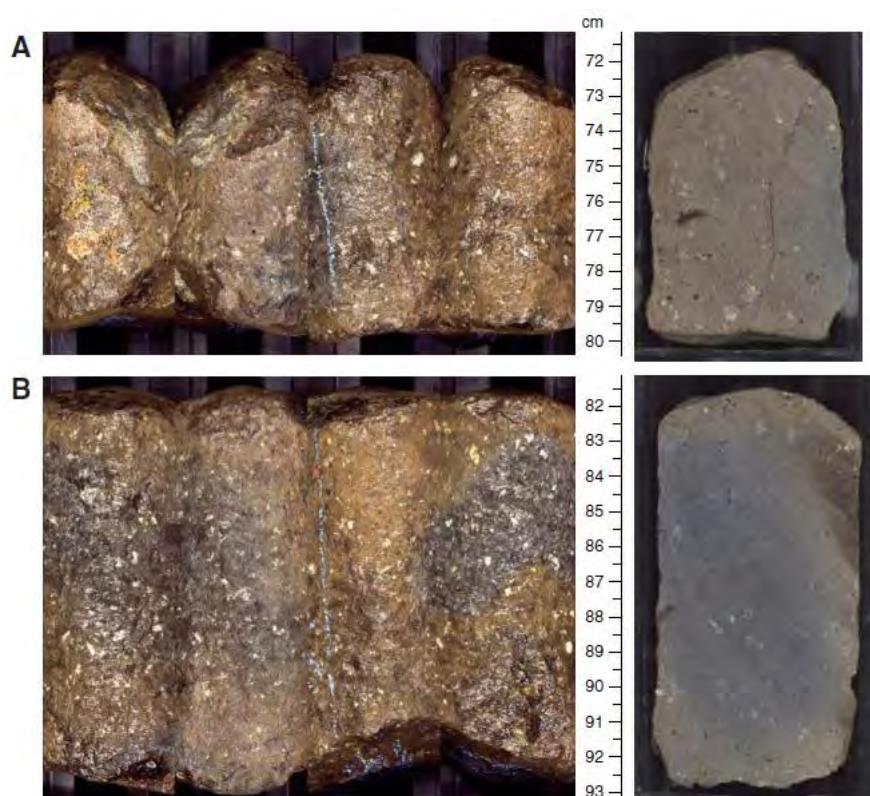


Рис. 220. Изменения в базальтах: А – нацело и В – пятнисто измененные базальты.

Прослой известняковых брекчий с обломками измененного базальтового стекла аналогичны брекчиям пачки 1.

Пачка 3 – 163,7 – 324,8 м, массивные не миндалекаменные подушечные лавы базальтов, чередующиеся с гиалокластитами и базальтовыми брекчиями. Базальты пачки 3 так же, как и базальты пачки 2, подвержены наложенным изменениям: гидроокислы железа, смектиты, иддинсит, сапонит, селадонит, филлипсит.

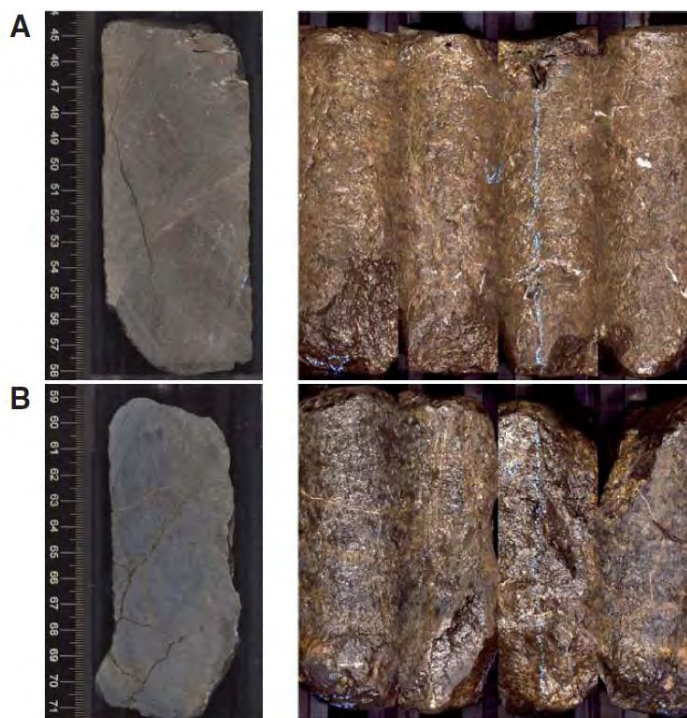


Рис. 221. Базальты пачки 3 с наложенными пятнистыми (А) и объемными (В) изменениями.



Рис. 222. Базальтовые брекчии пачек 2 (слева) и пачки 3 (справа).

Авторы описания керна скважин 1382 и 1383 отдельно приводят описание осадочных пород, вскрытых скважинами и представленных фораминиферо-нанофоссильными илами и песками с хорошо отсортированными фораминиферами. В песках, присутствующих во всех скважинах, песчаной и гравийной размерности обломки габбро, базальтов, серпентинитов. Осадки окрашены в красно-коричневые и коричневые цвета, приобретают наиболее насыщенную окраску в основании разреза. Мощность этих илов колеблется от 40 до 90 м.

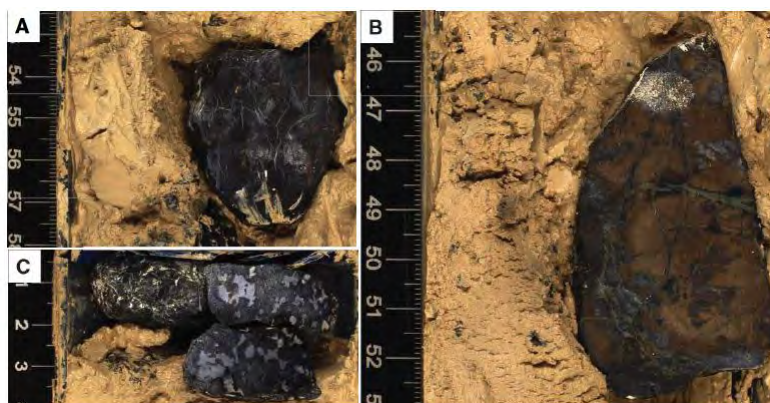


Рис. 223. Нанофоссильный ил с обломками измененных серпентинитов (А) и габбро (Б).

Материалы рейса 336 весьма показательны в том отношении, что здесь на окраинном поднятии САХ сформирован бассейн (pond),

во многом подобный бассейнам, сформированным на удалении от оси САХ – на его флангах (скв. 395, 396). На флангах САХ бассейны имеют грубо изометричную и реже линейно-изометричную форму и располагаются между поднятиями – также грубо линейными хребтами. Обломочный материал этих хребтов в виде склоновых брекчий отлагается в основании разреза бассейнов (см. разрезы скв. 395, 396). Здесь же на вершине склона медианной долины САХ сформирован аналогичный бассейн в окружении хребтов кольцевой формы, обломочный материал которых также представлен склоновыми брекчиями – талусом – в основании разреза осадочного бассейна. Важно отметить, что здесь, так же, как и в бассейнах флангов САХ, обломки базальтов подверглись окислительным изменениям – выветриванию, до их попадания в основание разреза осадочного бассейна. Рассматривая состав обломков осадочных брекчий в этих бассейнах, можно отметить одну закономерность, которая заключается в том, что в составе обломков бассейнов, расположенных вблизи осевой части САХ и на удалении (те же скв. 395 и 396), в составе обломочного материала кроме базальтов в верхней части разреза основания бассейна по мере перемещения в их более глубокие части появляются обломки кристаллических пород основания коры – обломки габбро и серпентинизированных перидотитов. Это позволяет считать, что в разрезе хребтов, обрамляющих бассейны, присутствуют подкоровые «подбазальтовые» кристаллические породы, скорее всего, выведенные на относительно верхние уровни коры океанов в процессе тектонических движений и формирования хребтов и бассейнов. В процессе последующих после их подъема тектонических – сейсмических движений кристаллические породы, слагающие хребты, скатываются в сопредельные с хребтами бассейны и формируют обломочные и крупнообломочные брекчии в последующем перекрытые пелагическими илами верхней части разреза таких бассейнов. Характерно, что формирование пелагических илов происходит после завершения тектонических движений, так как в илах отсутствуют какие либо признаки их деформаций за исключением их гравитационного сползания со склонов хребтов. Эти данные позволяют предполагать, что геодинамический режим вулканизма и осадконакопления различается в пределах абиссальных равнин и флангов САХ, что может быть обусловлено и различиями в их глубинном строении. В пределах абиссальных равнин кристаллические породы основания коры океанов глубоко погружены. В условиях флангов САХ формирование хребтов и бассейнов, возможно, происходило в условиях подъема на верхние уровни коры кристаллических пород основания коры – габбро и перидотитов. По-видимому, на этом основании можно определить условную границу абиссальных равнин и флангов САХ. Но и в том, и в другом случаях и вулканизм, и осадконакопление происходят в режиме дифференциальных тектонических движений, определяющих формирование поднятий – хребтов и разделяющих их бассейнов. Эти движения контролируют режим осадконакопления в осадочных бассейнах и интенсивность – экстенсивность таких движений со временем ослабевает к моменту формирования верхних частей разреза бассейнов – к моменту формирования пелагических отложений верхней части разреза бассейнов. Во времени процесс таких движений смещается от абиссальных равнин – основание разреза – от позднего мела до эоцена – миоцена на флангах САХ. Такого рода геодинамическая эволюция могла происходить по мере встречного перемещения с запада и востока праатлантического океана и возможно, что в области их интерференции и формировались осевые хребты, подобные хребтам Книповича и Ян-Майен Северной Атлантики. Их последующая история развития сменяется в дальнейшем – после плейстоцена – формированием в голоцене медианных долин хребтов и совсем позднее, в квартере – формированием в их пределах областей новейшего вулканизма и гидротермальной деятельности. Далее рассмотрим материалы бурения по хр. Атлантис, располагающемуся на окраине медианной долины САХ. Предварительно важно отметить, что в пределах флангов САХ (рейс 45) на удалении 100- 150 км от оси хребта в осадочных бассейнах, расположенных между хребтами, вскрыт горизонт брекчий (rubble layer), в нижней части которого вскрыты кристаллические породы основания океанической коры – габбро и перидотиты. Следует отметить, что эти породы вскрыты не в коренном залегании, а в составе обломочного слоя – склоновых брекчий талуса. Можно предполагать, что коренные выходы этих

пород могут располагаться в пределах межбассейновых хребтов – выведены тектоническими нарушениями из-под базальтового покрова. Подобная ситуация вскрыта скважинами в рейсе 82 (558, 560), пробуренными на западном фланге САХ. Эти данные позволяют предположить на основании данных бурения, что по мере приближения к осевой части хребта происходит «подъем» кристаллического подбазальтового вещества коры и верхней мантии, что фиксируется в составе и строении обломочного слоя и в составе хребтов, разделяющих осадочные бассейны. Такое строение подбазальтовой коры выявляется в той части хребта, где сформирована медианная долина и на вершине склона этой долины вскрыты бурением габбро-перидотиовые коренные породы, описание которых приводится далее по материалам рейса 304. Здесь важно отметить, что строение разреза, описываемого далее, свойственно только этому месту и далее, по мере движения на север и исчезновения медианной долины, в основании разреза по данным бурения вскрыты только базальты как в осевой части хребта, так и на их флангах и в пределах абиссальных равнин. Все это является свидетельством принципиальных различий в строении коры и мантии в разных частях срединного хребта и, возможно, результат различий в характере, времени и динамике формирования ложа океана в различных его частях по латерали и по вертикали в разрезе коры.

Экспедиция 304. Поднятие Атлантис, 2005. lackman, D.K., Ildefonse, B., John, B.E., MacLeod, C.J., Ohara, Y., Miller, D.J., and the Expedition 304/305 Project Team, 2004. Oceanic core complex formation, Atlantis Massif—oceanic core complex formation, Atlantis Massif, Mid-Atlantic Ridge: drilling into the footwall and hanging wall of a tectonic exposure of deep, young oceanic lithosphere to study deformation, alteration, and melt generation. IODP Sci. Prosp., 304/305, // doi:10.2204/iodp.sp.304305.2004.

Экспедиция 304 программы IODP носит название «Формирование комплекса океанического ядра массива Атлантис. Срединно-Атлантический хребет; молодая океаническая литосфера: деформации, изменения и генерация расплавов» (Oceanic Core Complex Formation, Atlantis Massif 1). Массив Атлантис формировался в промежуток времени 1.5-2 млн. лет и ограничен медианной долиной на западном фланге Срединно-Атлантического хребта (САХ) 30°N.

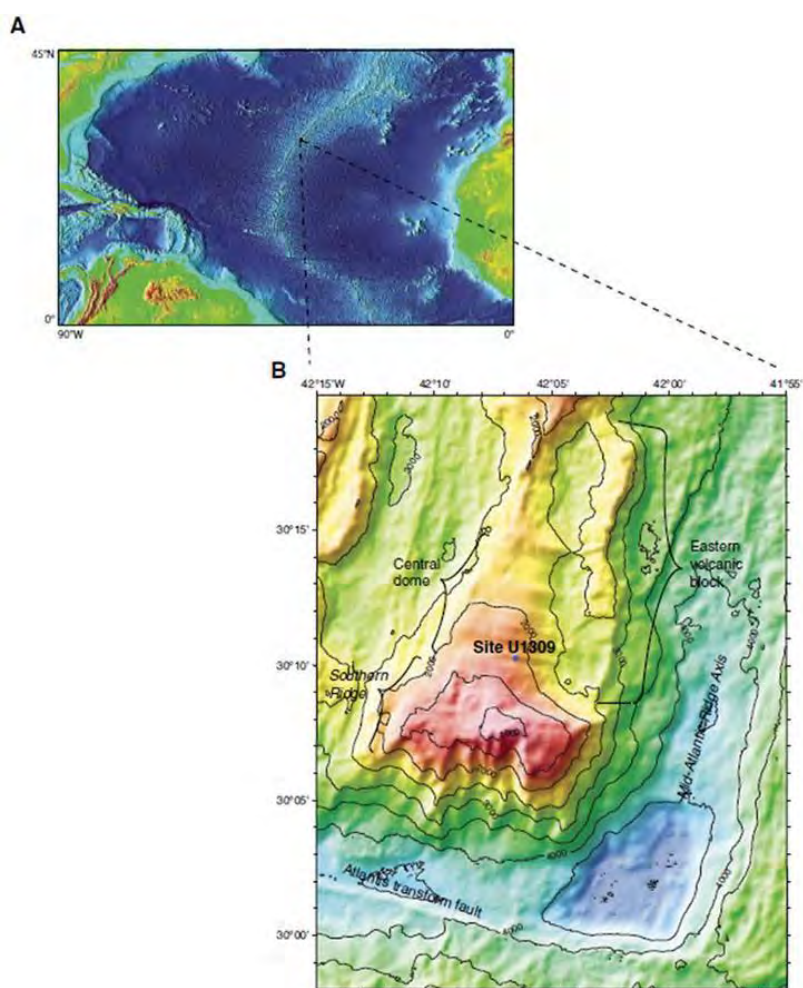


Рис. 224. Тектоническое и морфологическое положение массива Атлантис. Батиметрические контуры показывают глубинную медианную долину Срединно-Атлантического хребта и ее пересечение с трансформным разломом Атлантис. Мелководный купол – ядро массива Атлантис – состоит из центрального и южного куполов.

Комплекс ядра массива представлен породами коры и, возможно, верхней мантии, имеет длину 15 и ширину 8-10 км и представляет собой куполообразную возвышенность морского дна. Сопредельный с востока базальтовый блок интерпретируется как висячий. Тонкий покров литифицированных осадков, вулканических образований и гальки в купольной части массива позволяет картировать морское дно. Осадки драпируют вулканический рельеф. Результаты сейсмических исследований показывают, что скорость 8 км/сек отмечена в нескольких сотнях метров ниже морского дна, а градиент скоростей подобен скоростям, установленным в районе скв. 920 (ODP), где было пробурено 100–200 м серпентинизированных перидотитов. Этот градиент отличается от градиента, характеризующего габбро банки Атлантис (Юго-Западный Индийский срединный хребет), а также и от других районов САХ.

Образцы, собранные в ходе исследований подводного аппарата *Alvin* из центрального поднятия, представлены угловатыми породами талуса, обломками серпентинизированных перидотитов, metabазальтов и известняков (Cann et al., 2001; Blackman et al., 2004). Интенсивно серпентинизированные перидотиты (гарцбургиты) секутся измененными жилами габбро с тальком, тремолитом и хлоритом (Früh-Green et al., 2001; Schroeder et al., 2001). Подводное выветривание и жилки карбоната фиксируют наиболее поздние фазы изменений. Подводные исследования Argo II и Alvin показывают, что дно покрыто тонким слоем неконсолидированных осадков, который в отдельных местах прерывается линейными полосами обломочных полей (rubble fields) (Blackman et al., 2004). В участках, лишенных осадочного покрова, отмечается распространение тонкого слоя (шапки) литифицированных карбонатных отложений, перекрывающих пологий рельеф основания. Драгирование, проведенное Alvin на центральном куполе, показало присутствие обломков измененных metabазальтов и серпентинитов (Blackman et al., 1998, 2004).

Скв. U1309. Представлена восьмью скважинами, пробуренными в 2 км одна от другой в параллельном коридоре. Первые пять скважин U1309A–U1309E размещены в области распространения неконсолидированных осадков мощностью 2–4 м выше основания.

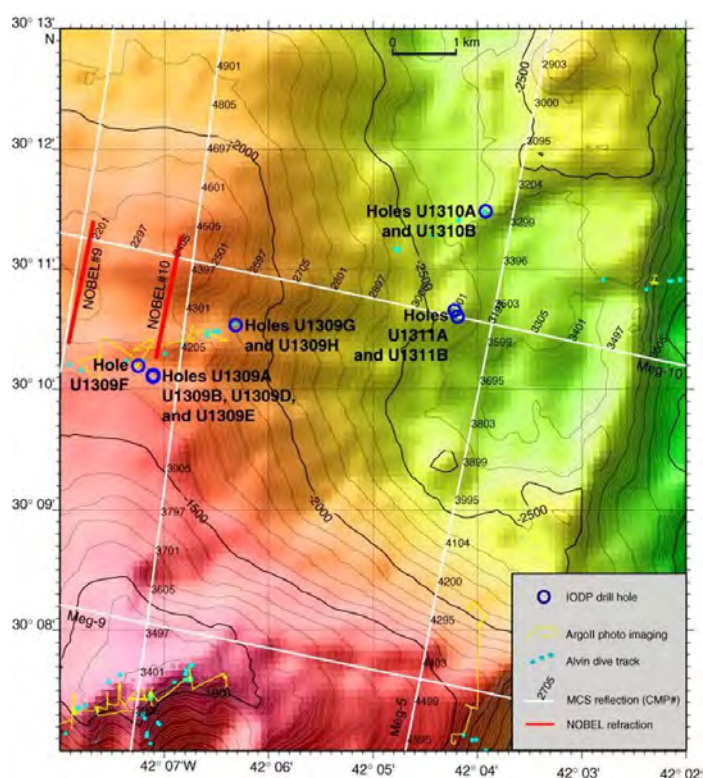


Рис. 225. Карта массива Атлантис и места размещения скважин программы IODP (кружки). Батиметрические контуры проведены через 20 м.

Скв. U1309G (глубина 1872 м) расположена в 1.6 км СВ скв. U1309D, в области широкого распространения литифицированных карбонатных отложений, залегающих выше основания. В интервале 3.5 м вскрыто 0.91 м микрофосильного ила с тремя тонкими (2–3 см) интервалами базальтовых гиалокластитов, стекло которых окислено в палагонит. Не вскрыты карбонатные отложения и породы основания. Вскрыто чередование илов, гиалокластитов и глинистого материала с округлыми обломками metabазальтов, которые могут быть осадочными конгломератами.

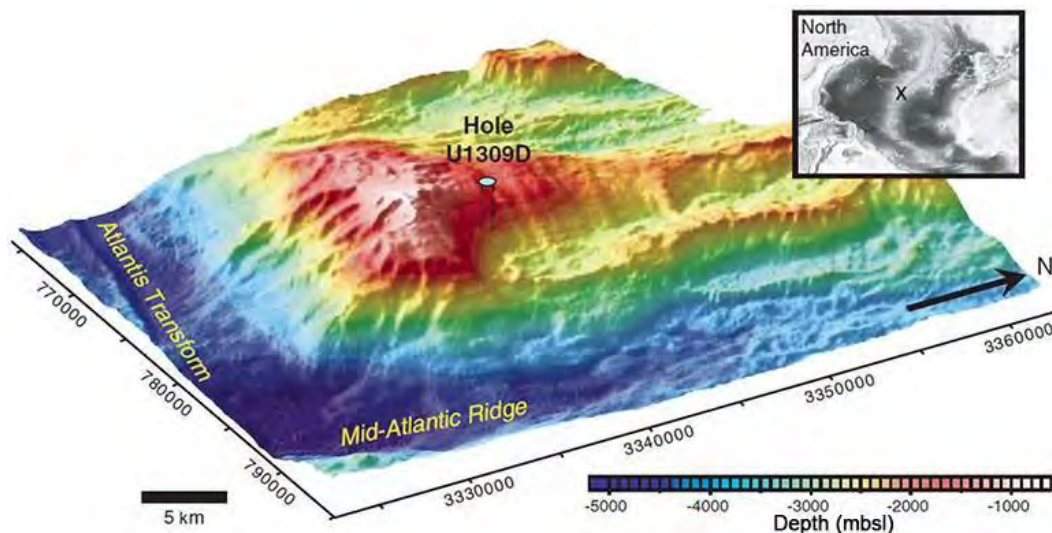


Рис 226. Объемная модель строения массива Атлантис и положения скв. U1309.

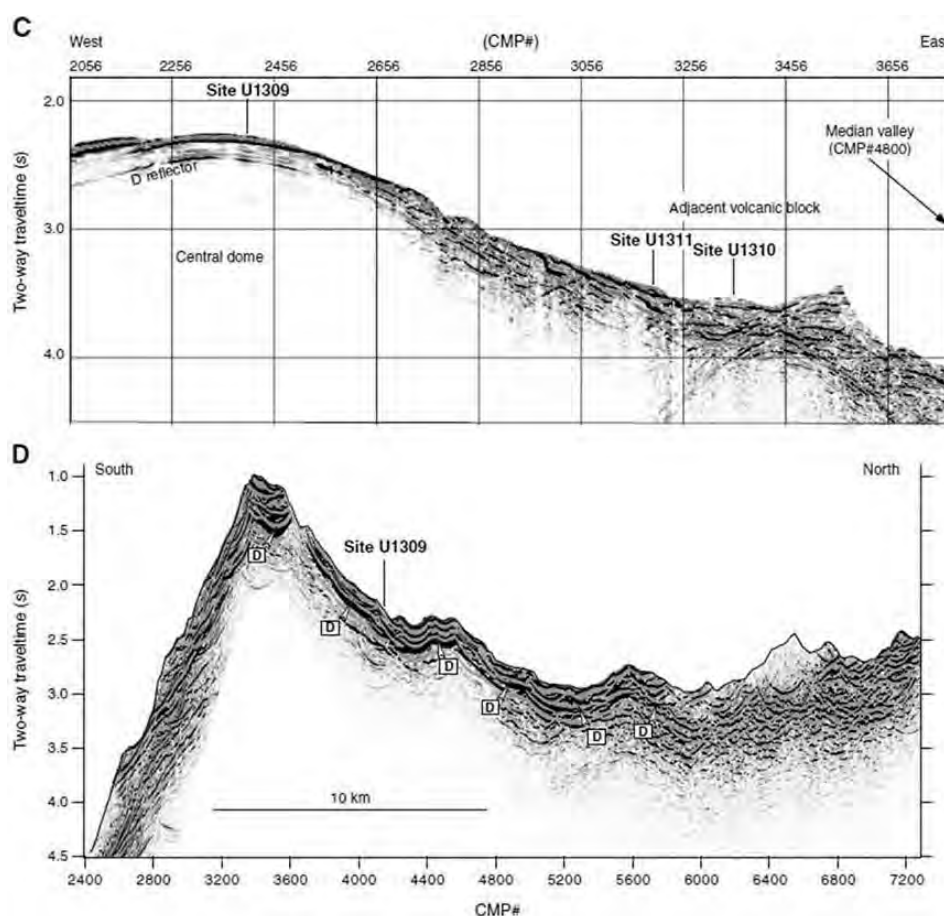


Рис. 227. Сейсмические профили района заложения скв. U1309 Рейса 304.

Скв. U1309H. В керне (0.19 м) обнаружены куски базальтов, тальк-тремолитового сланца и один кусок катаклазированного диабаз.



Изверженные породы скв. U1309B и U1309D центрального купола массива Атлантис – представлены интрузивной серией, сформированной в условиях различных глубин внутри субосевой зоны спредингового центра.

Рис 228. Обоженный палагонитизированный базальт, тальк-тремолитовый сланец и трещиноватый диабаз скв. U1309H.

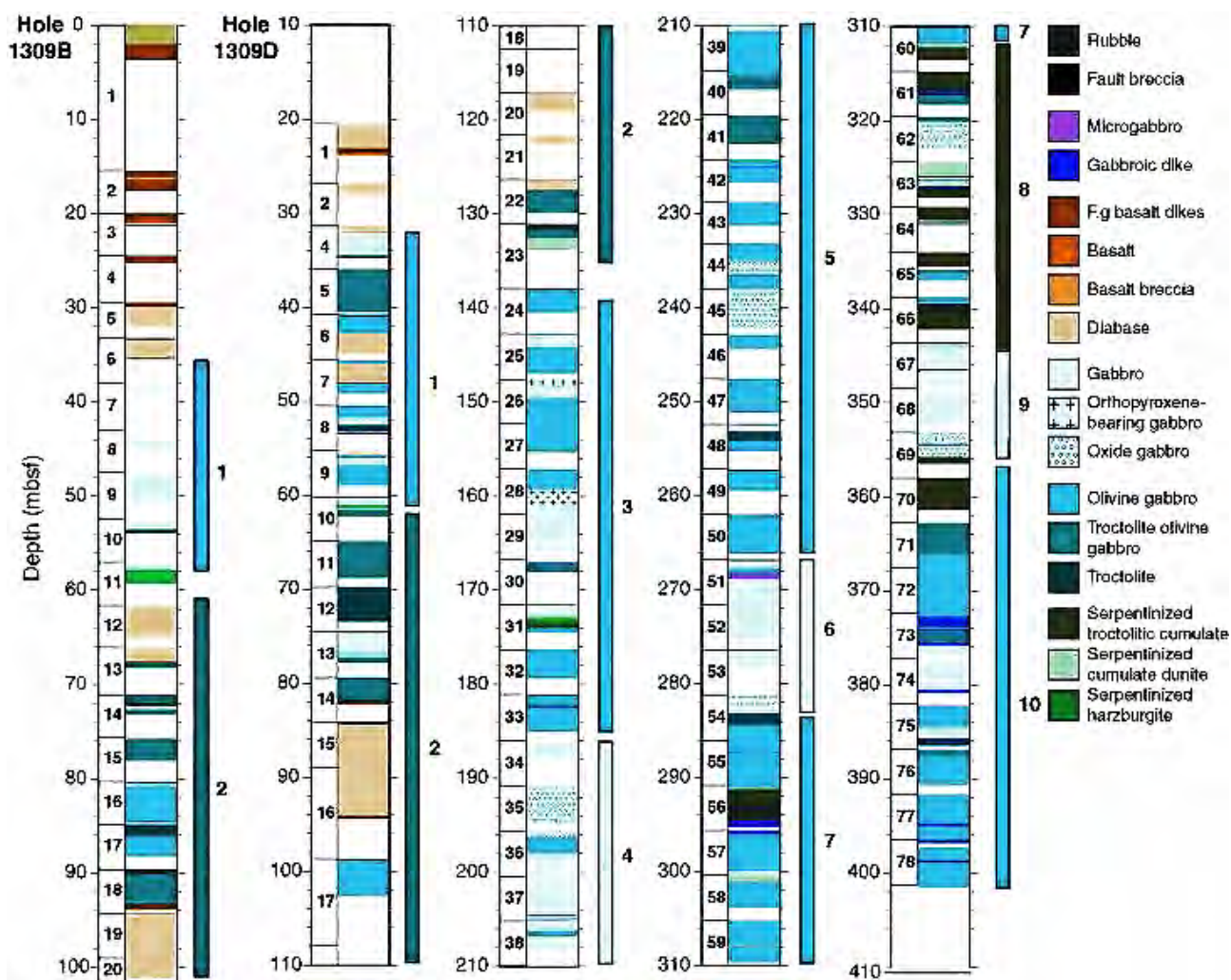


Рис. 229. Литологическая колонка скв. U1309B (слева) и U1309D (справа 4). Отдельные пакки сгруппированы в зоны габбро (1–10; англ. названия пород справа).

Мафические породы U1309 представлены шестью главными типами пород: базальт и диабаз, габбро, включающие оксидные габбро, габбро, оливиновые и троктолитовые габбро и троктолиты. Ультрамафиты скв. U1309 - серпентинизированные перидотиты, гарцбургиты и дуниты, верлиты, лерцолиты и троктолиты, обогащенные оливином. Все ультрамафиты подвержены гидротермальным изменениям и многократно интродуцированы поздними габбро, дайками или жилами. В верхних 100 м скв. U1309B и U1309D габбро составляют 50%–60% разреза, базальты и диабазы 40%–50%, серпентинизированные перидотиты ~0.5%–3%.

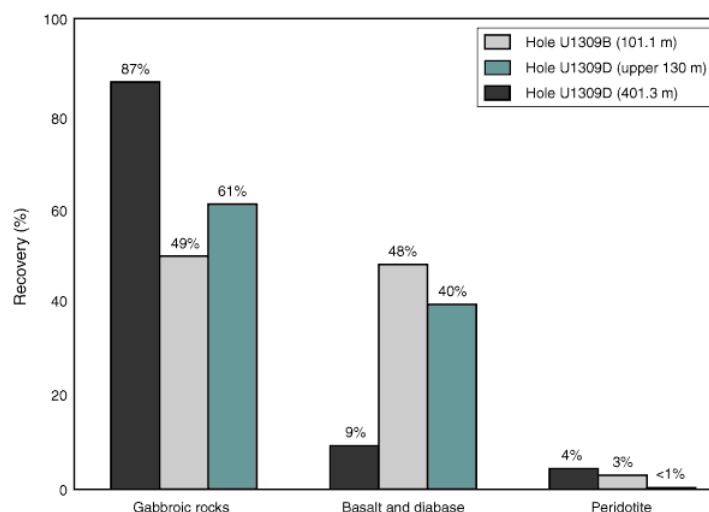


Рис. 230. Петрографический состав керна скв. U1309B и U1309D.

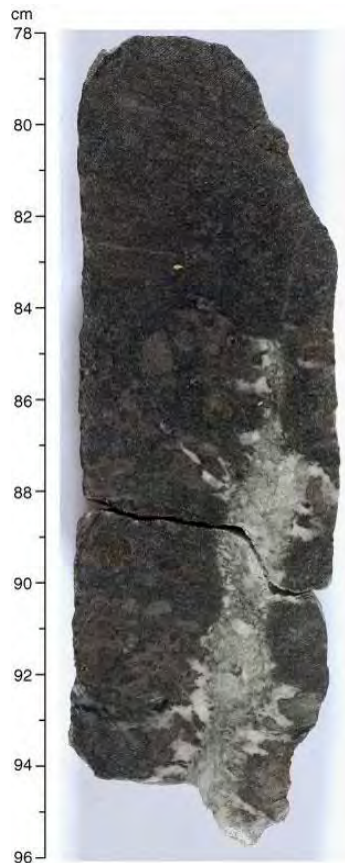


Рис. 231. Поздние магматические лейкократовые жилки в керне 304 – U1309D.

В 401 м керна скв. U1309D присутствуют: 87% – габбро, <10% – базальты и диабазы и 4% серпентинизированные перидотиты. Базальты и диабазы сосредоточены в верхней части скв. U1309. Диабазы не обнаружены в разрезе глубже ~127 м в рейсе 304. Их интрузивные контакты показывают, что они являются наиболее поздними в истории магматизма скв. U1309. Субгоризонтальная магматическая полосчатость подтверждается палеомагнитными и данными каротажа, позволяя считать, что диабазы скв. U1309D и U1309B образуют группы субгоризонтальных силлов. Границы силлов обозначаются закаленными контактами. Отдельные силы имеют мощность порядка 2–8 м. В разрезе тела габбро (>300 м мощностью) секутся многочисленными поздними и тонкими лейкократовыми дайками диабазов, поздними эпизодами интрузии фракционирующей магмы.

Ультрамафиты скв. U1309 представлены двумя типами, каждый из которых может рассматриваться или в качестве продукта кумулятивных процессов, или являться частью разрезов габбро.



Рис. 232. Фото (А) ультрамафиты с кумулятивной структурой (В) реститовые мантийный перидотит.

Два коротких интервала ультрамафических пород вскрыты в верхних 100 м скв. U1309В и U1309D. Четыре интервала серпентинизированных перидотитов ~61, 132.5, 172–173 и 224 м были вскрыты в скв. U1309D и включают гарцбургиты и дуниты. Гарцбургиты скв. U1309В имеют $Mg\#$ ($100 \times Mg/[Mg+Fe]$) 90 и 91. Низкие содержания CaO и Al_2O_3 в этих гарцбургитах позволяют считать, что их протолитом были перидотиты, сходные с перидотитами рейса 153 23°N CAX (Casey et al., 1997). Ультрамафиты скв. U1309D: верлит ~ 61 м и, дунит и гарцбургит ~171 м. Mg верлита 83, отмечено низкое содержание Ti (<1 вес. %), и высокое Fe_2O_3 (15 вес. %).

Образцы ультрамафитов с глубин 171 м имеют высокое содержание Ca (1.15 вес. %), Fe_2O_3 (10.03–10.84 вес. %) и низкий Mg (88.9–89.6). Минеральные ассоциации пород скв. U1309 фиксируют события от магматических условий (>1000°C) до условий метаморфизма цеолитовой фации (<200°C) в течение воздымания и денудации массива Атлантис. Наиболее экстенсивные изменения, зафиксированные в породах скв U1309, представлены гидратацией, проявленной в условиях более низких, чем условия фации зеленых сланцев.

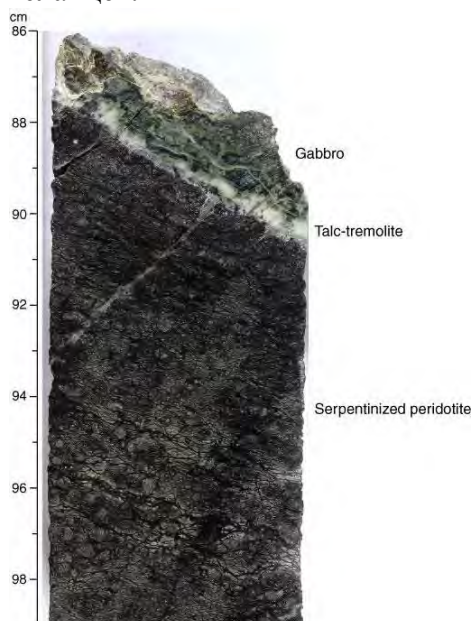


Рис. 233. Контакт между грубозернистым габбро и гарцбургитом в скв. U1309В. Обратите внимание на тальк-тремолитовую полосу между габбро и перидотитом и на серпентинизацию перидотита.

Интенсивность гидратации уменьшается с глубиной и локализуется около небольших даек габбро ниже ~350 м. Наиболее интенсивные изменения ассоциированы с зонами брекчирования выше 60 м.

Скв. U1310 находится в ~9.3 км западнее центра рифтовой долины.

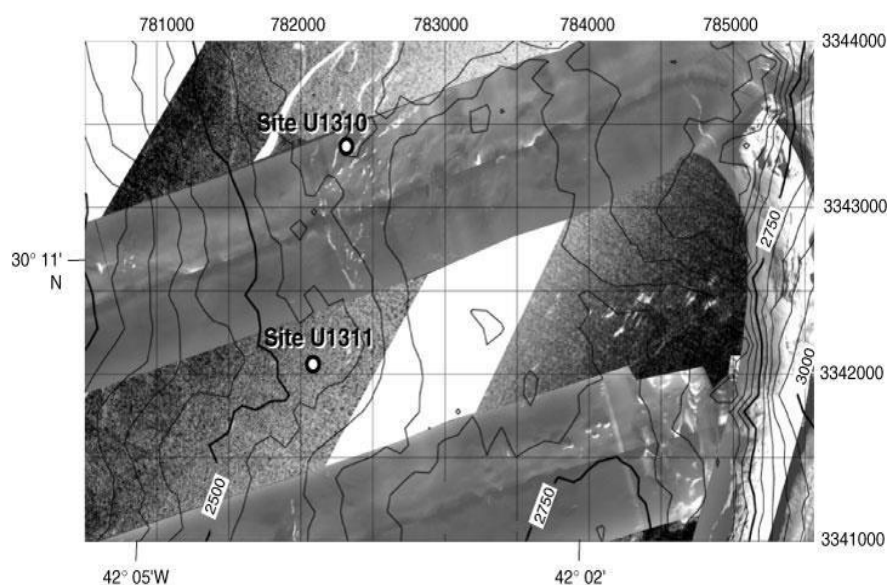


Рис. 234. Показана площадь 5 x 3 км; батиметрические контуры проведены через 350 м.

В скв. U1310A (глубина 2583 м) вскрыто 6 м нелитифицированных микрофоссильных илов. Без керна получено также ~1 кг обломков базальтового материала с палагонитизированным стеклом (размер от 10 см до пыли). Фрагменты (угловатые или округлые) палагонитизированного стекла инкрустированы часто карбонатным осадком или железомарганцевыми оксидами.

Первый керн скв. U1310B (глубина 2583.5 м) – 1.3 м содержал небольшие обломки базальта размером в кулак и более мелкие куски в интервале 13.5 м ниже 5 м осадочного покрова. Большинство

базальтовых обломков керна 304-U1310B-1R изменены, количество миндалин 3%-5%. Зоны палагонита распространены по внешней части обломков. Район заложения скв. U1311A (глубина 2552 м) по данным камер подводного наблюдения покрыт слоем ила и обломков. Вначале пройдено 3.5 м неконсолидированного ила. Затем – 1.5 м (13%) обломков пористых плагиоклаз-оливиновых базальтов. Трещины в обломках базальтов окрашены в темно-коричневый цвет. Во внешней кайме некоторых обломков видны многочисленные кольца Лизеганга, свидетельствующие о начальных изменениях. В базальтах участками присутствует оранжевый и зеленый смектит в миндалинах и смектит, развитый по оливину.



Рис 235. Базальт скв. U1311A.

Базальты и диабазы ограниченно присутствуют в керне скв U1309 и не обнаружены глубже ~127 м. Для

сравнения данных, полученных в поднятии Атлантис, далее приводится керн скважин программ ODP, вскрывших габбро и перидотиты в различных участках Мирового океана.

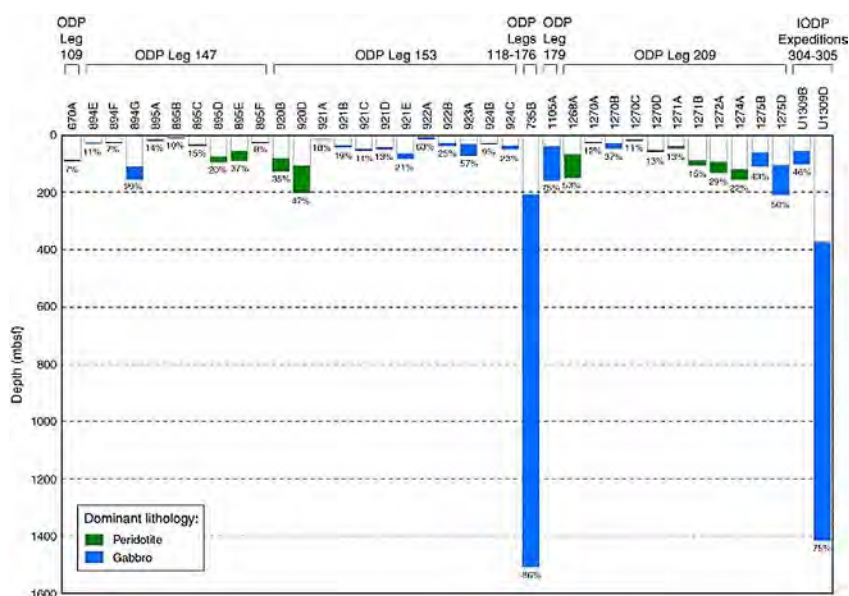


Рис. 236. Скважины, вскрывшие породы нижней коры и верхней мантии, пробуренные в пределах или вблизи COX в процессе выполнения программ ODP и IODP.

Керн скв. U1309 показывает, что диабазы скв. U1309D и U1309B являются наиболее поздними образованиями и присутствуют в виде субгоризонтальных пластин или силлов и имеют закаленные контакты и в некоторых случаях величина остаточной магнитной восприимчивости систематически изменяется от верхней к нижней части силлов. Мощность отдельных силлов варьирует в пределах от 2 до 8 м. Вариации химического состава и базальтов, и диабазов зависят от степени их изменений. Наиболее экстенсивные изменения в керне скв. U1309 – гидратация, проявленная в условиях ниже, чем фация зеленых сланцев. Интенсивность гидратации уменьшается с глубиной. Изменения различных разновидностей пород показаны на рисунке.

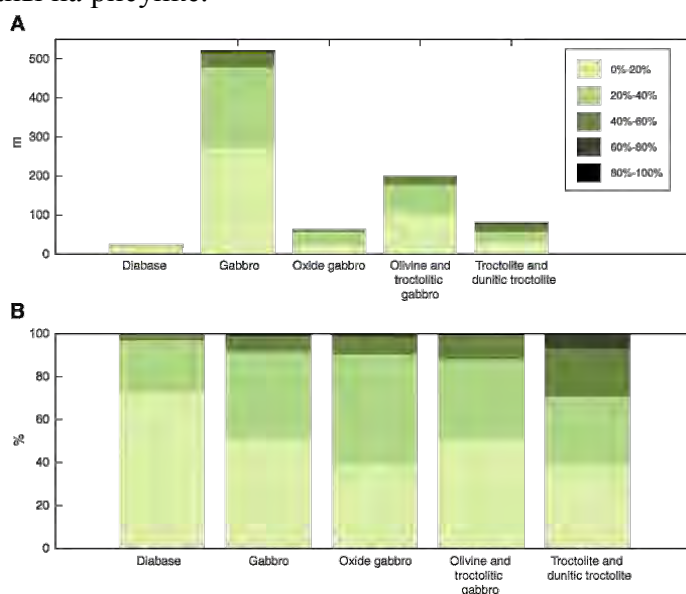


Рис. 237. Соотношения степени изменений (A) для отдельной литологической разновидности (B), отнесенные к 100%.

Сравнительно недеформированная природа plutonic разреза массива Атлантис вступает в противоречие с представлениями о процессах формирования океанической литосферы. Ориентация интрузивных контактов там, где они сохранились, обычно субгоризонтальна и полого падающая – габбро-перидотит и диабаз-габбро – пластины или силлы. Наоборот, тонкие базальтовые

дайки преобладающе субвертикальны (65° - 80°) и имеют закаленные контакты.

В заключение описания керна скважин, пробуренных на непосредственном фланге САХ, авторы описания разрезов керна в пробуренных скважинах отмечают следующее. По материалам бурения экспедиции 304 на поднятии Атлантис, материалам подводных исследований Argo II и Alvin в районе заложения скважин дно покрыто тонким слоем неконсолидированных осадков, который в отдельных местах прерывается линейными полосами обломочных полей (rubble fields) (Blackman et al., 2004). В участках, лишенных осадочного покрова, обнаружено распространение тонкого слоя (шапки) литифицированных карбонатных отложений, перекрывающих пологий рельеф основания. Драгирование, проведенное Alvin на центральном куполе, показало присутствие обломков измененных metabasalts и серпентинитов (Blackman et al., 1998, 2004). Сква. U1309G (глубина 1872 м) расположена в области широкого распространения литифицированных карбонатных отложений, залегающих выше основания. В интервале 3.5 м вскрыто 0.91 м микрофосильного ила с тремя тонкими (2-3 см) интервалами базальтовых гиалокластитов, стекло которых окислено в палагонит. Вскрыто чередование илов, гиалокластитов и глинистого материала с округлыми обломками metabasalts. Последние могут быть осадочными конгломератами. В сква. U1301A (глубина 2583 м) вскрыто 6 м нелитифицированных микрофосильных илов. Без керна получено также ~1 кг обломков базальтового материала с палагонитизированным стеклом (размер от 10 см до пыли). Фрагменты (угловатые или округлые) палагонитизированного стекла инкрустированы часто карбонатным осадком или железо-марганцевыми оксидами. Район заложения сква. U1311A (глубина 2552 м.) по данным камер подводного наблюдения покрыт слоем ила и обломков. Вначале пройдено 3.5 м неконсолидированного ила. Затем 1.5 м (13%) обломков пористых плагиоклаз-оливиновых базальтов. Трещины в обломках базальтов окрашены в темно-коричневый цвет. Во внешней кайме некоторых обломков видны многочисленные кольца Лизеганга, свидетельствующие о начальных изменениях. Авторы описания керна подчеркивают то, что сравнительно недеформированная природа plutonic разреза массива Атлантис вступает в противоречие с представлениями о процессах формирования океанической литосферы.

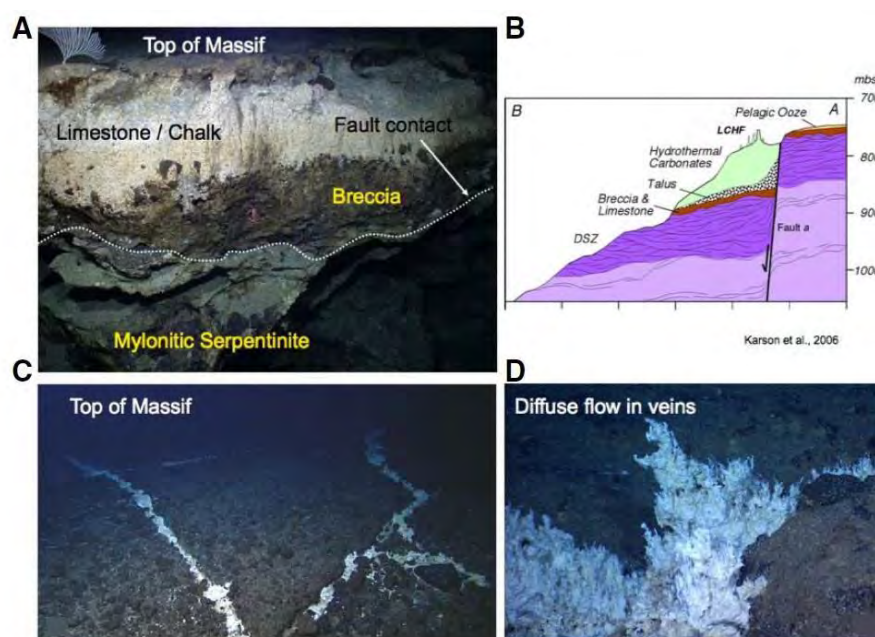


Рис. 238. Полевые взаимоотношения в изученной области южной части массива Атлантис. А – осадочная шапка, перекрывающая основание амфиболовых сланцев и серпентинитовых милонитов; В – те же отложения, перекрывающие гидротермальные отложения; С – шапка карбонатных отложений, рассекаемых гидротермальными карбонатами; D – те же карбонаты, локально прожилкованные диффузными флюидами и покрытые микробиальными плёнками. Früh-Green, G.L., Orcutt, B.N., and Green, S., 2015. Expedition 357 Scientific Prospectus: Atlantis Massif Serpentinization and Life. International Ocean Discovery Program. <http://dx.doi.org/10.14379/iodp.sp.327.2015>.

Рейсом 357 в пределах ранее изучавшегося поднятия Атлантис установлено, что в пробуренных скважинах полимиктовые осадочные брекчии, перекрываемые известняками мощностью 1-2, м образуют плоско лежащую шапку (сар), заактивированную на значительной площади поднятия Атлантис.

Завершая рассмотрение сведений, полученных в процессе бурения скважин рейса 304, можно выделить два принципиальных факта: 1) кристаллические породы перекрыты маломощными осадками, представленными или пелагическими осадками, или неритовыми фациями карбонатных отложений; в том и в другом случаях отмечается присутствие окатанных галек пород основания; породы обломочного слоя в ряде случаев ориентированы линейно; породы обломочного слоя значительно изменены, окислены, присутствуют кольца Лизеганга;

2) породы кристаллического основания – габбро и перидотиты – прорваны наиболее поздними дайками и силлами диабазов; дайки, габбро и перидотиты имеют массивные текстуры – не подвергались наложенным тектоническим деформациям и сопутствующим изменениям – массивны, не рассланцованы;

3) осадки и породы обломочного слоя, перекрывающие кристаллические породы, также не несут следов каких-либо деформационных воздействий, что позволяет предположить, что после выведения габбро и перидотитов на верхние уровни морского дна они не подвергались воздействию каких-либо дифференциальных движений, о чем свидетельствует также и горизонтальное налегание на них кайнозойского осадочного покрова, формирование которого, исходя из этого, происходило в статических условиях;

В соответствии с приведенными данными бурения в пределах системы – абиссальная равнина – фланг САХ – вершина склона медианной долины относительно кристаллического габбро-перидотитового слоя коры океанов выявляется следующее:

– в пределах абиссальных равнин под чередованием базальтовых покровов не обнаружено бурением материала основания коры;

– в пределах флангов САХ присутствие габбро и перидотитов выявляется бурением в основании разреза осадочных бассейнов, расположенных между хребтами – выходами коренных пород, в которых присутствуют, наряду с базальтами, габбро и перидотиты – генетически представляющие собой склоновые отложения – талус, формирование которых может быть связано с повышенной сейсмичностью и обрушением обломков со склона в основание осадочных бассейнов;

– и, наконец, только на вершинах склонов медианной долины фиксируется вскрытый бурением под покровом осадков малой мощности комплекс габбро и перидотитов, но при этом остаётся неясным процесс их формирования и, в частности, генетические взаимоотношения преобладающих габбро с чередующимися с ними перидотитами.

Асейсмичный хребет.

В Атлантическом океане, в отличие от Индийского океана, выявлен и изучен глубоководным бурением один асейсмичный хребет, расположенный в южной приафриканской части океана. Ниже приводятся результаты бурения в Китовом хребте и рассматриваются некоторые предварительные итоги бурения.

Рейс 74. Китовый хребет, 1984. Moore, T.C, Jr., Rabinowitz, P.D., et al., 19 Init. Repts. DSDP, 74: Washington (U.S. Govt. Printing Office)// doi:10.2973/dsdp.proc.74.1984.

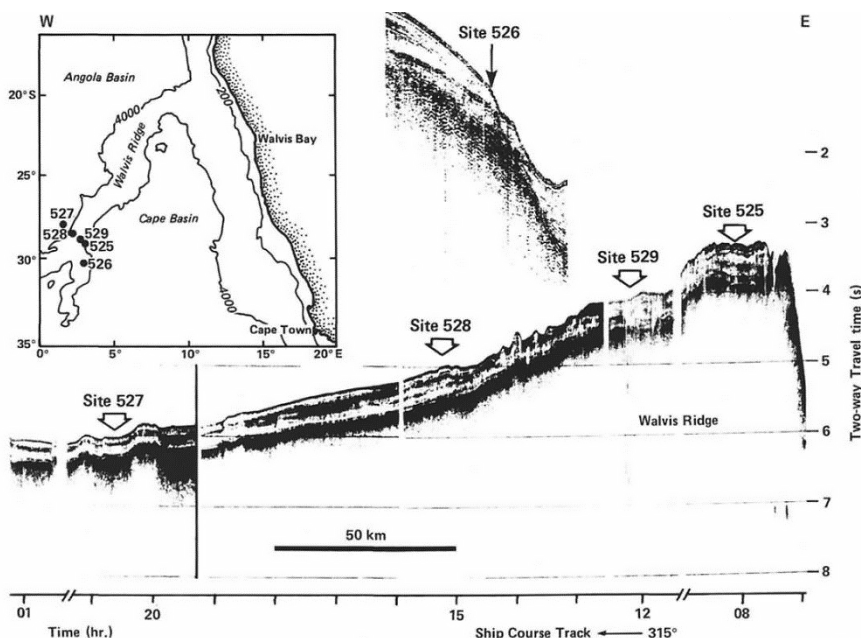


Рис. 239. Карта размещения скважин рейса 74.

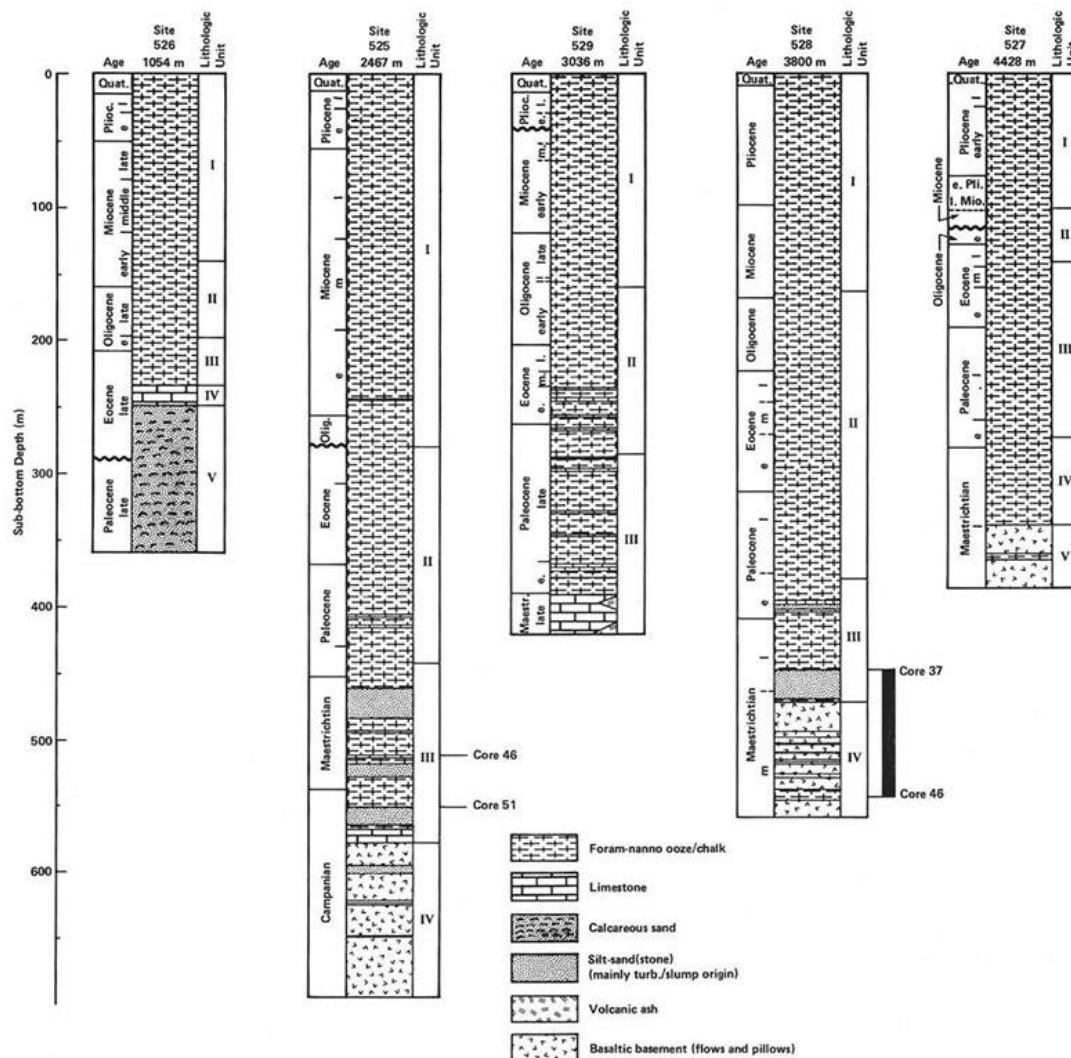


Рис. 240. Сопоставление разрезов по скважинам 525-529 рейса 74 (Китовый хребет). Условные обозначения (сверху вниз):

- фораминиферо-нанофоссильный ил/мел
- известняк
- известковистый песок
- аригилито-песок (песчаник) (в основном, турбидиты и оползневые образования)
- вулканический пепел
- базальтовое основание (потоки и подушечные лавы)

Обратить внимание на чередование в разрезах базальтов с прослоями вулканокластических песчаников и вулканического пепла.

Рейс 74. Скв. 525А. Глубина – 2477 м.

Древнейшие осадочные породы: вулканические известковистые аргиллиты – *нижний маастрихт*.

Основание: базальты с прослоями осадков.

Пачка 2 – циклических осадков, циклы от 10 см до 1 м начинаются сверху и продолжаются до основания. Переходная зона, оливково-зеленый мел, желто-серый. Ниже переходной меловой зоны появляются, наряду с меловыми прослоями, известковистые аргиллиты и песчаники и доломитизированные известняки. Цвета преимущественно серые. Фрагменты вулканических пород, палагонит и кислое (?) стекло. В обломочных прослоях обломки раковин *Inoceramus*. Первая треть и половина разреза скв. 525А – турбидиты. Разрез начинается с булыжниковых и галечных конгломератов в основании, затем сменяется конгломератами и песчаниками, аргиллитами и известковистыми аргиллитами наверху. Основание турбидитов маркируется резким контактом с подстилающими доломитовыми известняками. Остаточная часть разреза до основания представлена пестро окрашенными (серыми, красными) известняками, кремнями и вулканогенными породами. Здесь также обнаружены фрагменты раковин *Inoceramus*, фрагменты кремней. Вулканогенная природа аргиллитов подчеркивается присутствием большого количества вулканического стекла, фрагментов пород и палагонита.

Степень изменения миндалекаменных стекловатых афировых и порфирированных базальтов варьирует от средней (только по границам зерен) до экстремальной, в которой все зерна замещены минералами глин.

Рейс 74. Скв. 527. Глубина – 4428 м; проходка – 384,5 м.; керн – 243,9 м.

Древнейшие осадочные породы: известковистый аргиллит – *средний маастрихт*.

Основание: базальты, чередующиеся с осадками.

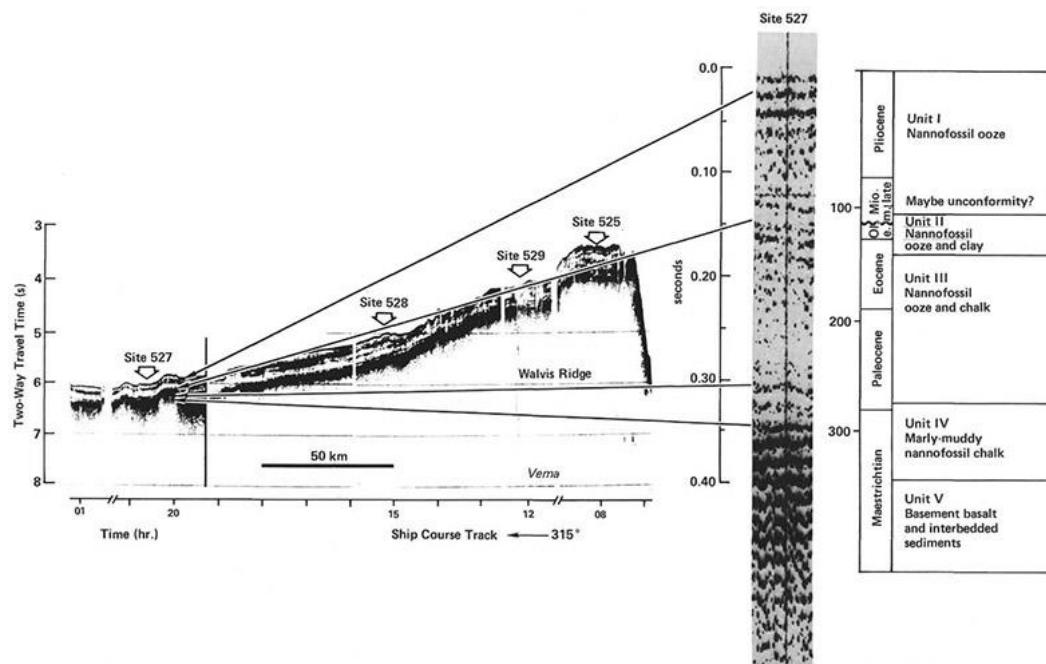


Рис. 241. Корреляция между сейсмической записью и литостратиграфической колонкой скв. 527.

Пачка 4 – надбазальтовая (275,0-341,5 м) – 66,5 м – сложена светло-коричневым до палево-коричневого доломитом (270-280,5 м) и пестроцветным преобладающе красноватым, коричневым до розового нанофоссильным мелом. В основании этой пачки граница К/Т обозначена резкой сменой окраски. Нанофоссильный мел пачки 4 характеризуется присутствием вулканического стекла и палагонита, количество которых возрастает с глубиной.

Пачка 5 – чередование осадочных пород и комплекса базальтового основания (341,5-384,5 м) – 43 м. Керн содержит слой красновато-коричневого нанофоссильного мела (50 см) с высоким количеством вулканогенного материала. Керн 42 представлен розово-серым и красно-коричневым карбонатным аргиллитом с большим количеством вулканогенного материала.

Рейс 74. Скв. 528. Глубина – 3812 м, проходка – 441,0 м, керн – 272,8 м.

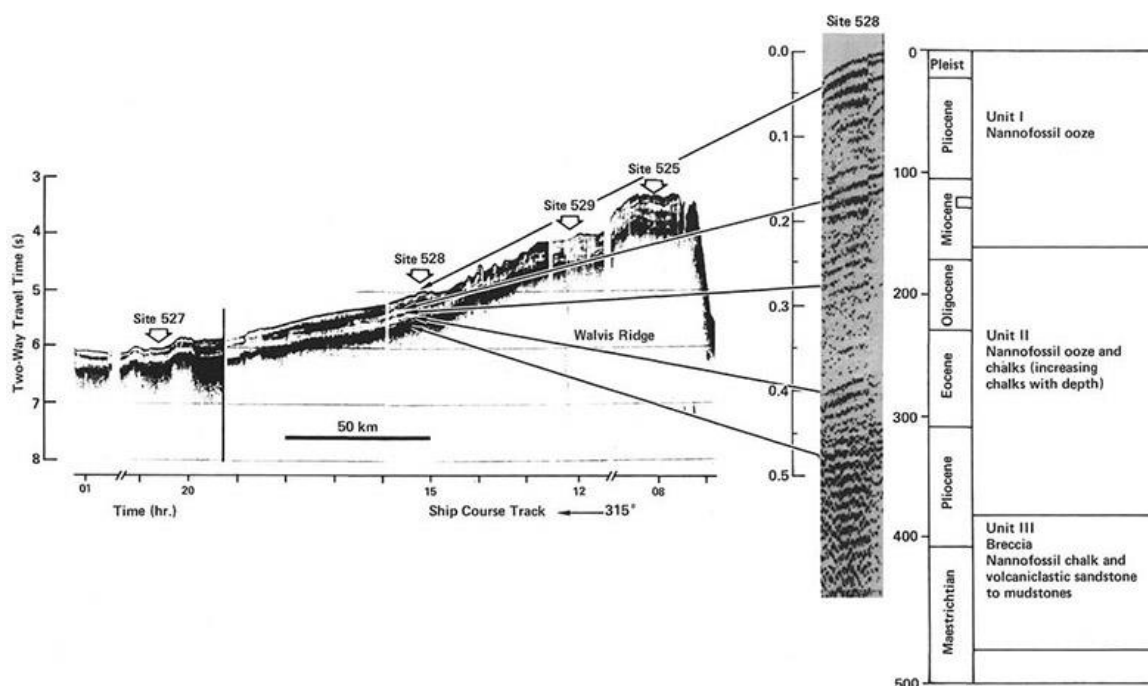


Рис. 242. Корреляция между сейсмической записью и литостратиграфической колонкой скв. 528

Пачка 4 – чередование осадочных пород и комплекса базальтового основания (474,5-555,0 м). Эта пачка состоит из потоков измененных базальтов и прослоев осадочных пород различной мощности (50 см – 4 м), которые представлены турбидитами, нанофоссильными известняками, карбонатными аргиллитами с плохо сохранившимися фораминиферами. Обнаружены в них фрагменты раковин *Inoceramus*.

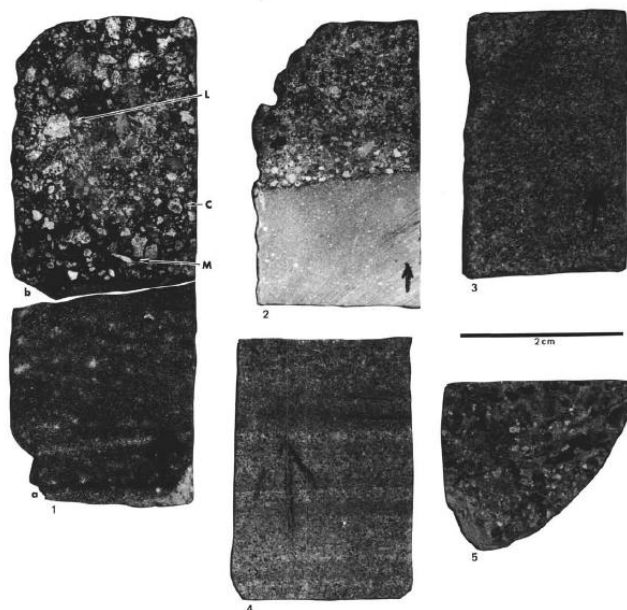


Рис. 243. Фотографии образцов турбидитов (вулканокластических обломочных пород) скв. 528.

В статье «Петрология и химия пород» Валвис Ридж; DSDP проект, рейс 74, скв. 525, 527, 528 Дж. Томпсон и С. Хамфрис, рассматривая предыдущие работы, отмечают, что базальты, драгированные с восточного окончания хребта, были интенсивно выветрелы, но, тем не менее, их петрохимические особенности свидетельствовали об их толеитовом характере, хотя по сравнению с СОХ они были обогащены Ti, K, Sr, Ba и Y.

Рейс 39. Юго-западная Атлантика, 1974. Supko, P.R., Perch-Nielsen, K. et al., 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 39: Washington (U.S. Government Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.39.1977.

Скв. 359. Хребет Валвис Ридж (Китовый хребет). Глубина – 1658 м. Пробурено – 107 м. Керн – 27,5 м.

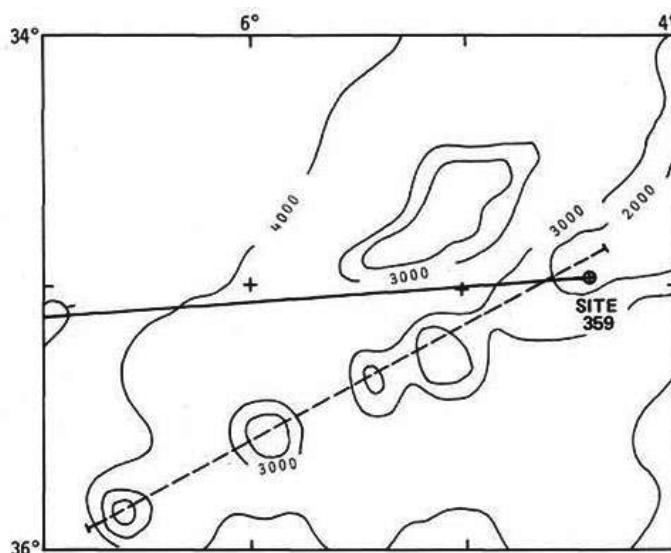


Рис. 244. Местоположение скв. 359 на Китовом хребте.

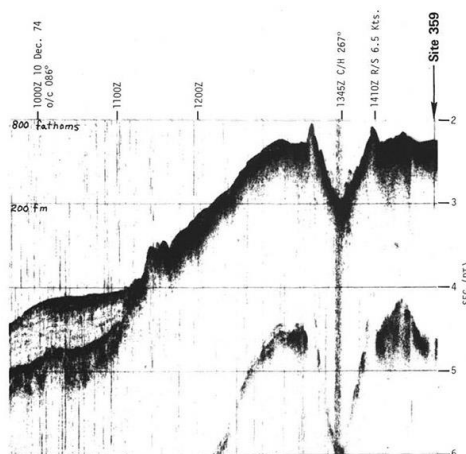


Рис. 245. Геофизический профиль района заложения скв. 359.

Скважина 359, в которой вскрыты трахитовые флюидальные туфы – игнимбриты (?), пробурена в осевой части хребта на вершине отдельной подводной горы. 7 метров верхнего эоцена и более молодых фораминиферо-нанофоссильных илов перекрывают 29 метров верхнеэоценовых известковистых вулканических илов. Важный перерыв отмечен в промежутке времени верхний эоцен – средний миоцен, а также в середине верхнего миоцена. Верхнеэоценовые обогащенные санидином вулканические туфы пробурены в интервале 86-107 м.

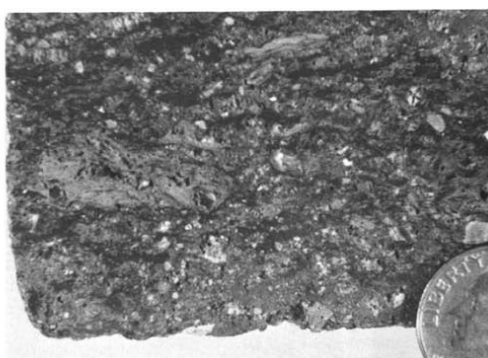


Рис. 246. Фотография фрагмента керна разреза Китового хребта трахитового флюидального туфа с пепловыми лапиллями и фенокристами калиевого полевого шпата. Монета для масштаба.

Присутствие в пачке 2 вулканических илов двустворок, брахиопод и отдельных кораллов свидетельствует о мелководных условиях. Ниже по разрезу пачка вулканических илов сменяется пепловыми туфами с многочисленными кристаллами полевого шпата, пироксена, биотита, фрагментами пемзы.

Основание осадочного разреза, *нижний – средний маастрихт*, базальты, чередующиеся с осадками. Надбазальтовая пачка сложена светло-коричневым до палево-коричневого доломитом и пестроцветным преобладающе красноватым, коричневым до розового нанофоссильным мелом. Степень изменения миндалекаменных стекловатых афировых и порфириковых базальтов варьирует от средней – только по границам зерен, до экстремальной, в которой все зерна замещены минералами глин. Характер основания не исключает возможность того, что Китовый хребет является континентальным фрагментом.

Скважины рейса 74 размещены в осевой части хребта и на его склонах. Во всех скважинах вскрыты субаквальные потоки лав, разделенные прослоями осадков. Химический состав вулканических пород основания близок субщелочным базальтам, а не к толеитовым базальтам MORB. Базальты представляли собой серию вулканов. Породы основания хребта датируются в интервале от 69 до 71 млн. лет. Он сформирован на серии аномально мелких отмелей, в составе которых преобладали мелководные карбонатные породы с со значительной примесью вулканогенного компонента. В *позднем палеоцене* ранее бывшие мелководными участки опустились ниже уровня моря. Бентосная фауна указывает на быстрое снижение уровня моря в *середине олигоцена*. Большинство пород содержат некоторые невулканические кластеры, главным образом, фораминиферовые и меньшее количество мелководных ископаемых остатков. Возникновение тахилитовых и эпикластических, крупнозернистых базальтовых обломков на протяжении всей вулканокластической деятельности указывает на извержения в условиях мелководья и, возможно, даже в условиях океанического островного вулканизма. Появление в скв. 528 трахитов?, пемзы с вкрапленниками К-полевого шпата и обилие таких обломков в скв. 525А может свидетельствовать о плинийском типе извержения, характерном для более зрелых этапов эволюции океанских островков.

Принципиально важно, что по ряду особенностей истории развития (цепочек океанических островов) Китовый хребет – единственный в Атлантическом океане – обладает сходством с типичными асейсмичными хребтами Индийского океана – Найнтист и Брокен Ридж.

Антильская дуга.

В данном разделе приводится итоговая авторская (авторы описания керна скважин) характеристика задугового бассейна Антильской дуги и сопредельного Северо-Американского желоба. Однако содержательная характеристика этих структур, весьма важных для геодинамики Атлантического океана, весьма ограничена. В заключительном разделе, где приводится попытка системного рассмотрения данных по геодинамике этого океана, могут быть использованы отдельные сведения о строении этих структур. В приводимом далее описании разрезов скважин, пробуренных на склоне желоба, сведения об его строении во многом против субдукции, но этот материал, безусловно, не достаточен для каких-либо построений и носит исключительно информационный характер.

Рейс 15. Задуговый бассейн Антильской дуги, 1973. N. Terence Edgar, John B. Saunders, Hans M. Bolli, Thomas W. Donnelly, William W. Hay, Florentin Maurrasse, Isabella Premoli Silva, William R. Riedel, and Nahum Schneidermann doi:10.2973/dsdp.proc.15.102.1973.

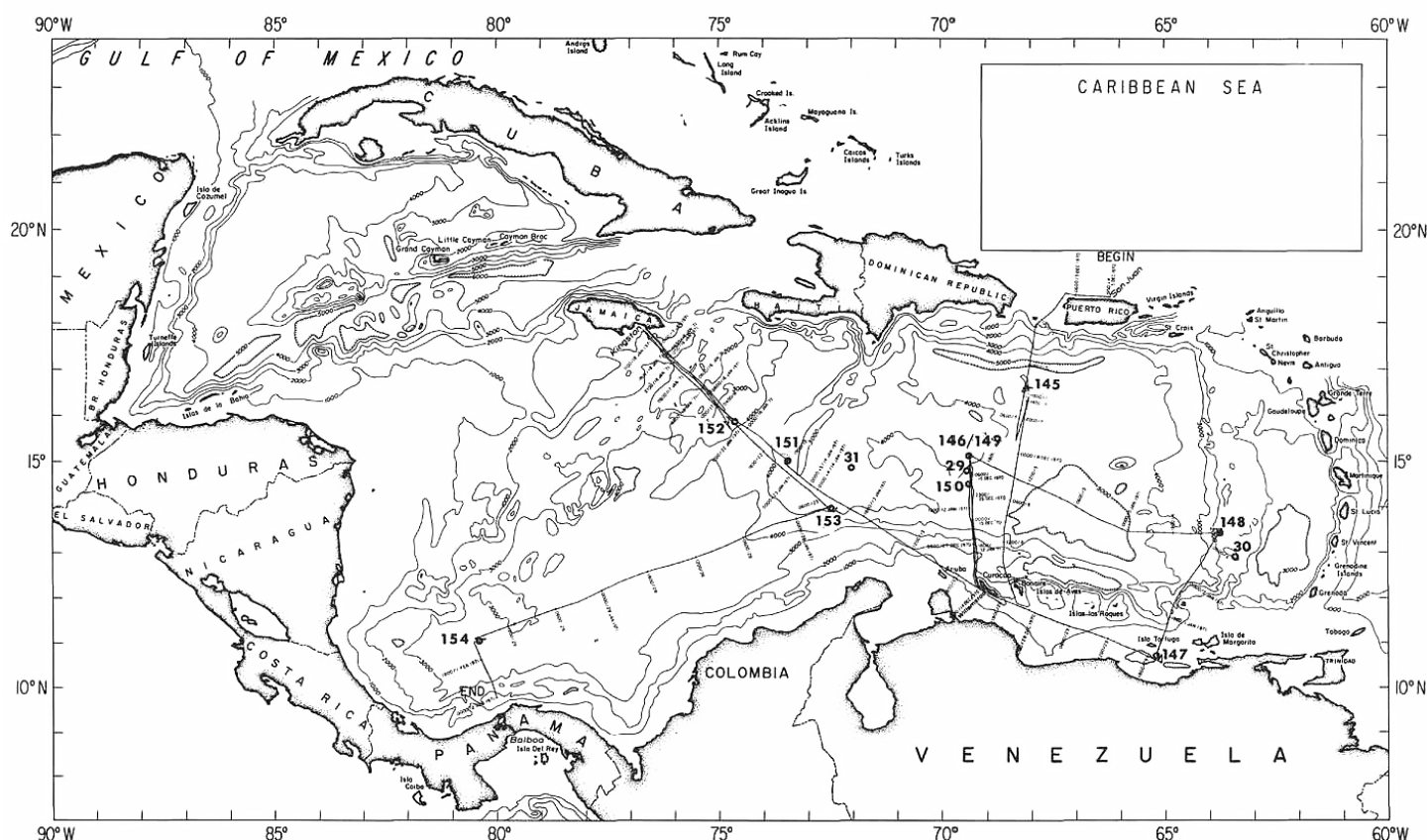


Рис. 247. Размещение скважин рейса 15.

Скважины пробурены в глубоких бассейнах-Венесуэльском и Колумбийском и на хребтах – Беата и Авес и одна скважина в мелководном бассейне на Венесуэльской континентальной окраине (бассейн Кюрасао). Изверженные породы вскрыты в пяти скважинах и возраст перекрывающих их осадков меняется от позднего *турона* до *сантона*. Сква. 146/149 – в верхней части разреза – *квартер* – *ранний миоцен* – илы и глины, ниже которых – *ранний миоцен* – *ранний эоцен* – илы, обогащенные вулканическими компонентами; ниже по разрезу – *палеоцен* – полулитифицированные глины с остатками фоссилий. Меловые отложения – *кампан* – *маастрихт* – глины и вулканические пески; поздний *турон* – *кампан* – известняки и глины. Известняки чередуются с долеритами основания. Сква. 147. Мелководная депрессия Кюрасао на континентальном шельфе Венесуэлы. Осадки голоцена с хорошо сохранившейся фауной-анаэробные глины с пиритом и доломитом не древнее среднего плейстоцена; присутствие метана. Сква. 148. Западная окраина поднятия Свелл – до 250 м – глины и известковистые глины с со следами вулканической активности в середине плейстоцена в Малых Антилах. Вулканические пески и глины отделяются несогласием, которое обозначено коричневыми фосфатными отложениями с оксидами железа, обозначающими субмаринное или субаэральное выветривание – период, лишенный осадконакопления, период эрозии. Сква. 150 в бассейне Венесуэла в 60 км от сква. 146/149. Глубина 4545 м. Отложения мела-мергели и глины. Несогласия – *ранний эоцен* – *ранний миоцен*; *ранний эоцен* – *сантон*. Сква. 151 – южное окончание хребта Беата. Глубина 2029 м. *Олигоцен* и более молодые осадки-мергели и биогенный мел. Несогласия – *ранний олигоцен* – *средний эоцен* и *палеоцен* – *сантон*. Несогласие в верхней части меловых отложений – слой окремненного твердого известняка. Меловые осадки – вулканические глины. Сква. 152 – нижняя часть склона Никарагуанского поднятия. Глубина 3900 м. Меловые отложения – твердые известняки и мел – окремненные. Базальные меловые слои – *кампан*. Известняки с фораминиферами кампана в виде включений в базальтах. Сква. 153. Впадина Аруба на самом юге хребта Беата. Глубина 3932 м. Глины и мергели – породы от среднего эоцена и моложе. Глины и мергели палеоцена перекрывают окремненную брекцию твердых известняков. Нижележащие меловые известняки и вулканические глины с многочисленными остатками рыб. Контакт осадки – базальт не вскрыт. Сква. 154. Расположена севернее Панамы на поднятии, которое воздымается над абиссальной равниной Колумбия. Глубина 3338 м. Вскрыты две литостратиграфические единицы: верхняя известковистых мергелей – *плиоцен-плейстоцен*. Отложения вулканические пески и глины – *ранний плиоцен* – *поздний миоцен* – с обломками древесины и переотложенных окаменелостей. Метан обнаружен в вулканических песках, перекрывающих вулканогенно-терригенные отложения.

Осадкообразование подразделяется на три фазы. Наиболее ранняя фаза – известняки или органические глины в условиях нерасчлененного рельефа и локально застойных бассейнов. Здесь широко распространены базальтовые пески и базальты. Этот эпизод постепенно переходит во вторую фазу – нормального пелагического режима карбонатного осадконакопления с прослоями пеплов – *средний миоцен*. В течение третьей фазы доминирует терригенное осадконакопление. Накопление терригенного материала было ограничено в *позднем мелу* – *раннетретичном* времени, но продолжалось накопление вулканического обломочного материала. В соответствии с материалами бурения во время *коньяк* – *сантон* режим стагнации происходил на западе Северной Атлантики, на юге и в центре Северной

Атлантики. Похоже, что факторы, контролирующие осадконакопление Карибского бассейна, были скорее региональными, чем локальными. По мнению авторов описания рейса более поздние дифференциальные движения между Америками являлись причиной тектонических движений, которые, в свою очередь, послужили причиной массивных излияний базальтов и формирования позднеюрского – раннемелового вулканически-осадочного комплекса. Период стагнации начался в конце сантона. Морская пелагическая седиментация продолжалась в раннетретичное время. Пелагическая седиментация доминировала в раннем и среднем миоцене.

Рейс 84. Срединно-Американский желоб и каньон Сан-Хосе на континентальном склоне, 1985. Von Huene, R., Aubouin, J., et al., 19 Init. Repts. DSDP, 84: Washington (U.S. Govt. Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.84.1985.

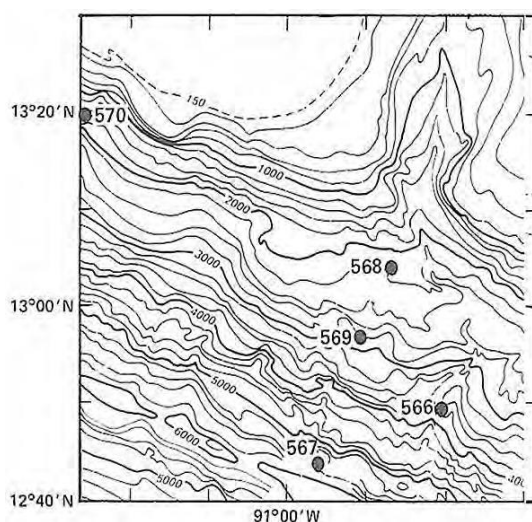


Рис. 248. Карта размещения скважин рейса 86.

Рейс 84. Сква. 565. Глубина 3111 м. Проходка 328,3 м, керн – 287,28 м. Основание осадочного разреза, *плиоцен – поздний миоцен*, зеленовато-серые аргиллиты. Вулканическое основание – не вскрыто.

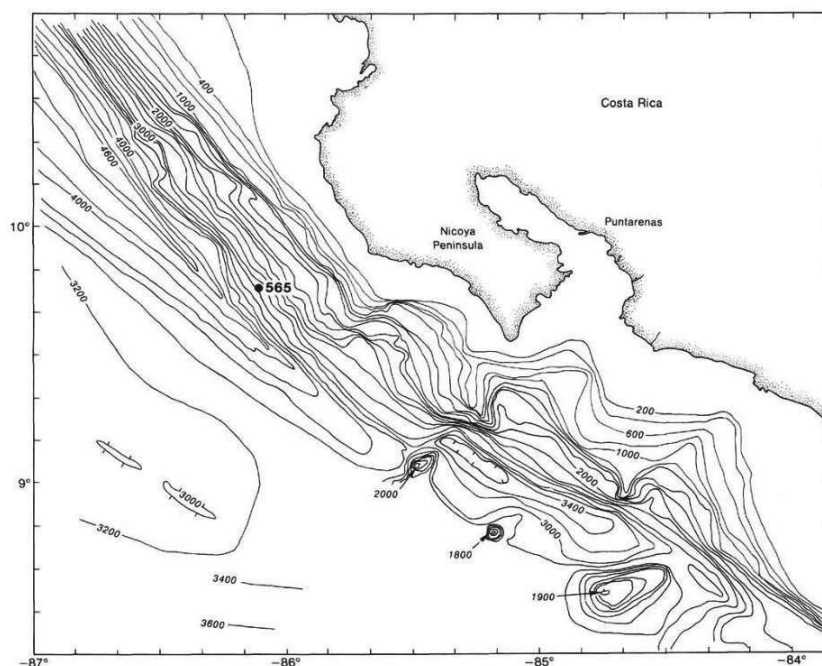


Рис. 249. Место расположения скв. 565.

Скважина расположена на нижнем склоне Срединно-Американского желоба в 20 км восточнее оси желоба и всего в 42 км западнее гористого побережья Коста-Рики.

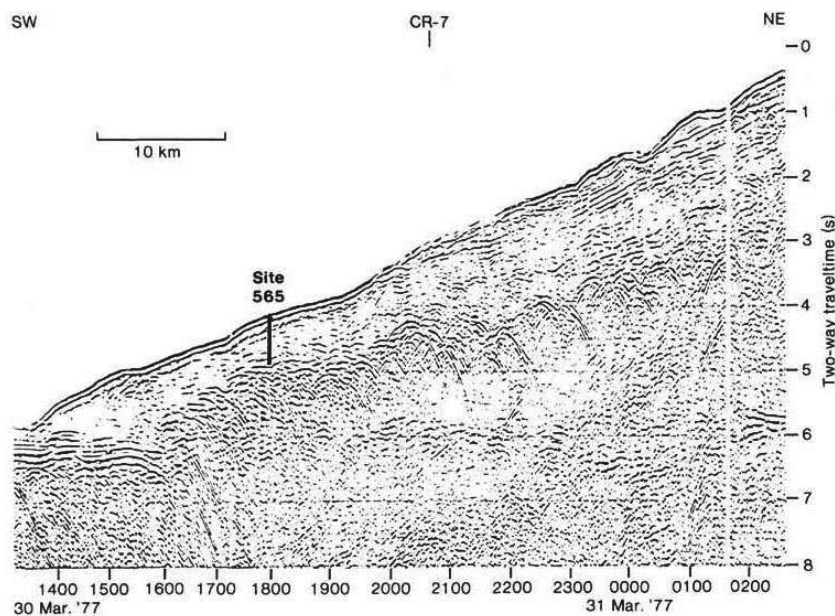


Рис. 250. Сейсмический профиль мест заложения скв. 565.

Пачка 1 – 0-328 м, *верхний плейстоцен – нижний плиоцен*, зеленовато-серые илы с примесью детритового материала: кварц, слюда, плагиоклаз, обрывки вулканического стекла. Присутствуют песчанистые горизонты. Бентосные фораминиферы и обрывки обуглероженных растений. Переотложенные фораминиферы миоцена и мела.

Рейс 84. Скв. 566. Расположена ниже склона Срединно-Американского желоба, на глубине 3700 м, в 22 км по направлению к береговой линии от оси желоба. Выбрана оттого, что здесь неглубоко под отложениями склона располагается акустический фундамент.

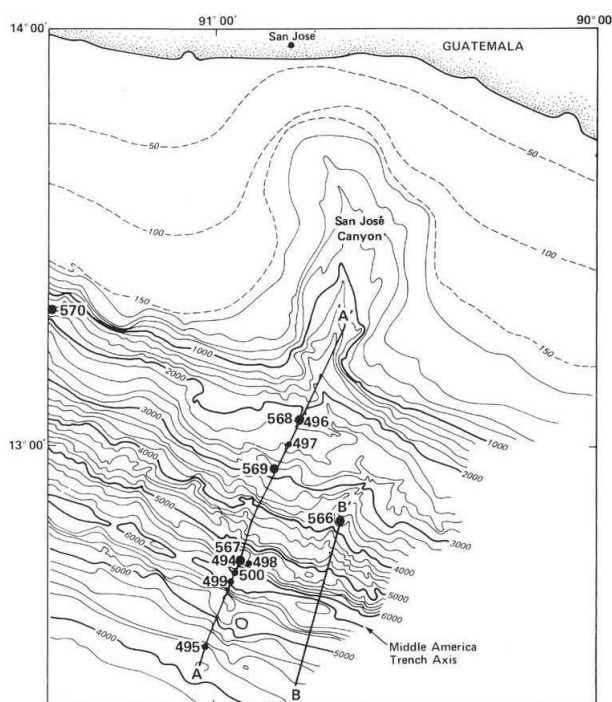


Рис. 251. Батиметрия района заложения скв. 566.

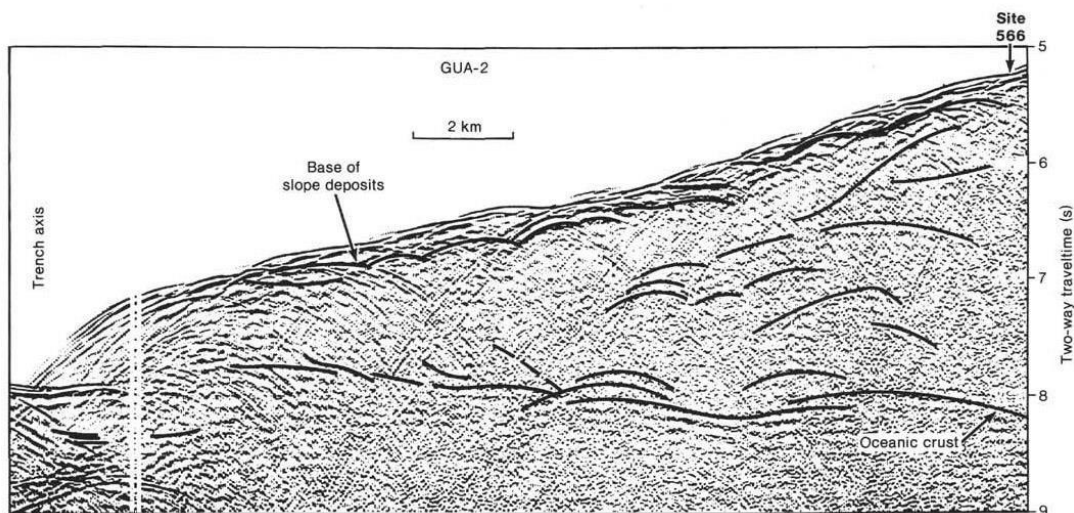


Рис. 252. Сейсмический профиль района заложения скв. 566.

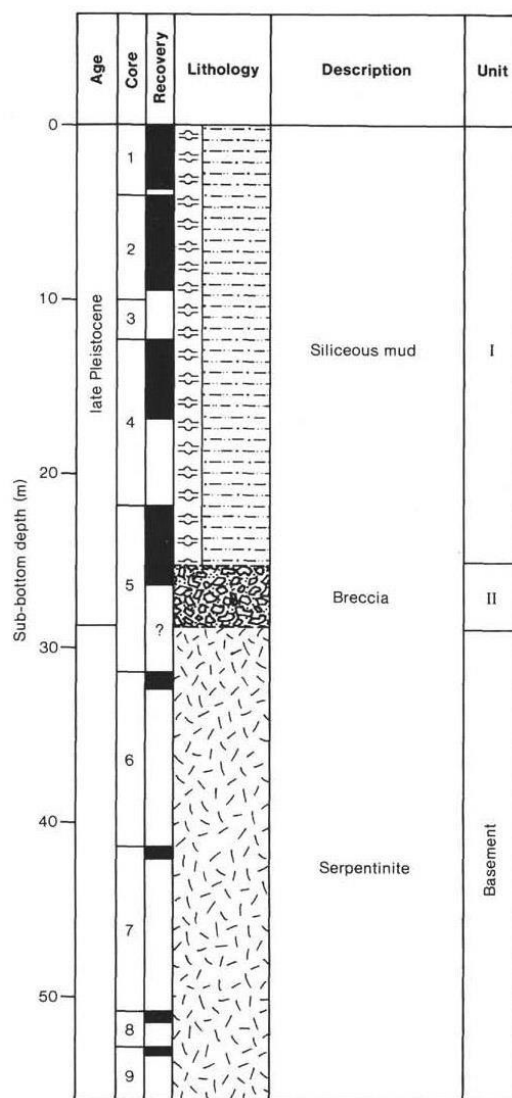


Рис. 253. Разрез по скв. 566.

Основание осадочного разреза: темно-оливково-зеленые аргиллиты – *верхний плейстоцен*. Изверженное основание: серпентинизированный перидотит. Пробурены 4 скважины, чтобы определить древнейшие отложения континентального склона и литологию акустического фундамента. Во всех скважинах были вскрыты доломитизированные выветрелые серпентиниты, которые разделены на 3 категории: 1) серпентиниты с содержанием около 20% неизмененных минералов; 2) серпентиниты,

почти не содержащие первичных минералов; 3) выветрелые серпентиниты, развитые по двум предыдущим типам. Эти серпентиниты доломитизированы. Первичными породами, скорее всего, были «гарцбургиты». Присутствие брекчий и процессы выветривания показывают, что эрозия в каньоне Сан-Хосе имела место в конце миоцена.

Пачка 1 – 5-26 м, *поздний плейстоцен*, песчанистый ил со слоистым чередованием прослоев. Обогащен песчанистым или галечным материалом: гальки серпентинитов; песчанистый материал – кварц, плагиоклаз; гальки – субокруглые, так же, как и песчанистые обломки; присутствует карбонатный обломочный материал.

Пачка 2 – 26-29 м, *поздний плейстоцен*, обломочная брекчия серая с черными обломками; обломки серпентинита размером до 3 см расположены в известково-доломитовом иле и частично сцементированы. Наблюдается увеличение размера обломков сверху вниз. Серпентинитовое основание вскрыто в интервале от 29 до 56 м. Серпентиниты выделяются в виде трех разновидностей: а) практически не содержащие первичных минералов; б) содержащие около 20% первичных минералов – оливин, энстатит, диопсид, коричневая шпинель; в) выветрелые серпентиниты развиты по обеим группам. Серпентиниты пронизаны жилками доломита.

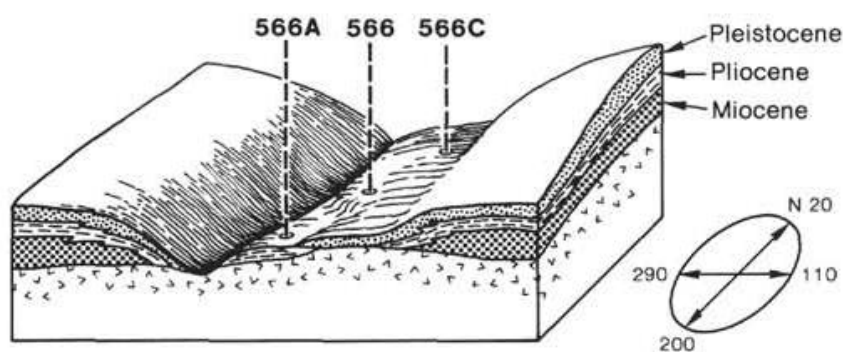


Рис. 254. Трехмерное изображение расположения скв. 566.

Рейс 84. Скв. 567. Глубина 5500 м. Керн – 263.4 м. Отсутствует аккреционной призма в основании континентального склона.

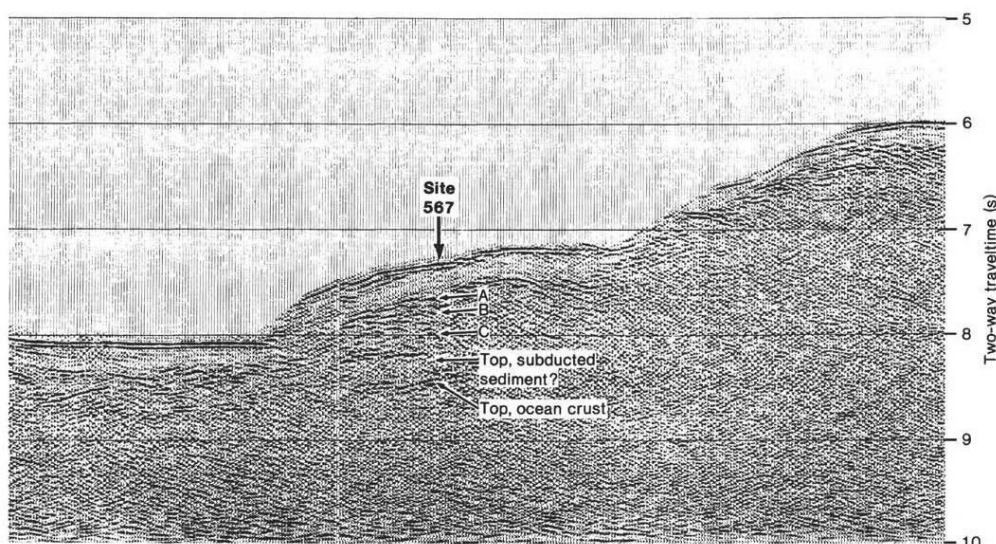


Рис. 255. Сейсмический профиль района заложения скв. 567.

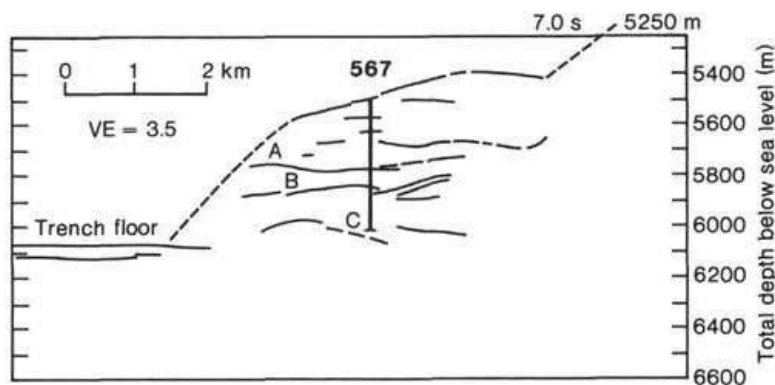


Рис. 256. Глубинный разрез района заложения скв. 567.

В разрезе скважины ниже несогласия в основании плиоцена выделяются следующие пачки – сверху

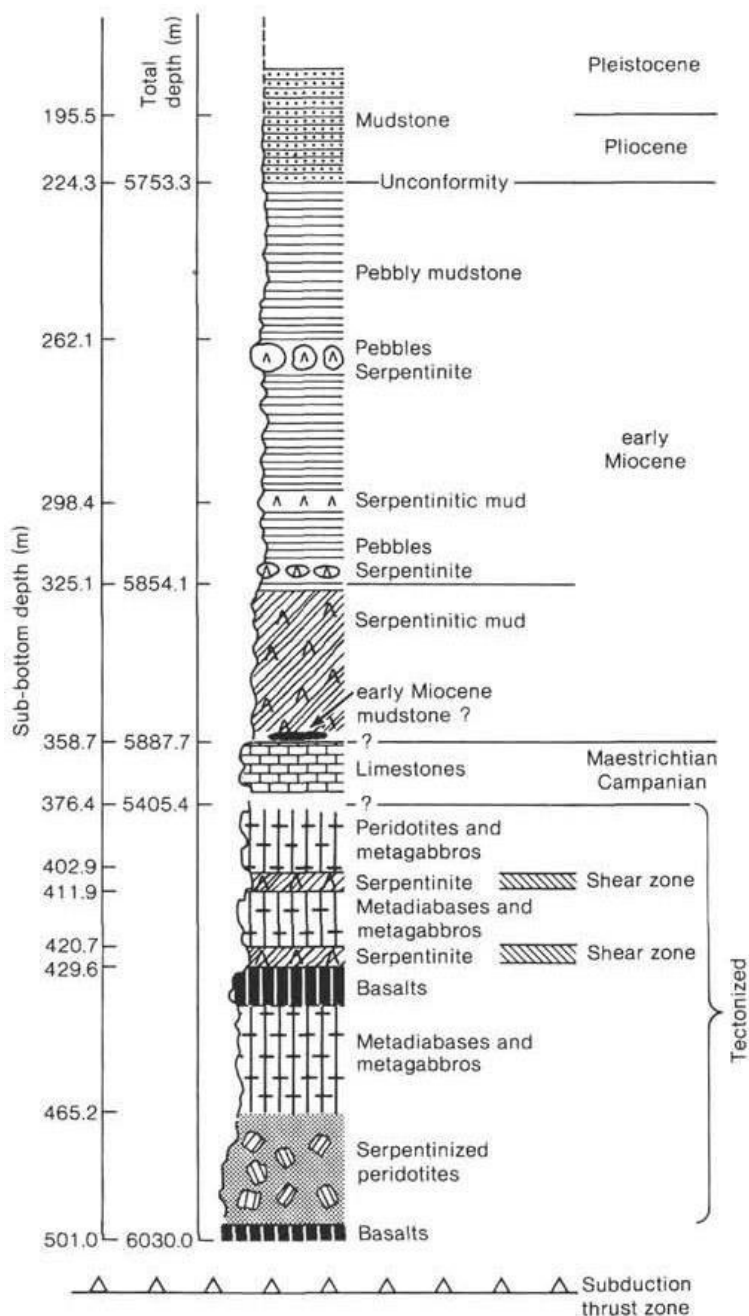


Рис. 257. Разрез по скв. 567.

Пачка 1 – 176-21,9 м, *плиоцен – плейстоцен*, оливково-зеленые глины, перекрывающие с несогласием пачку 2.

Пачка 2 – 214,9-318,2 м, *ранний миоцен*, оливково-зеленые глины с обломками от угловатых до

субокруглых – позднемиловых (кампан), среднеэоценовых и олигоценовых пород, включая гальки серпентинитов и прослой илов, образованных материалом серпентинитов.

Пачка 2а – 318-358 м, серпентинитовый ил.

Пачка 3 – 358,7-368 м, поздний мел – кампан – маастрихт, пелагические известняки, трещиноватые с прожилками. Основание – 368-501 м – пачки, разделенные рассланцованными серпентинитами:

368-402,9 м – комплекс габбро и диабазов; 402,9-411,8 м – рассланцованный серпентинит;

411,8-420,7 – габбро и диабаз;

420,7-429,6 м – рассланцованный серпентинит;

429,6-501 м – сверху-вниз: базальты, диабазы и габбро, перидотиты (гацбургит);

501 м – интенсивно деформированный базальт.

Рейс 84. Скв. 569. Глубина 2744м. Скважина расположена в средней части склона. Пробурено 351 м отложений *квартира* и позднего плейстоцена. Фундамент габбро и диабазов пробурен на глубину 14 м.

Основание осадочного разреза – *ранний эоцен* – аргиллиты. Изверженное основание – амфиболиты – измененные габбро и диабазы.

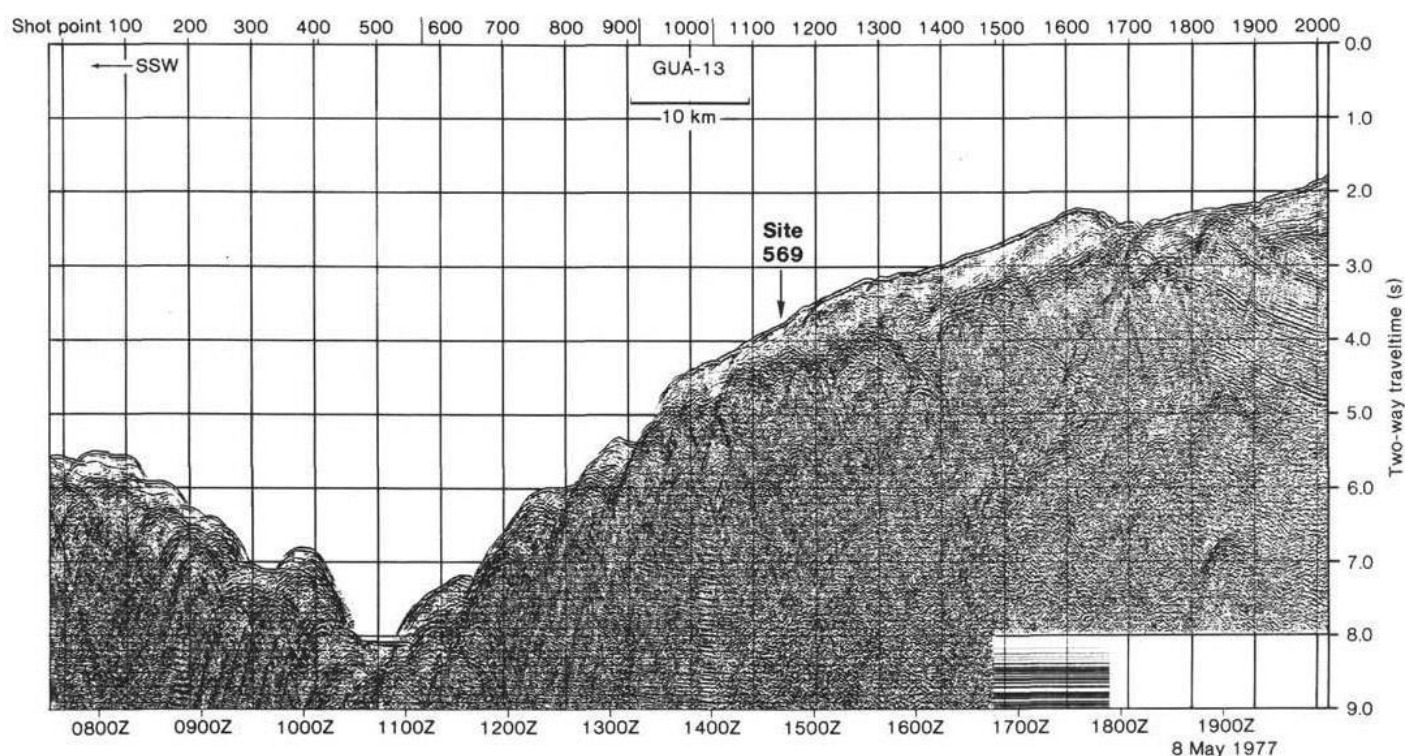


Рис. 258. Геофизический разрез района заложения скв. 569.

Пачка 1 – 0-57 м, *плейстоцен и поздний плиоцен*, зеленый ил с многочисленными прослоями пепла и туфового материала, вулканического стекла и обломков кварца, плагиоклаза, пироксена.

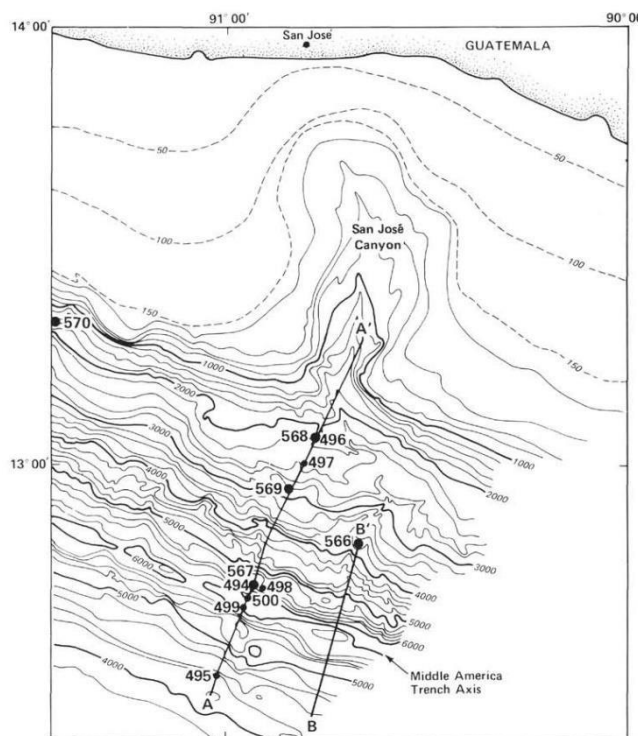


Рис. 259. Батиметрия и место расположения скв. 570.

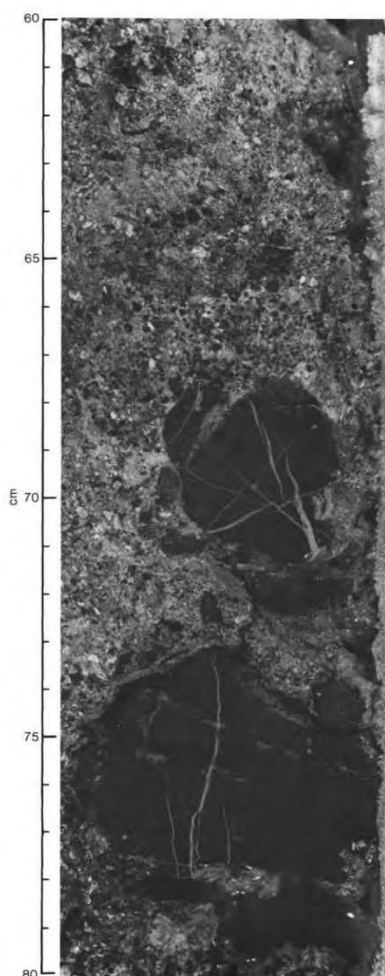


Рис. 260. Брекчия серпентинитов основания разреза скв. 570.

Пачка 2 – 27-250 м, – *миоцен*, зеленая глина, включая 57-77,9 м – *поздний миоцен*; 77,9-87,4 – *средний миоцен*; 87,4-231,4 – *ранний миоцен* и 231,4-250 м – *поздний олигоцен* – светло-зеленая глина известковистая.

Несогласия обнаружены между верхним плиоценом – миоценом, между верхним олигоценом и эоценом и между эоценом и изверженным основанием.

Основание, сложенное твердыми породами – 351-365 м – габбро и диабазами, в процессе зеленосланцевого метаморфизма превращенными в амфиболиты, рассеченные жилками цеолита.

Рейс 84. Скв. 570 расположена в верхней части склона Средне Американского желоба на глубине 1700 м, пробурена на глубину 401 м и остановлена в серпентинизированных перидотитах.

Пачка 1 – 0-208 м, *плейстоцен*, илы с песчанистыми прослоями и участками с прослоями галечников.

Пачка 2 – 208-255 м, *поздний миоцен*, зеленые илы с прослоями.

Пачка 3 – 255-330 м, позднемиоценовые илы, песчаник с редкими прослоями галечных песчаников около 1 м, прослоями черных песков и галечников раннего миоцена.

Пачка 4 – 330-374 м, *ранний эоцен*, светло-зеленые кремнистые известняки, вулканогенные песчаники с черно- красным галечником в основании пачки.

Установлены несогласия между ранним эоценом и поздним миоценом.

Основание – 354-401,9 м, серпентинизированные перидотиты с горизонтами голубовато-зеленых серпентинитовых илов в верхних 10 м пачки.

Обобщение по структурам.

Срединно-Атлантический хребт (САХ).

В предыдущих разделах рассмотрены материалы глубоководного бурения САХ от Северной Атлантики до Субантарктической Атлантики и на основании этих данных предпринимается попытка их осмысления-синтеза. Вначале следует обобщить сведения о возрасте и строении надбазальтовых частей разрезов и рельефе САХ и его флангов. Возраст надбазальтовых отложений в северной, экваториальной и в приантарктической частях САХ меняется во временном интервале *эоцен-миоцен*. Тот же возраст установлен в пределах флангов САХ. Мощность вскрытых осадков варьирует от первых до нескольких сотен метров. В ряде участков хребта (рейс 106/109) осадки практически отсутствуют; дно покрыто обломками базальтов и габбро –обломочный слой (rubble layer). Участки САХ, где отсутствуют осадочный покров, пространственно совмещены с коническим вулканом (вулкан Чероки), и лавовые потоки этого вулкана перекрывают обломочный слой. В участках распространения осадочного чехла состав надбазальтовых отложений представлен карбонатными брекчиями с обломками измененных – выветрелых базальтов. На флангах САХ кроме базальтов в карбонатных брекчиях присутствуют габбро и серпентиниты. Надбазальтовые песчано- гравийные отложения распространены преимущественно в северной части САХ. Здесь же в верхней части разреза – плиоцен- плейстоцен-практически отсутствуют пелагические фации осадков, которые в той или иной мере обогащены терригенным материалом. Эти данные могут являться свидетельством: 1) перерыва и эрозионного несогласия между базальтовым основанием и перекрывающими его осадками, 2) смены фациальных режимов осадконакопления – от излияния покровных фаций базальтов до формирования на них мелководных существенно карбонатных или терригенно-карбонатных отложений, содержащих обломочный материал уже выветрелых базальтов. Время такого перерыва устанавливается по факту практически повсеместного отсутствия в надбазальтовых отложениях осадков палеоцена. Формирование рельефа в условиях которого формируются надбазальтовые осадки, происходит до их отложения, так как в основании разреза в карбонатных неритовых фациях осадков присутствуют обломки базальтов, уже подвергшихся выветриванию. Такое положение достаточно отчетливо видно на сейсмических профилях, где осадки формируются между «хребтами», сложенными базальтами, подвергшимися выветриванию, в располагающихся между ними «бассейнах». Можно предположить, что палеоценовый перерыв соответствует времени формирования такого рельефа в осевой части САХ и на его флангах. Типичный пример рельефа «бассейнов и хребтов» может быть проиллюстрирован фото рельефа скв. 410.

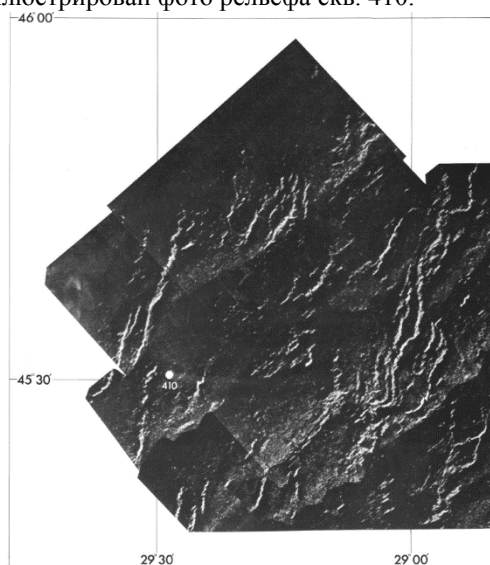


Рис. 261. Рельеф дна в районе заложения скв. 410.

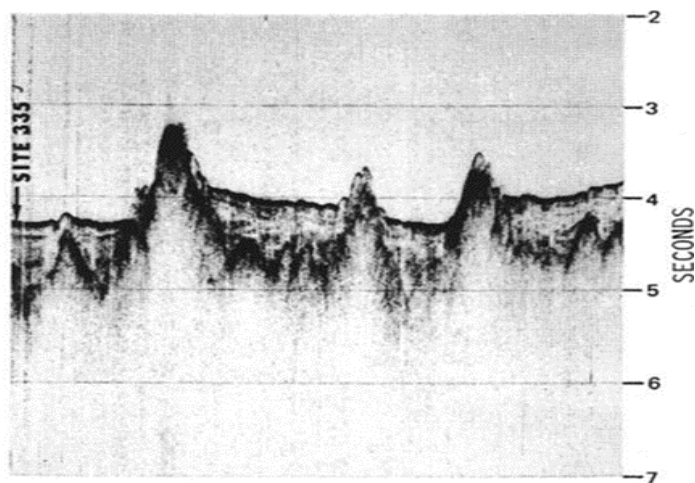


Рис. 262. Сейсмический профиль района заложения скв. 335. рейс 37. Западный фланг САХ.

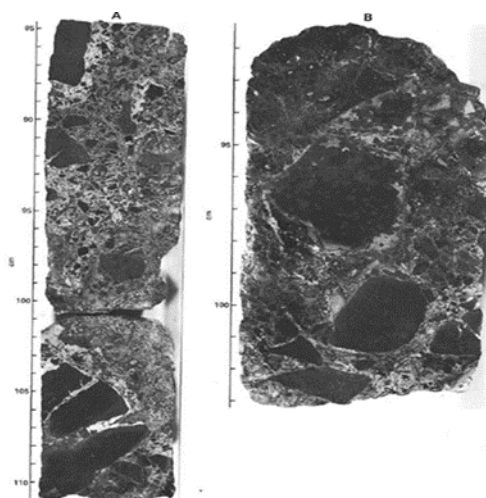


Рис. 263. Два образца нижней части горизонта базальтовой брекчии. Рейс 82. Скв. 556. Западный фланг САХ.

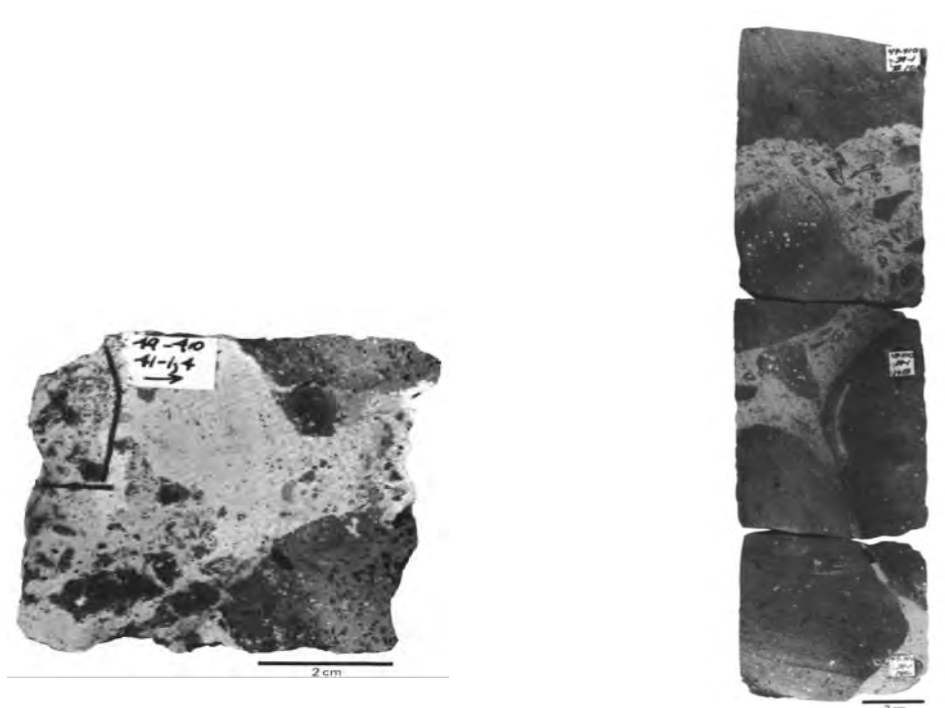


Рис. 264. Слева. Фрагменты базальтов, цементируемые известняковым матриксом в основании разреза бассейна. Справа. Базальтовая брекчия. Обломки базальта сцементированы известняком Скв. 410.

Абиссальные равнины.

В отличие от САХ, в пределах абиссальных равнин надбазальтовые осадки, которые формируются так же, как и во флангах САХ в пределах впадин, расположенных между базальтовыми хребтами, датируются преимущественно ранним мелом – *маастрихт* – *кампан*. По данным сейсмического профилирования вулканическое основание таких впадин, в отличие от флангов САХ, полностью перекрыто пелагическими осадками. Рельеф абиссальных равнин, скрытый под осадочным чехлом, как и в пределах флангов САХ, по данным сейсмического профилирования имеет характер «хребет- бассейн», но время формирования такого рельефа, в отличие от САХ, более раннее – до раннемеловое. В основании над базальтовыми отложениями, как и в пределах флангов САХ, вскрываются карбонатные брекчии с обломками выветрелых базальтов. По времени становления от абиссальных равнин запада Атлантики отличается приафриканская абиссальная равнина Гамбия, в пределах которой возраст надбазальтовых не карбонатных, а терригенных отложений заметно древнее – *окфорд* – *киммеридж*. Но и здесь в этом случае надбазальтовая пачка пород также содержит обломочный материал нижележащих базальтов, возраст которых до позднечуковский и по времени проявления относительно близок к покровным базальтам формации Карру. Базальты абиссальных впадин западной Атлантики по времени проявления близки к базальтам Параны. Различия западно – и восточно-атлантических окраин подчеркивают асимметрию как строения океана, так и истории его развития. При этом общими для этих окраин являются перерыв между вулканическим основанием и перекрывающими его неритовыми и терригенными осадками, содержащими обломочный материал базальтового состава, так же как и на флангах САХ уже подвергшийся окислительным изменениям (выветриванию) до момента отложения обломочного базальтового материала в надбазальтовые отложения. Важно подчеркнуть, что в пределах абиссальных равнин, так же, как и на флангах САХ, формирование рельефа этих структур происходит после того, как покровные базальты подверглись окислительным изменениям (выветриванию) и обломочный материал этих измененных базальтов в виде склоновых отложений – талуса – скатывался в карбонатные отложения бассейнов, которые формировались между базальтовыми хребтами.

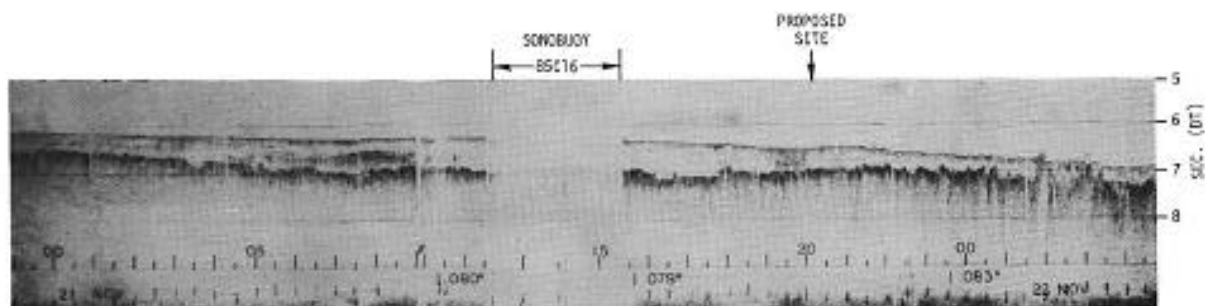


Рис. 265. Размещение скважины 355 в пределах Бразильской котловины.

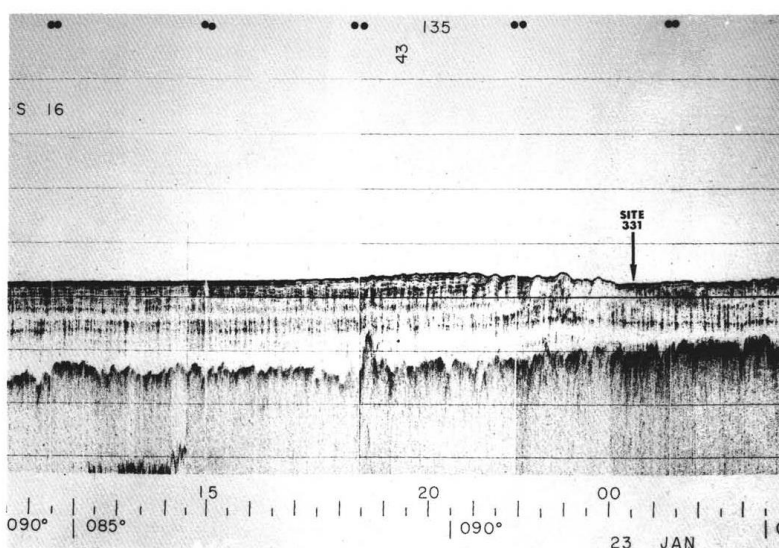


Рис. 266. Сейсмический профиль района заложения скв. 331. Рейс 36. Аргентинская котловина.

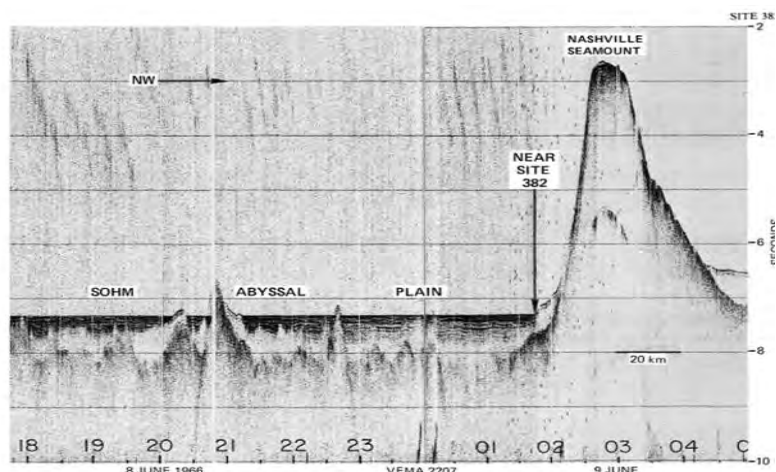


Рис. 267. Сейсмический профиль места заложения скв. 382. Абиссальная равнина Сом. Рейс 43.

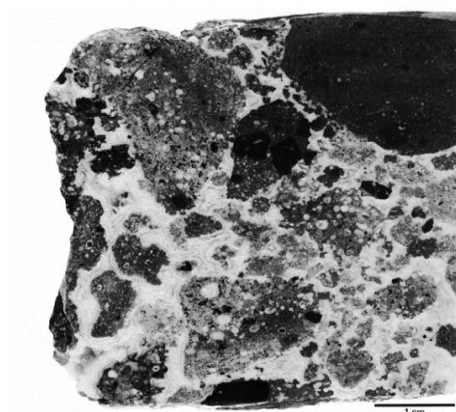


Рис. 268. Брекчия с карбонатным цементом. Видны фрагменты миндалекаменных базальтов. Рейс 43. Абиссальная равнина Сом. Скв. 382.

Континентальные окраины.

В континентальных окраинах так же, как и в сопредельных с ними абиссальных равнинах и окраинноконтинентальных поднятиях выявляются различия западно- и восточно-атлантических окраин. Типичными примеров западноатлантических окраин являются сектора северо-западной окраины Африки, развитие которых началось в триасе с процесса утонения коры и формирования в связи с этим серии бассейнов и разделяющих их поднятий. В течение ранней юры морские воды заполняли бассейны до глубин несколько сотен метров, что сопровождалось проседанием и распространением береговой линии к востоку. Образование разломов достигло максимума в поздней юре и сопровождалось значительной атлантической трансгрессией. Проседание продолжалось в раннем мелу, но осадкообразование этого времени происходило перманентно. В апте гемипелагические осадки (глинистые нанофоссильные илы) начали быстро отлагаться на склоне плато и накапливаться в альбе и сеномане. После периода эрозии и/или отсутствия осадконакопления в турон-сантоне и далее в кампане и маастрихте обломочные потоки активизировались в пределах окраины Галисии, чья карбонатная платформа возраста *титон-берриас* оконтуривает западный фланг Галицийской банки и является частью обширного позднелюрского карбонатного шельфа, протягивающегося от Альгарве к Лузитанскому бассейну, Галицийской банке и далее на восток к Большой банке Ньюфаундленда. В дальнейшем, в позднем мелу – третичном периоде платформа быстро погружалась на абиссальные глубины. Характерно, что здесь в восточной части окраин Атлантики базальтовый вулканизм проявлен в пределах Китового хребта. Нахождение базальтовых покровов на побережье именно в районе сочленения с хребтом не может быть случайным. Базальты серии Каокофельд участвуют и в строении хребта, и являются продолжением базальтовых тел системы Карру (точнее, серии Каокофельд). В отличие от восточной части Атлантики, в ее западной части на огромных пространствах материковых окраин Южной Америки, примерно от Магелланова бассейна на юге и до 20° ю. ш. на севере, вулканические толщи континента имеют в ряде районов непосредственную связь со вторым океаническим слоем при взаимном переходе их базальтовых комплексов. Между существующими ныне базальтовыми полями бассейна Парана и шельфовых впадин к началу апта — альба повсеместно были развиты вулканические покровы, перекрывающие докембрийские и палеозойские породы. Впоследствии они между этими бассейнами были размыты. На побережье, на северо-западе Атлантики протягивается на 1000 км цепь грабенов (не менее десяти) с базальтовыми слоями в основании. Принято считать, что образование этой серии

грабенов, сопровождавшееся интенсивным базальтовым магматизмом, началось с рубежа между средним и поздним триасом, а возможно, и на границе триаса и юры. Таким образом, по времени начало развития обеих континентальных окраин Атлантики близко к границе триаса и юры, но заметные отличия фиксируются в масштабах проявления базальтового вулканизма.

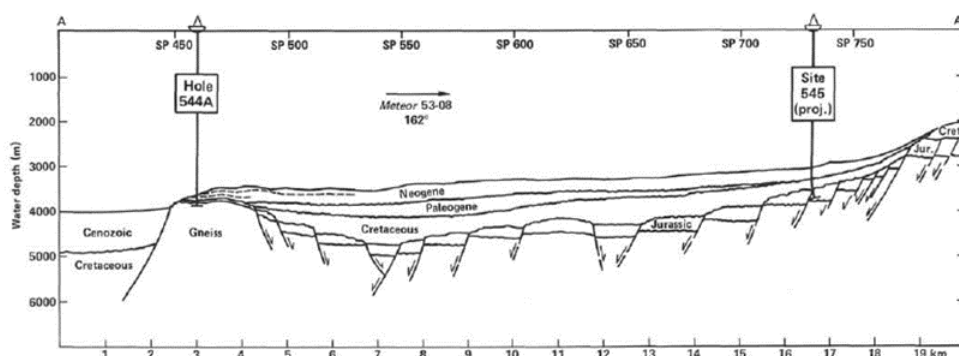


Рис. 269. Сейсмический профиль и разрезы по линии скв. 544-545. Континентальная окраина Западного Марокко (Рейс 79. Скв. 544А.)

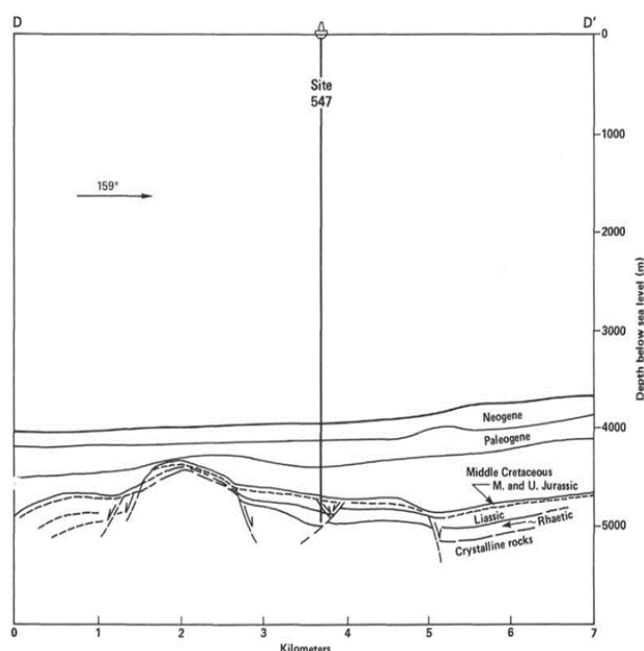


Рис. 270. Геологический разрез места заложения скв. 547 Континентальная окраина Западного Марокко (Рейс 79. Скв. 547).

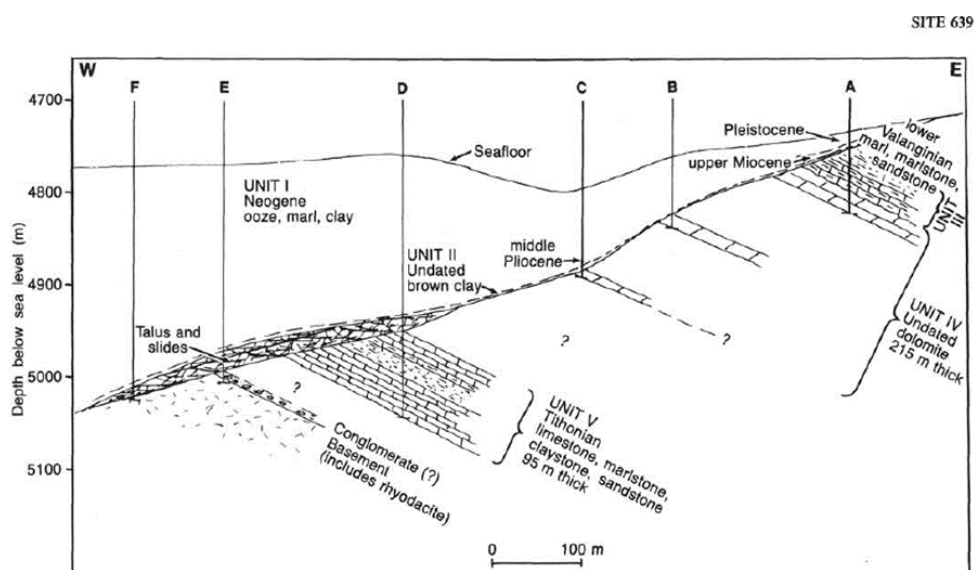


Рис. 271. Генерализованный геологический разрез по материалам скв. 639 Окраина Галисии. Рейс 103.

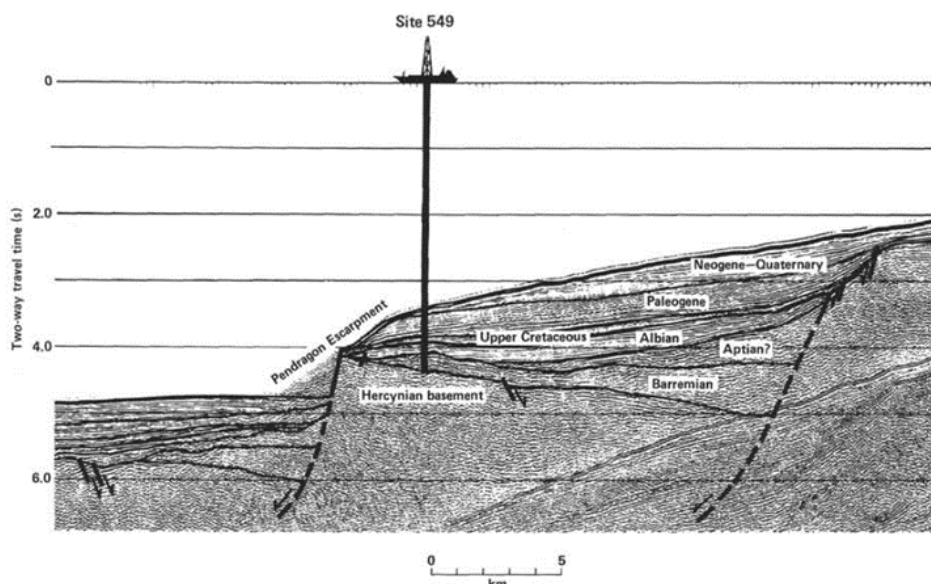


Рис. 272. Фрагмент сейсмического профиля в районе заложения скв. 549. Северная Атлантика, Гобар Спун. (Рейс 80).

Окраинно-континентальные плато и поднятия.

Окраинно-континентальные поднятия по данным глубоководного бурения могут быть подразделены на три группы. Первая группа поднятий располагается в северной и северо-западной Атлантике – плато Воринг и Роколл, Фареро-Исландский порог и Исландское плато. Отличительной особенностью этих плато и поднятий является третичный возраст базальтов основания, близкий возрасту базальтов третичной провинции Туле. В плато и поднятиях, так же как и в пределах континентальных покровных базальтов, проявлено несогласие между базальтами и надбазальтовой пачкой осадков. Покровные базальты в пределах плато и поднятий формировались в наземных условиях. Вслед за формированием базальтов, до отложения надбазальтовых слоев, они подверглись процессам субаэрального выветривания. Вторая группа поднятий – северо-запад и запад, смещенные к югу Атлантики: Бермудское, Рио Гранде, Сеара формировались позднее. В них возраст надбазальтовых отложений – *ранний мел.* Эти отложения так же, как и в поднятиях северо-запада Атлантики, отделены от базальтов основания несогласием и присутствием в базальных горизонтах обломочного материала, представленного базальтами, в различной степени подвергшимися процессам выветривания. К третьей группе поднятий, расположенных на западе Атлантики в наиболее южной – приантарктической части, может быть отнесено Фолклендское плато, в пределах которого по результатам бурения не вскрыто базальтовое основание, а породы зоны каолинового выветривания *оксфорд – средняя юра* налегают на метаморфические кристаллические докембрийско-нижнепалеозойские гнейсы. Такого же типа взаимоотношения отмечены и в пределах приафриканской континентальной окраины в пределах уступа Эль Джадида плато Мазган. История седиментации Фолклендского плато начинается в поздней- средней юре осадконакоплением в условиях мелководного бассейна. *Средний-ранний альб – средний маастрихт* – седиментация в распространяющемся в углубляющемся морском осадочном бассейне. *Ранний-средний эоцен – поздний маастрихт* – перерыв и несогласие, имеющие почти глобальное распространение. *Поздний-средний эоцен – ранний миоцен* – широкое распространение эрозионных перерывов с накоплением остаточных продуктов и интенсивной седиментацией биогенного карбоната и кремнезема. *Неоген-квартер* – нарастающее проседание бассейна и пелагическое осадкообразование.

Принципиально важно подчеркнуть знаковую и продолжительность перерыва между базальтами и перекрывающими их отложениями. Такой перерыв занимает продолжительный промежуток времени между формированием базальтов-покровных наземных фаций базальтов – и перекрывающими их отложениями – несогласие К/Т. Длительность этого перерыва охватывает как минимум палеоцен и в это время, скорее всего, происходят процессы также покровного наземного выветривания базальтов, и только после этого дифференциальные тектонические движения формируют «сегодняшний» рельеф подводных плато и поднятий. Важно при этом подчеркнуть относительную близость, синхронность проявления формирования платобазальтов континентальных провинций, сопредельных с окраинами Атлантики – Туле, Парана, Карру. Можно с учетом этого предполагать, что окраинно-континентальные провинции платобазальтов являются своеобразными «откликами» проявления на окраинах континентов формирования покровных океанических базальтов.

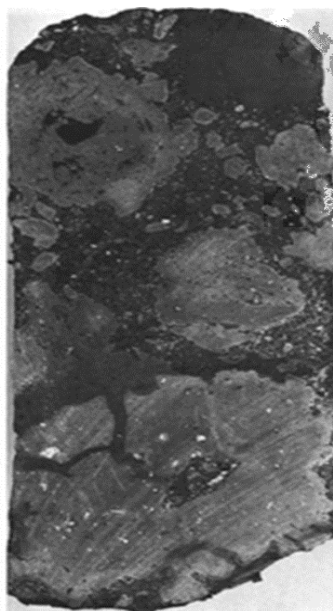


Рис. 273. Обломки измененного базальта в основании надбазальтовой пачки *ранний эоцен – поздний палеоцен*. Рейс. 81. Плато Роколл.

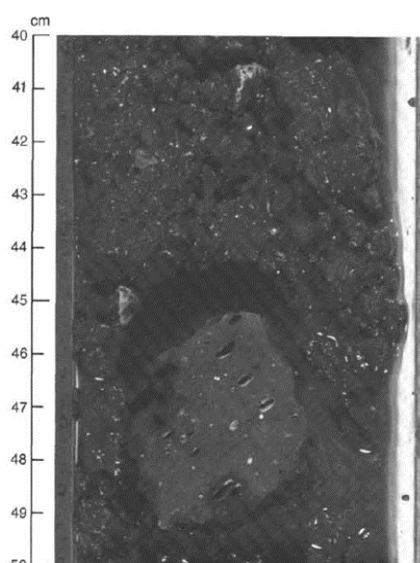


Рис. 274. Обломок совершенно выветрелого базальта с сохранившейся первичной текстурой, включая миндалины *кампан – маасрихт*. Над базальтовая пачка. Рейс 114. Фолклендское плато, поднятие Джорджия.

Глубоководный желоб.

Рассматривая сведения о строении Северо-Американского желоба (Рейс 84. Скви. 566, 567, 569), прежде всего следует обратить внимание на то, о чем упомянуто авторами описания керна скважин- отсутствие в строении основания желоба аккреционной призмы. Другое. на что обращают внимание авторы описания керна, – наличие в строении разрезов по скважинам, пробуренным в островодужном склоне, перерывов и несогласий между верхним плиоценом – миоценом, между верхним олигоценом и эоценом и между эоценом и изверженным основанием. Так же важно отметить, что на сейсмических профилях отсутствует- не выявлена – зона субдукции – сместитель пологий и не наклонен в сторону островодужного склона. Осадки, заполняющие дно желоба, имеют незначительную мощность и в них не выявлены следы каких-либо деформаций. Все приведенное выше противоречит классической модели строения глубоководного желоба и динамической модели его становления – отсутствие зоны субдукции. В породах основания и в вулканитах, и в кристаллических породах не установлены признаки высокобарического метаморфизма.

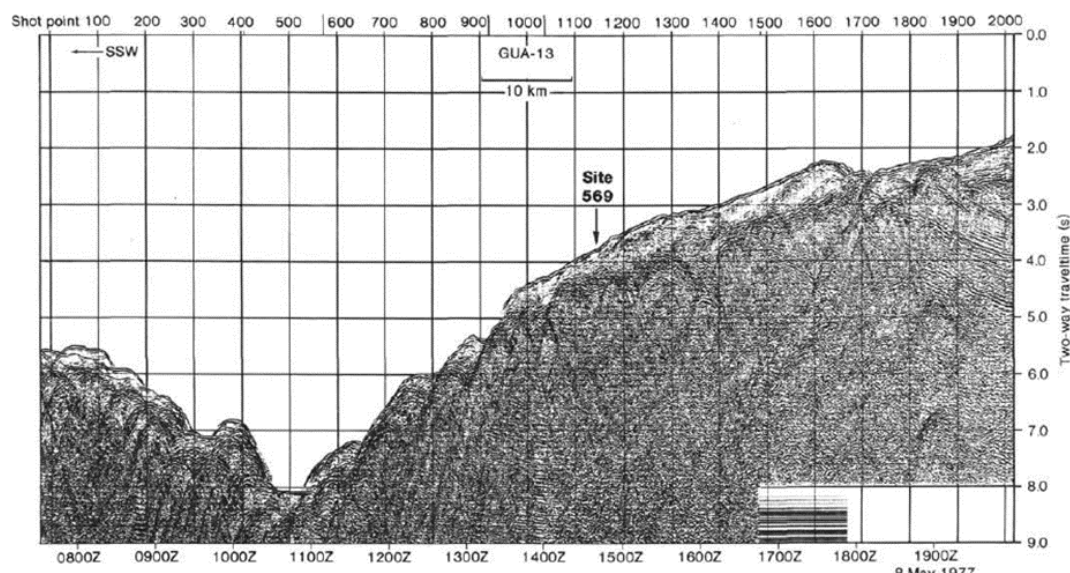


Рис. 275. Сейсмический профиль района заложения скв. 569. Рейс 84. Северо-Американский желоб.

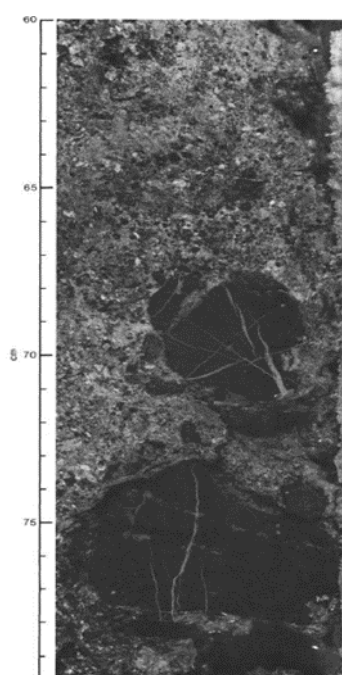


Рис. 276. Брекчия серпентинитов основания разреза скв. 570. Рейс 84. Северо-Американский желоб.

Задуговые бассейны островодужных систем.

В задуговом Карибском бассейне Антильской дуги осадкообразование подразделяется на три фазы. Наиболее ранняя фаза – *ранний мел* – известняки или органические глины в условиях нерасчлененного рельефа и локально застойных бассейнов. Здесь широко распространены базальтовые пески и базальты. Этот эпизод постепенно переходит во вторую фазу – нормального пелагического режима карбонатного осадконакопления с прослоями пеплов – *средний миоцен*. В течение третьей фазы доминирует терригенное осадконакопление. В соответствии с материалами бурения во время *коньяк – сантон* режим стагнации происходил на западе Северной Атлантики, на юге и в центре Северной Атлантики. Похоже, что факторы, контролирующие осадконакопление Карибского бассейна, были скорее региональными, чем локальными. Считается, что кора Карибского бассейна, как бы она ни образовалась, возможно, покрывала эту область в конце юры. Более поздние дифференциальные движения между Америками являлись причиной тектонических движений, которые послужили причиной массивных излияний базальтов и формирования *позднеюрского-раннемелового* вулканически-осадочного комплекса. Период стагнации начался в конце сантона. Пелагическая седиментация доминировала в *раннем и среднем миоцене*.

Индийский океан.

Литостратиграфия основных типов структур.

Плато и поднятия.

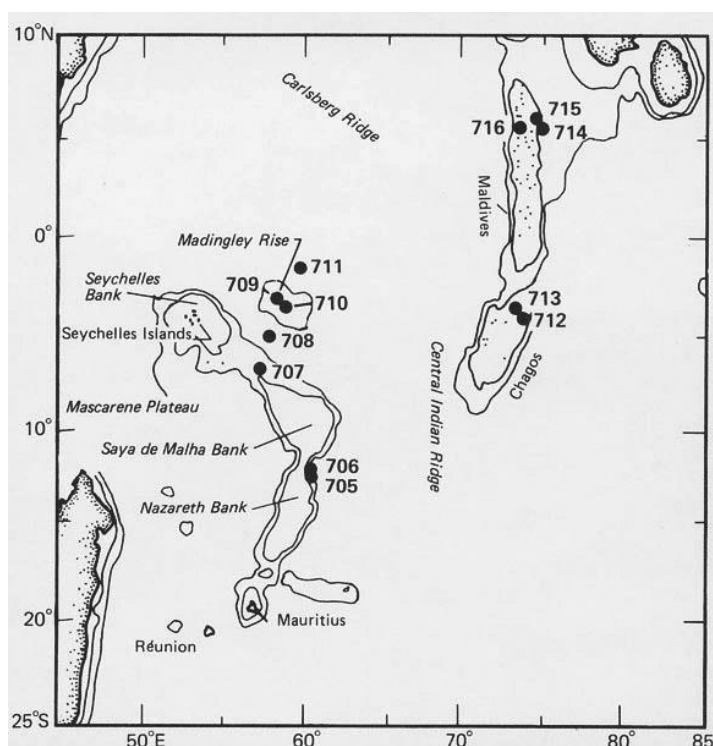


Рис. 1. Карта размещения скважин рейса 115. Плато Маскарен.

Рейс 115. Backman, J., Duncan, R. A., et al., 1988 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, Vol. 115//doi: 10.2973/odp.proc.ir.115.1988.

Скв. 707 С. Глубина – 1551,9 м. Размещена в северо-западной части плато Маскарен.

На вершине плато мощность осадков меняется от 200 до 400 м.

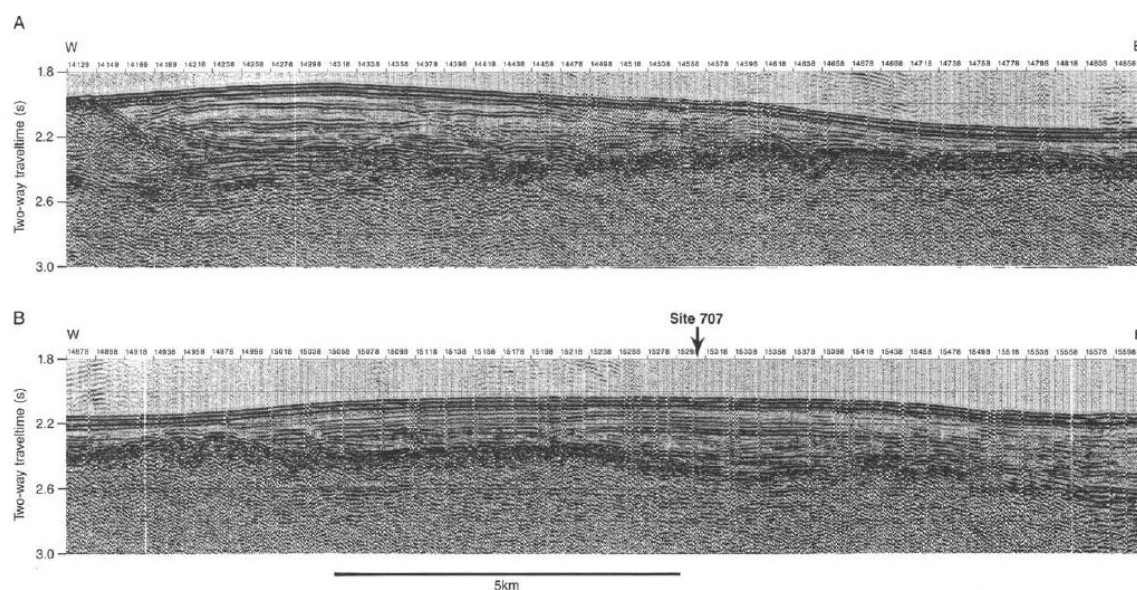


Рис. 2. Сейсмические профили. В – района заложения скв. 707. А – района сочленения Сейшельской банки и плато Маскарен. Рейс 115.

Вулканическое основание: базальт – *ранний (?) палеоцен*.

В разрезе скважины выделены 5 пачек.

Пачка 1 – 0-151 м, *плейстоцен – до позднего олигоцена*, нанофоссильные фораминиферовые илы.

Пачка 2 – 151-251,4 м, *поздний олигоцен – поздний эоцен*, нанофоссильные илы и мел.

Пачка 3 – 251,4-280,3 м, *средний эоцен*, нанофоссильный мел, содержащий радиолярии с фрагментами кремней, спикулы губок, фораминиферы.

Пачка 4 – 280,3-358,2 м, *средний эоцен – поздний палеоцен*, переслаивающиеся мел, кремни, известняки, глауконитовые фораминиферовые известняки, обломки вулканического стекла и мелководные известковистые аргиллиты. Цвет мела – от белого до бледно-коричневого. Кремни – нодули и фрагменты – коричневые, темно-желто-коричневые. Обломочные компоненты: кварц, полевой шпат, вулканическое стекло. Имеются также прослои красных аргиллитов, представляющих собой сильно измененное вулканическое стекло; здесь присутствуют нодули (7–8 см) окиси марганца. Присутствуют мелководные известковистые аргиллиты.

Пачка 5 – 358,2-375,6 м – *ранний палеоцен* – доломитизированные раковинные известняки, аргиллиты и песчаники мелководного образования. Вблизи основания два потока массивных базальтов. Мелководные макрофоссилии (рифовые) включают: двустворки, гастроподы, брахиоподы, водоросли.

В основании обнаружено 5 потоков миндалекаменных базальтов, чередующихся с мелководными раковинными известняками – *средний палеоцен* – выше и ниже потока 4. Границы потоков определяются по миндалекаменности и измененной поверхности верхней части нижележащих потоков. Изменения в базальтах – кальцит и коричневая глина (смектит), количество – до 50%. Базальты формировались в субаэральных или в очень мелководных условиях.

Пелагические осадки – 280 м – *плейстоцен – средний эоцен*. Переходная (трансгрессивная пачка-около 90 м – *средний эоцен – поздний палеоцен*. Основание – *ранний палеоцен* – около 15 м. Переход от мелководных осадков, включая раковинные известняки – *средний палеоцен* – к пелагическим фациям – нанофоссильные илы в интервале *эоцен – олигоцен*. Перерыв в осадконакоплении – *миоцен*.

Рейс 28. Трансект плато Натуралистов (Австралия) – море Росса (Антарктида). Dennis E. Hayes, Lawrence A. Frakes, Peter J. Barrett, Derek A. Burns, Pei-Hsin Chen, Arthur B. Ford, Ansis G. Kaneps, Elizabeth M. Kemp, David W. McCollum, David J.W. Piper, Robert E. Wall, Peter N. Web. //doi:10.2973/dsdp.proc.28.101.1975.

Скв. 264. Плато Натуралистов. Глубина 2873 м. Проходка 180,5 м. Скважина размещена вблизи южного края плато Натуралистов. Осадки мощностью 300-400 м.

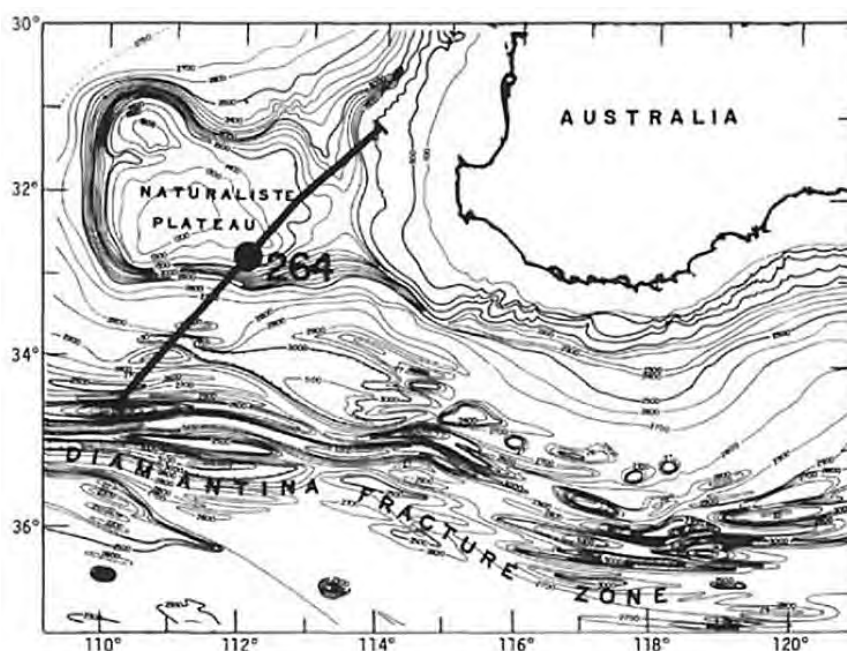


Рис. 3. Карта размещения скв. 264. Рейс 28.

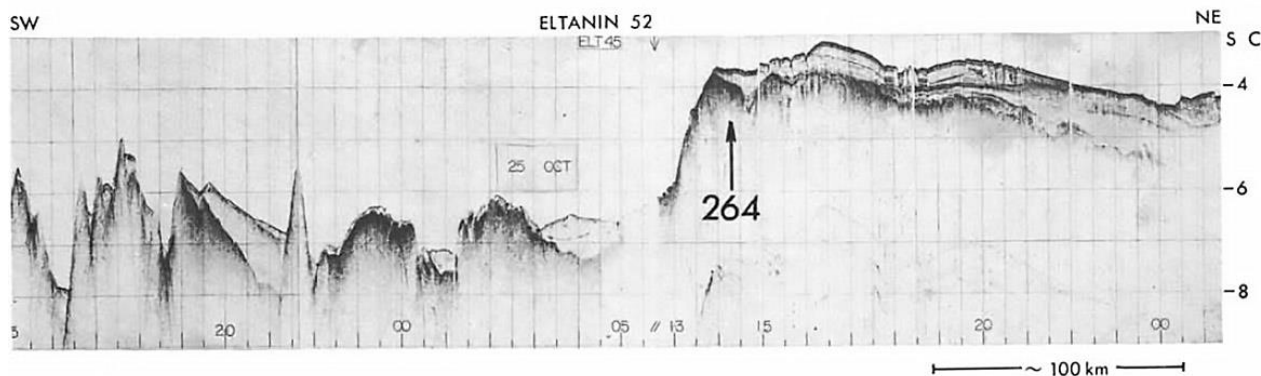


Рис. 4. Сейсмический профиль района заложения скв. 264. Рейс 28.

Основание осадочного разреза: – конгломераты – *сантон или древнее*. Вулканическое основание: вулканокластические породы.

В разрезе вскрыты 4 пачки.

Пачка 1 – 0-31 м – *квартер – поздний миоцен* – фораминиферовые наноилы с примесью обломочного кварца и стекла базальтового состава.

Пачка 2 – 31-163 м – *ранний – поздний эоцен* – наноилы и наномел.

Пака 3 – 163-171 м – *поздний мел – сантон(?)* – обогащенный глиной наномел с примесью до 10-30% глины, спикулы губок; некарбонатный материал, измененное стекло. Палыгорскит – 41%, клиноптилолит – 41% и монтмориллонит.

Пачка 4 – 171-206 м – *поздний мел или древнее* – измененные сравнительно твердые вулканокластические породы, потоки или пирокластические породы среди наномела пачки 3. В основании вулканические конгломераты с субокруглыми гальками андезита и риолитового витрофира длиной до 6 см в матрике грубообломочного песка. Обломки могут представлять гипабиссальные

интрузии и вулканические пачки. Большинство пород пачки интенсивно изменены с присутствием гидроокислов железа. Вулканическая пачка может быть базальной или около базальной континентальной последовательностью.

Пелагические осадки – 163 м – *квартер – поздний эоцен*. Переходный – трансгрессивный (?) комплекс осадки – 8 м – *поздний мел*. Основание – *поздний мел или древнее* – около 50 м. Перерыв между переходной пачкой 3 – *поздний мел – сантон?* – и пелагической пачкой 2 – *ранний – поздний эоцен*. Выпадение из разреза отложений *палеоэоцена*. Континентальные отложения – 50 м – *поздний мел*.

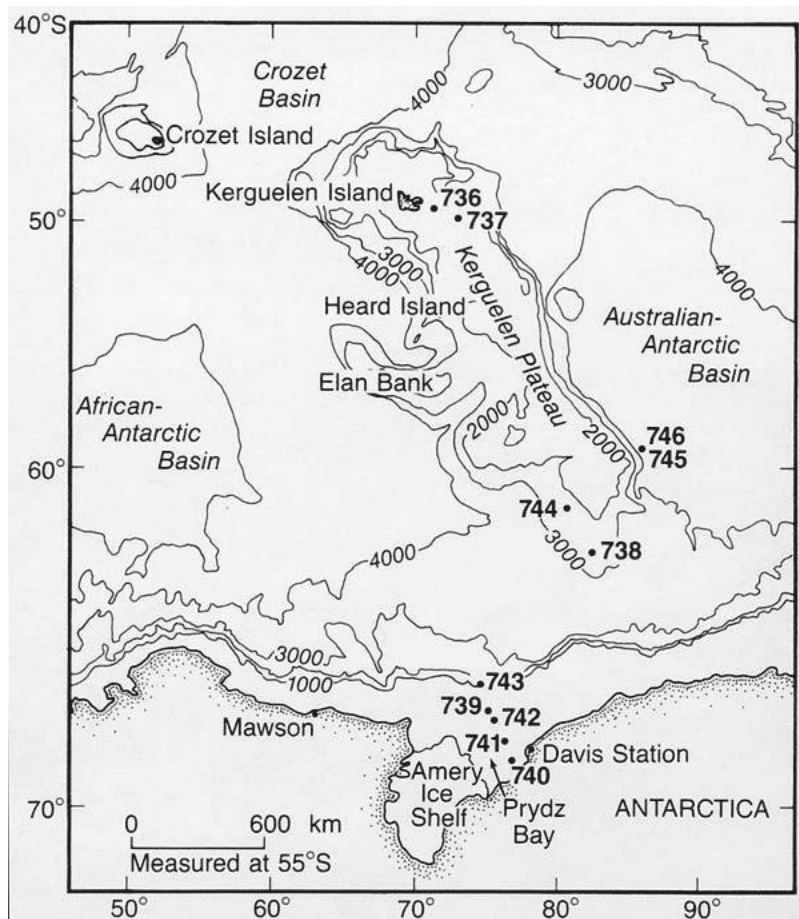


Рис. 5. Карта размещения скважин рейса 119.

Рейс 119. Плато Кергелен и Придж-бей, 1989. Barron, J., Larsen, B., et al., 1989. Proc. ODP, Init. Repts., 119: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.119.1989.

Скв. 738 С. Южное окончание плато Кергелен. Глубина 279,8 м. Проходка 533,8 м. Скважина заложена в южном окончании плато Кергелен-Херд.

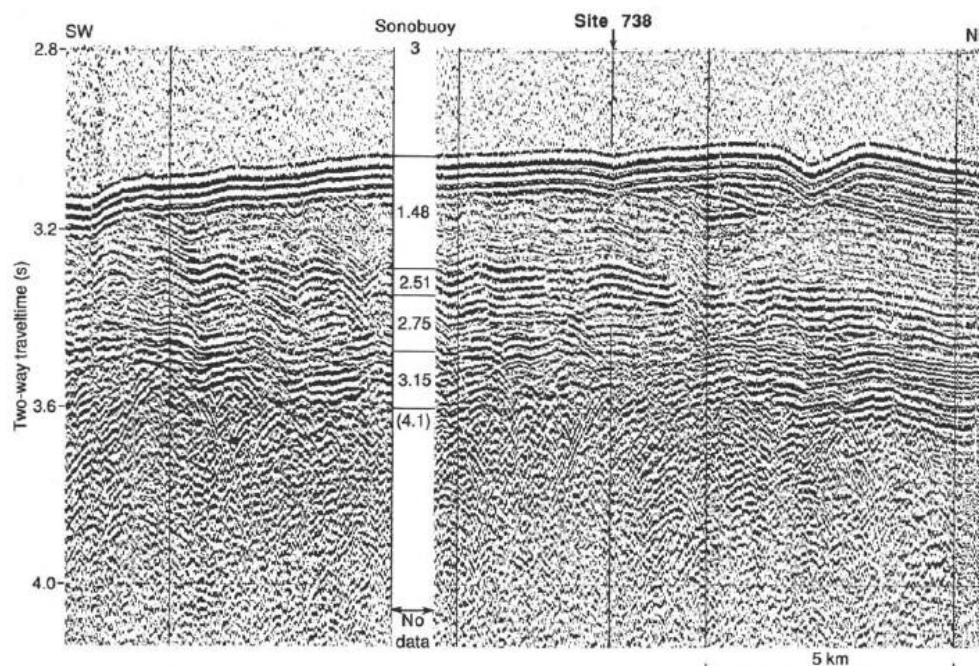


Рис. 6. Сейсмический профиль района заложения скв. 738. Рейс 119.

Основание осадочного разреза: известняки – *ранний турон*. Вулканическое основание: вулканическая брекчия, вулканокластические породы, афировые базальты.

В разрезе скважины выделены 7 пачек. Пачка 1 – 0-16,8 м, *квартер – верхний миоцен*, диатомовые илы; присутствует песчаный и гравийный материал, количество которого возрастает вниз по разрезу. Очень грубые песчаные частички включают разновидности гранита – 1-2 мм, часто покрытые марганцевыми окислами. Гальки представлены гранитами – белыми и красными, метаморфическими породами, также покрытыми марганцевыми корками.

Пачка 2 – 16,8-17,7 м, *верхний миоцен*, нанофоссильные илы со средним содержанием диатомей. Пачка 3 – 17,7-120,8 м, *нижний олигоцен – средний миоцен*, гомогенные нанофоссильные илы с марганцевыми микронодулями; песчаной размерности – 5 мм – частички кварца.

Пачка 4 – 120,8-254 м, *средний – ранний эоцен*, нанофоссильные илы и мел, содержащие тонкие прослои кремней и кремневые конкреции, иногда с включениями мела.

Пачка 5 – 254,4-418,6 м, *ранний эоцен – кампан – мел*, содержит кремневые нодули и фрагменты, тонкие песчанистые прослои (менее 10 мм) содержат обломки раковинной микрофауны.

Пачка 6 – 418,6-479,7 м, *кампан – ранний титон*, окремненные известняки, частично полосчатые. Пачка 7 – 479,7-495,6 м, *ранний турон или древнее*, светло-коричневые известняки, характеризуются присутствием округлых обломков макрофоссилий и базальтов. Обломки базальтов субугловаты и округлы, размером 0,5-20 мм. Мелкие обломки окислены нацело, в более крупных окисленная кайма. Изменения базальтов субаэральные или происходили в мелководных условиях. Предполагаются околорифовые условия осадконакопления. Присутствуют также криноидеи, устрицы,

водоросли, гастроподы, губки и бентические фораминиферы. Обломки с размерностью крупного песка. Базальтовые обломки субокруглые и округлые (0,5-20 мм). Основная масса базальтов замещена темно-коричневым материалом. Маленькие обломки базальтов окислены нацело. Вокруг относительно больших обломков развита окисленная кайма. Мелкие миндалины (5 мм) нацело заполнены глинистым материалом. Изменения базальтовых обломков происходили в субаэральных условиях.

Пачка 8 – 495,6-533,8 м, трещиноватый и высокоминдалекаменный базальт, перекрываемый известняком, содержащим обломки базальтов.

Базальт может представлять верхнюю часть потока (много миндалин). Отсутствие стекловатых частей и окисленных разновидностей может свидетельствовать о быстрой эрозии. Базальты – афировые миндалекаменные; выявлено семь базальтовых потоков мощностью от 35 см до более чем 5 м. В целом, базальты средне изменены – широко распространены коричневые глинистые минералы. Цвет базальтов по мере усиления изменений меняется от серовато-красно-коричневого до желтовато-коричневого. Считается, что образование базальтов субаэрально. Вулканокластические породы присутствуют внутри пачки базальтов. Обломки миндалекаменных базальтов в вулканокластитах – округлые до угловатых (0,5-80 мм), средне и сильно изменены; часто окружены каймой красного цвета. Красный цвет матрикса вулканокластитов указывает на то, что изменения происходили в окислительных условиях и, возможно, являются результатом субаэрального выветривания.

Пелагические илы – *квартер – ранний эоцен* – 250 м. Переходный – трансгрессивный комплекс – *ранний эоцен – кампан* – 230 м. Отмечаются перерывы (hiatus) на границе *миоцен/плиоцен*, внутри *верхнего миоцена*, между *средним миоценом и ранним олигоценом*. Мелководный шельф – около 50 м – *ранний мел – поздняя юра*. Основание – субаэральные базальты с прослоями вулканокластических пород.

Рейс 120. Центральная часть плато Кергелен, 1989. Schlich, R., Wise, S.W., Jr., et al., 1989. Proc. ODP, Init. Repts., 120: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.120.1989.

Скв. 747 – расположена в переходной зоне между северной и южной частями плато Кергелен.

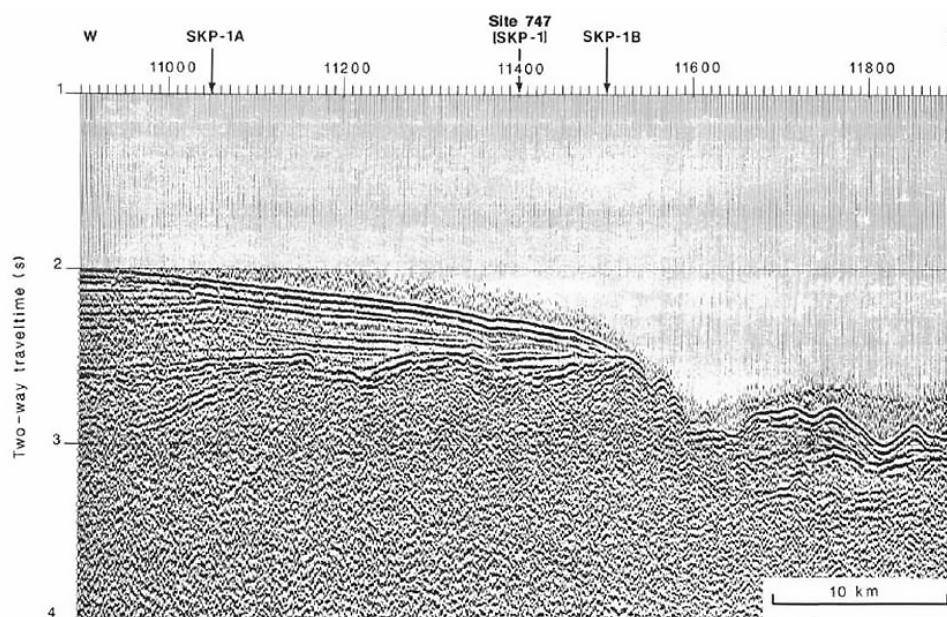


Рис 7. Сейсмический профиль района заложения скв. 747. Рейс 120.

Рейс 120. Скв. 747С. Глубина – 2056.2 м; пробурено 350.5 м.

Осадочные породы основания: нанофосильный мел – *сантон*. Вулканическое основание: базальт.

В разрезе скважины выделены 5 пачек.

Пачка 1 – 0-32.7 м – *плейстоцен – нижний плиоцен* – фораминиферовые диатомовые илы с друпстоунами в верхних 20 м.

Пачка 2 – 32.7-181.9 м – *верхний миоцен до палеоцена*, разделена на три субпачки:

32.7-151.5 м – *верхний миоцен – верхний олигоцен* – нанофоссильные илы с прослоями вулканического пепла;

51.5-170.5 м – *верхний олигоцен – нижний эоцен* – нанофоссильный мел с фораминиферами;

170.5-181.9 м – нанофоссильный мел с присутствием мелководных фоссилий – фрагменты двустворок, крупные бентические фораминиферы.

Пачка 3 – 181.9-189.5 м – *нижний палеоцен – верхний маастрихт* – пестрый вулканокластический полигенный песок, брекчии и булыжники, чередуются с прослоями мела.

Пачка 4 – 189.5-295.1 м – *верхний маастрихт – нижний сантон* – нанофоссильный мел и тонкие прослои нодулярных кремней, нанофоссильный мел с редкими фораминиферами, нодули и полосчатые слои кремней; слои измененных в глину пеплов. Отдельные полосы меняют цвет от темно-коричневого до желто-коричневого и серовато-зеленого. Фрагменты изверженных пород в белом мелу окружены коричневым гало. Внизу пачки присутствуют биокласты: фрагменты иноцерамид, криноидеи и моллюски. Контакт с базальтами представлен слоем 10 м базальтового гравелита, внутри которого имеются прослои биокластического мелкозернистого известняка.

Пачка 5 – 296-350.5 м – базальтовые потоки.

Различно брекчированные, прожилкованные и измененные базальты основания представлены слабо и сильно измененными массивными и брекчированными разновидностями. В одном случае верхняя часть потока красного цвета сменяется вниз серым миндалекаменным базальтом. Присутствие верхних окисленных частей потоков свидетельствует об их субаэральном образовании. При этом предполагается известный разрыв во времени между окислением потока и излиянием следующего потока. Брекчированные базальты содержат темные угловатые фрагменты сильно измененных миндалекаменных базальтов, цементируемых красной и желтой глиной. В верхних потоках основания такой матрикс часто содержит кальцит, жилки которого шириной 1–3 см прослеживаются в верхних 10 м основания.

Пелагические илы – 170 м – *квартер – ранний эоцен*. Переходный трансгрессивный комплекс – *нижний палеоцен – верхний маастрихт* – 20 м. Последовательность серии *маастрихт – нижний палеоцен* обломочных пород, представленных глино-, песчано- и булыжниковыми кластитами и брекчиями, сформировалась в процессе субаэральной эрозии вулканического основания в процессе первого события поднятия плато. В это время исчезли отложения *палеоцена, середины и верхней части эоцена, нижней части олигоцена*. Мелководный шельф – 100 м – *верхний маастрихт – нижний сантон*. Основание – базальты. Окислительные изменения базальтов сопоставляются с таковыми для покровных базальтов Исландии. Базальты изливались в мелководных и субаэральных условиях до начала проседания плато и формирования морских осадков в *раннем сантоне*.

Рейс. 120. Скв. 750. Располагается в южной части плато Кергелен в восточной части бассейна Раггат и на западе глубоководного бассейна Лабуан. Пробурено 2 скважины; в скв. 750А – основание не вскрыто; древнейшие осадочные породы – нанофоссильный мел и известняк – *поздний кампан*.

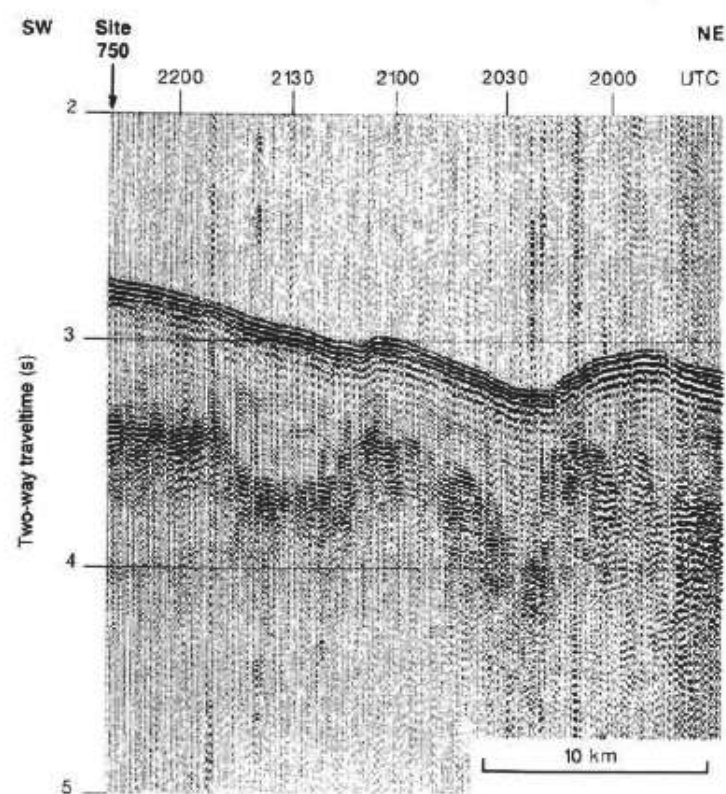
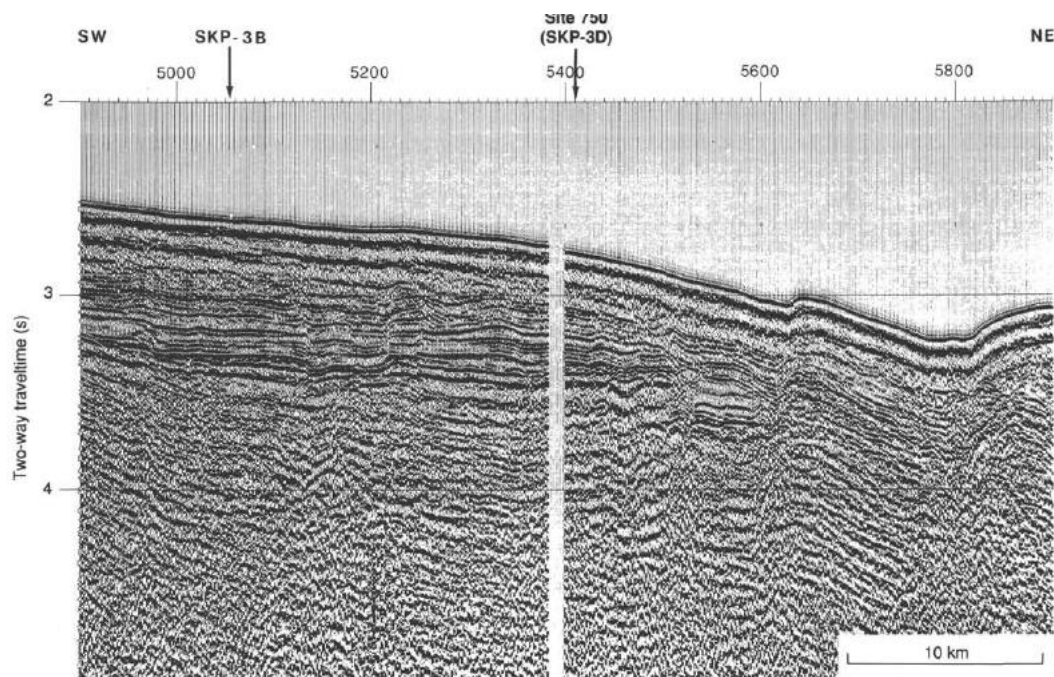


Рис. 8. Сейсмические профили района заложения скв. 750. Рейс 120.

Рейс 120. Скв. 750В. Глубина 2030 м;

Основание осадочного разреза: железистый аргиллит – *альб*. Вулканическое основание: базальт.

В разрезе скважины выделены 5 пачек.

Пачка 1 – 0-0.37 м – *нижний плейстоцен – средний плиоцен* – диатомовый ил;

Пачка 2 – 0.37-357.0 м – *средний эоцен – нижний палеоцен* – нанофоссильный ил, мел и кремни;

делится на две субпачки;

0.37-317.2 м – *средний эоцен – верхний палеоцен* – нанофоссильный ил, мел и кремни;

317.2- 357.0 м – *ранний палеоцен* – нанофоссильный мел;

Пачка 3 – 357-623 м – *поздний маастрихт – поздний турон* – нанофоссильный мел, кремни и окремненные известняки;

357-450 м – *поздний – ранний маастрихт* – нанофоссильный мел, базальтовые потоки, немного кремней, некоторые полосы содержат до 50 % цеолита, раковины брахиопод – 385 м;

450-594.6 м – *нижний маастрихт – нижний сантон* – окремненные известняки, мел, фрагменты биокластов: небольшие моллюски, криноидеи и иноцерамы;

594.6 – 623.5 м – *ранний сантон – поздний турон* – мел с глинистыми прослоями, пиритизированные фрагменты древесины, двустворки и присутствие глауконита;

Пачка 4 – 623.5-675.5 м – *альб* – красные и темно-серо-коричневые аргиллиты с древесным углем и прослоями конгломератов. Многочисленны обуглероженные фрагменты древесины наземных растений. Красно-коричневые аргиллиты содержат каолинит. Присутствуют прослои конгломератов слоистых, иногда с косой слоистостью, присутствуют округлые обломки – 0.5-3 мм – железистых аргиллитов и многочисленные крупные (сантиметровые) куски обуглероженной древесины.

Пачка 5 – 675.5- 709.7 м – базальтовые потоки, сложенные средне и сильно измененными базальтами. Вскрыты потоки, покрытые высоко измененными вулканитами. Вторичные минералы – смектит, гейландит-клиноптилолит, кальцит.

Базальты извергались в мелководных или субаэральных условиях. Образование наиболее верхних базальтов происходило в *альбе* и вулканические постройки подвергались интенсивному выветриванию в условиях субтропического климата (что явно контрастирует с условиями сегодняшнего дня). Дождевые воды способствовали каолинизации базальтов. Каолиниты накапливались в обогащенных растительностью или залесенных субаквальных, или субаэральных условиях, особенно в условиях маршевых обогащенных растительностью равнин. Мелкие гальки конгломератов, возможно, отвечают аллювиальным условиям. Аутигенные кристаллы сидерита являются характеристикой угольных болот. Многочисленные крупные куски обуглероженной древесины (до 5 см) и высокое содержание органического углерода – до 7% – свидетельствуют в пользу наземных условий. Базальты извергались в мелководных или субаэральных условиях.

Пелагические условия – 37 м – *нижний плейстоцен – средний плиоцен*. Переходный комплекс – 320 м – *средний эоцен – нижний палеоцен*. Мелководный шельф – 520 м – *поздний-ранний маастрихт*. Мелководные и субаэральные условия около 40 м – *альб*. Многочисленные крупные куски обуглероженной древесины (до 5 см) и высокое содержание органического углерода – до 7% – свидетельствуют в пользу наземных условий. Базальты извергались в мелководных или субаэральных условиях. Образование наиболее верхних базальтов происходило в *альбе* и вулканические постройки подвергались интенсивному выветриванию в условиях субтропического климата.

Рейс 122. Плато Эксмут, 1990. Haq, B.U., von Rad, U., O'Connell, S., et al., 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 122: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.122.1990.

Скв. 759. Находится на юго-западном фланге плато Вомбат в пределах полуграбена, разделяющего плато Вомбат и Эксмут. Глубина – 2411 м.

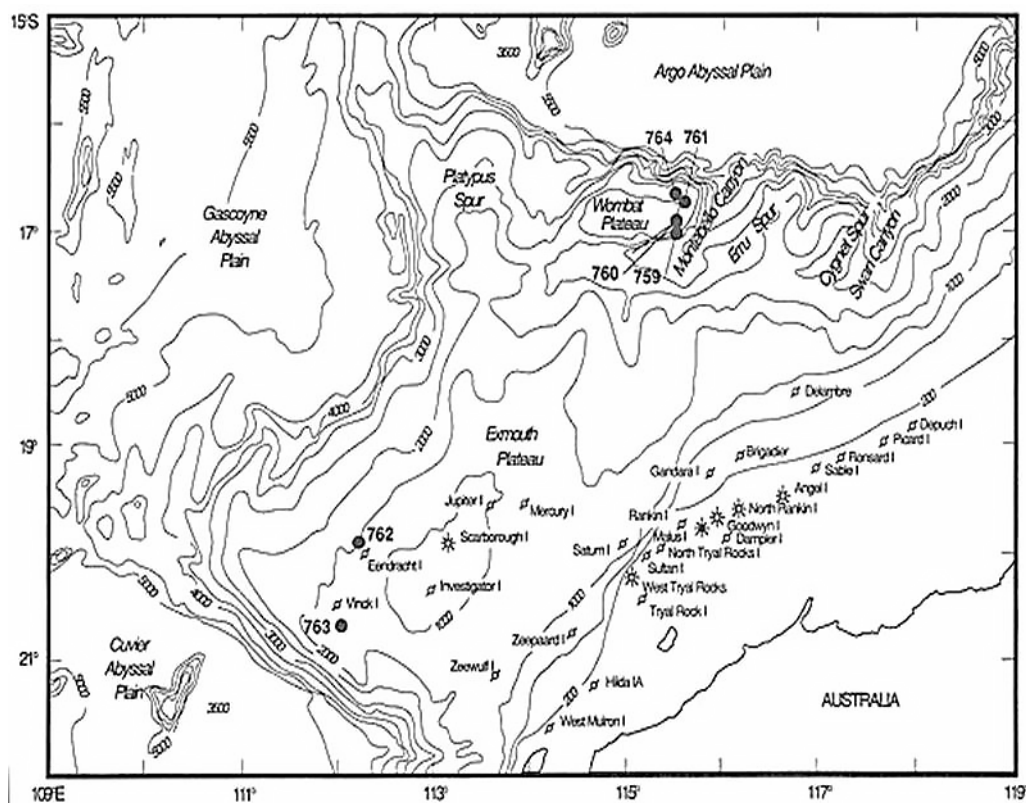


Рис. 9. Карта размещения скважин рейса 122.

Основание осадочного разреза: аргиллиты – *карнийский ярус (низы позднего триаса)*.

Пачка 1 – 0-31 м – *квартер – ранний миоцен* – нанофоссильный ил с фораминиферами; присутствие обрывков кислого стекла и риолитовой пемзы (1-4 см).

Пачка 2 – 31-40,5 м – неконсолидированные желто-коричневые кварцевые пески с фрагментами полевого шпата, слюды и обломков пород, фораминиферы-планктонные и бентические.

Пачка 3 – 40,5–135,9 м – 95,4 м – fossilized известняки с прослоями аргиллитов *триасового возраста (норий)*, мелкозернистые песчаники. В известняках раковины моллюсков, эхиноидеи, красные водоросли, скелетные обломки, кораллы. Доломитизированные калькарениды содержат также обломки скелетных организмов, обломки эхиноидей, водоросли, кварц, полевой шпат и фрагменты угля. В основании пачки 3 – прослой, обогащенный обломками раковин – пелеципод, гастропод, и прослой, обогащенный фрагментами углефицированной древесины. Цвета пород – серые, серо-коричневые. В нижней части разреза аргиллиты содержат несколько прослоев обломков углефицированных растений. Вниз по разрезу этой пачки известковистые породы исчезают и начинают преобладать терригенные обломочные породы.

Пачка 4 – 135,9-205 м – 69 м – *поздний триас (карнийский – ранненорийский ярусы)* – переходная между неритовой пачкой 3 и терригенной пачкой 5. Состав пород преимущественно аргиллитовый, с прослоями песчаников с биокластикой (моллюски, фораминиферы); прослой углей; в нижней части фрагменты галек в песчаниках. Присутствуют прослой пак- и вакстоунов с обломками раковин и единичных кораллов. Выявлены два прослоя слоистых кварцевых песчаников с кальцитовым цементом и фрагментами галечного размера в основании пачки.

Пачка 5 – 205-308 м – 103 м – *поздний триас (карний – ранний норий)* – аргиллиты, песчаники; нет биокластики. Окраска палево-коричневая, связывается с присутствием диагенетического сидерита; песчанистые аргиллиты и прослои грубозернистых кварцевых песчаников.

Пелагические осадки – 31 м – *квартер – ранний миоцен*. Переходная (трансгрессивная) пачка? – около 10 м – возраст не определен. Основание разреза около 300 м – поздне триасовые дистальные дельтовые глинистые отложения. Пачки 4 и 5 – показывают появление все более грубообломочных отложений – результат проградации системы дельт. Кварцевые песчаники верхней части пачки 5 могут отражать период максимальной регрессии. Осадки пачки 3, обогащенные углеродистым материалом – окраинно-морские низкоэнергетические условия осадконакопления прибрежной области с исчезновением речных дельт – прибрежные штормовые отложения-песчаных пляжей. Обломки угля в карбонатных отложениях означают, что близко расположенные залежи угля подвергались неоднократной эрозии. Мелководные карбонатные отложения пачки 3, перекрываемые с несогласием аргиллит-глинистыми отложениями, фиксируют главное трансгрессионное – ранне (?) меловое несогласие.

Рейс 122. Скв. 760В, С. В 5 км к северу от скв. 759. Плато Вомбат. Глубина – 2487 м Древнейшие осадочные породы: кварцевые песчаники с карбонатным цементом – *норий (А)*; аргиллиты – *карний (В)*.

В разрезе мощностью 506 м верхние 17,2 м – *квартер* – фораминиферовые нанофоссильные илы, несогласно перекрывающие 4,5 м основания нанофоссильных илов – *нижний плиоцен*, которые подстилаются (54,8 м) – *верхнеэоценовыми и верхнемиоценовыми* нанофоссильными илами пачки 2; *поздний эоцен* – в интервале 21.7-80,1 м.

Ниже пачки 2 – *поздний эоцен* – проявлено главное несогласие с прослоем 40 см марганцевой коры, перекрывающей 4,4 м оливково-желтых аргиллитов и песчаников с Mn нодулями и фрагментами окисно-марганцевой коры (пачка 3 – 80,1–84,9 м). Эти отложения фиксируют перерыв в течение *позднего мела (?) и раннего эоцена*.

Ниже несогласия пройдено 422 м триасовых отложений *поздний карний – норий*. При описании пачки 3 (40 см марганцевой коры) отмечено, что эта кора отделяет вышележащие *нижнеэоценовые* илы пелагические от нижележащих *норийских* кремнисто-аргиллитовых осадков.

Пачка 4 – 84-210,9 м – *поздний карний и норий* – сложена аргиллитами и песчаниками, отлагавшимися в лагунных условиях с локальным субаэральным обнажением, способствовавшим появлению кор выветривания (soil profiles), ассоциированных с присутствием угля.

Пачка 5 – 210,9-284,9 – *норий*. Пачка 5 – 74 м – аргиллитов и песчаников с моллюсками – формировалась в мелководных условиях (эстуарий или залив). Пресноводные условия (водоросли). Аргиллиты и песчаники мелководные с систематическим аэральным обнажением.

Пачка 6 – 284,9-464,05 м – 178,15 м – переслаивающихся известняков, аргиллитов, песчаников – отложения в мелководно-морских, лагунных условиях – карбонатные банка/шельф. Вблизи границы *карний – норий* – горизонт конгломератов с галькой известняков (переработанных, округлых) и галькой вулканических пород – трансгрессия и эрозия предшествующих мелководных карбонатов и вулканитов. Вулканические обломки андезитового или риолитового состава, измененные вулканические породы. Уголь обнаружен в ряде кернов.

Пачка 7 – 464,5-506,0 м – 41,95 м – *карний* – аргиллиты с сидеритом, песчаники без прослоев известняков. Условия осадконакопления мелководные или лагунные.

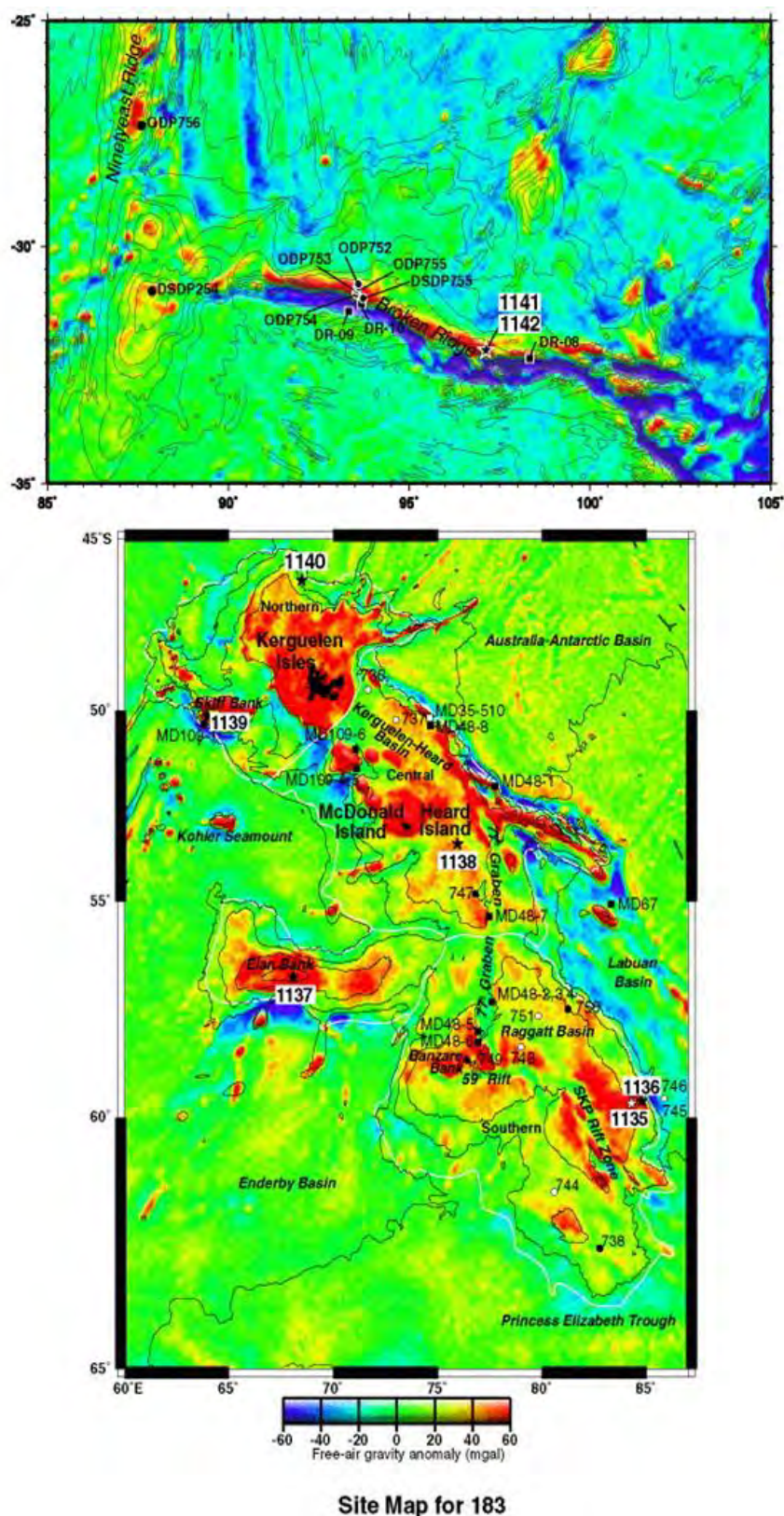


Рис. 10. Карта размещения скважин рейса 183.

Пелагические осадки – 21.7-80,1 – *квартер* – *поздний миоцен*. Главное несогласие с прослоем 40 см марганцевой коры – *поздний мел (?)* и *эоцен*. Переходный – трансгрессивный комплекс – 4,4 м оливково-желтых аргиллитов и песчаников с Mn нодулями и фрагментами оксидно-марганцевой коры. Осадочное основание – около 400 м – условия открытой лагуны. *Карний* – *норий* – мелководные карбонатные отложения и силикокластический материал – 464-284 м – условия мелководной карбонатной банки, фронтальная часть дельты и аллювиальной равнины. Отложения *нория* – 284-84 м – субаэральная дельтовая равнина с дельтовыми каналами и условиями формирования дельт и кор выветривания. Главное постнорийское несогласие и формирование средне – позднемеловых марганценозных кор – пачка 3 – 84-80 м. Бескорневая кора выветривания фиксирует несогласие между *норием* и *мелом*. Постнорийская эрозия плато Вомбат началась в субаэральных условиях и затем последовало проседание плато вначале в параллических и затем в неритовых условиях и позднее произошло погружение на батимальные глубины.

Рейс 183. Плато Кергелен – хребет Брокен: Большие изверженные провинции, 1999. Coffin, M.F., Frey, F.A., Wallace, P.J., et al., 2000. Proc. ODP, Init. Repts., 183: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.183.2000.

Скв. 1137. Плато Кергелен. Глубина 1016 м. Скважина расположена на западном фланге плато в пределах банки Элан.

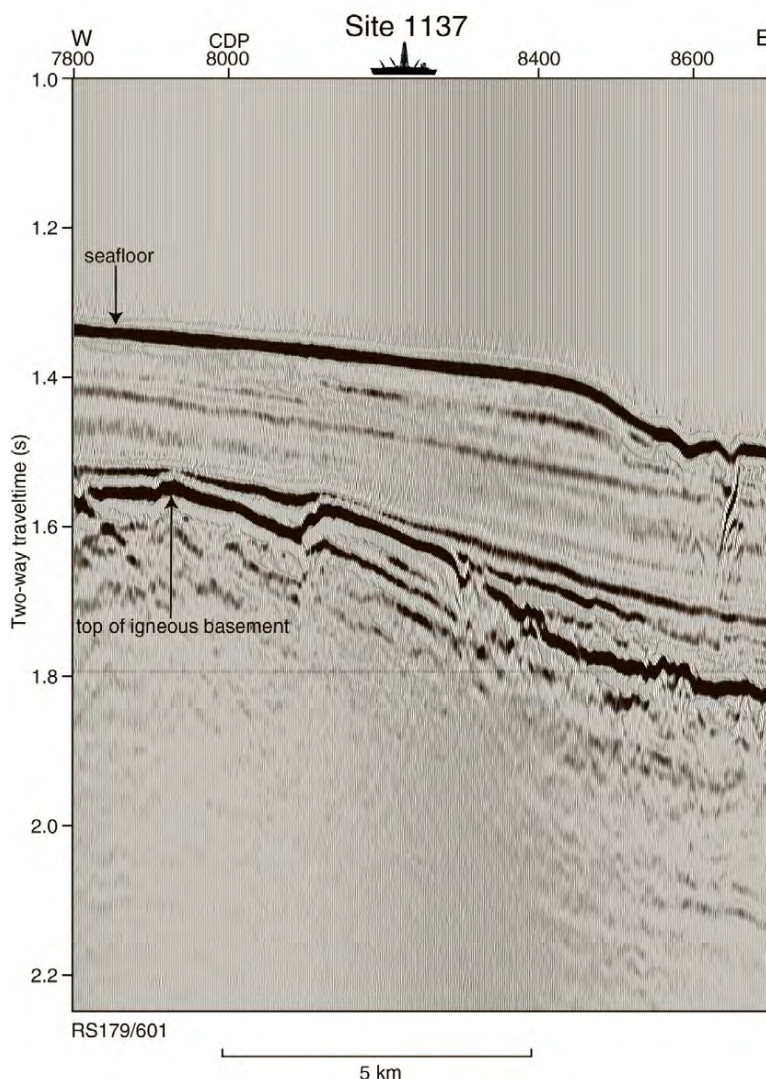


Рис. 11. Сейсмический профиль района заложения скв 1137. Рейс 183.

В разрезе скважины три пачки – верхние 219.5 м, располагаются несогласно на пачке 4 – вулканического основания.

Пачка 1 – *плейстоцен* (9.5 м) – фораминиферосодержащие илы;

Пачка 2 – 9.5-199.5 м – *миоцен – верхний эоцен* – нанофоссильные илы;

Пачка 3 – 199-219.5 м – *кампан* – 20 м мощности – плотные пески с многочисленными обломками раковин, отлагавшиеся в неритовых условиях и содержащие в основании фораминиферы *позднего кампана*.

Массивный коричневый цеолитовый известковистый глинистый песок (пачка 4). Субокруглая галька базальта. Ниже песка – кусок коричневой мафической брекчии с брекчированными обломками.

Пачка 4 – 219.61-370.17 м – *кампан или древнее* – меловые базальты и вулканокластические осадки – семь лавовых потоков мощностью ~ 90 м и три разделяющие их осадочные пачки. Потоки формировались в субаэральных условиях; их мощность от 7 до 27 м. Поверхность потоков (лавы пахоехое) и брекчии базальтов интенсивно выветрелы (окислены) в результате субаэрального становления и субаэрального выветривания. Вулканокластические породы – аргиллиты, песчаники и конгломераты с хорошо округлыми обломками и небольшими валунами. Условия отложения – аллювиальные – в руслах меандрирующих рек.

В обломках пород наблюдаются отсутствующие в разрезе скважины – трахиты, флюидальные риолиты и округлые гальки гранат-биотитовых гнейсов и гранитоидов, а также обломки измененных выветриванием граната и калиевого полевого шпата. В горизонте 9 основания (344-360.7 м) присутствуют измененные (выветрелые) кристаллокластические туфы, кристаллическое вещество, обломки и стекла которых нацело замещены глинистыми минералами.

Пачка 5 – 286-72 м – чередование темно-зеленовато-серых кристаллолитических вулканокластических аргиллитов и песчаников. Обломки в конгломератах представлены, главным образом, вулканическими породами, но редко включают гранитоиды и гнейсы. Многие гальки и булыжники имеют концентрические каймы выветривания.

Пачка 9 основания – 344.03-360.67 м – кристалловитрические туфы, сложенные угловатыми обломками (1-2 мм) белого санидина и темно-зеленого матрикса; обломки имеют состав базальтового и фельзического материала. Присутствуют обломки пемзы и гранат – биотитовых гнейсов (1х2 см) в основании туфовой пачки. В пачке 9 крупные гальки, диспергированные в матриксе, свидетельствуют о том, что отложения формировались в условиях гравитационно – контролируемых процессов и осадки отлагались в виде пластических ламинарных потоков, таких, как песчаные обломочные потоки. Конгломераты пачки 6 образовывались в условиях расчлененного горного рельефа. Отсутствие морской фауны и присутствие обломков угля в основании пачки 5 и окисленные поверхности базальтовых лав отчетливо свидетельствует о неморских условиях. Осадки пачки 5 формировались в условиях аллювиальных потоков. Пачки 4-3: базальтовый вулканизм и субаэральная эрозия сменились в позднем кампане мелководными морскими условиями. Главное несогласие и перерыв фиксируется от позднего мела до позднего эоцена.

Пелагические илы – *плейстоцен – поздний эоцен* – пачка 199 м. Переходная (трансгрессивная) пачка – *кампан* – 20 м мощности – плотные пески с многочисленными обломками раковин, отлагавшиеся в неритовых условиях и содержащие в основании фораминиферы *позднего кампана*. Основание около 140 м – *кампан или древнее*. Конгломераты пачки 6 образовывались в условиях расчлененного горного рельефа. Отсутствие морской фауны и присутствие обломков угля в основании пачки 5 и окисленные поверхности базальтовых лав отчетливо свидетельствует о неморских условиях. Осадки пачки 5 формировались в условиях аллювиальных потоков. Пачки 4-3: базальтовый вулканизм и субаэральная эрозия сменились в позднем кампане мелководными морскими условиями. Главное несогласие и перерыв фиксируется от *позднего мела до позднего эоцена*.

Рейс 183. Скв. 1138. Плато Кергелен, расположена в 180 км восточнее о-ва Херд в пределах плато; керн – 698 м – от плейстоцена до верхнего мела.

Нижние – 144 м – многочисленные потоки базальтов (~ 5 м), перекрываемые вулканокластическими и осадочными породами. Выделено семь литологических пачек; пачки 1-6 лежат с несогласием на вулканическом основании (пачка 7). Верхние 650 м – биокремнистые и карбонатные пелагические илы, из которых верхние 110 м – четвертичные и плиоценовые биокремнистые осадки. Нижние 50 м – верхнемеловые мелководные и континентальные отложения.

Пачка 1 – 0-112 м – *поздний плейстоцен – поздний миоцен* – диатомовые глины и илы с прослоями вулканических пеплов.

Пачка 2 – 112-265.9 м — *миоцен*- фораминиферовые нанофосильные илы.

Пачка 3 – 265.9-601.8 м – *поздний олигоцен – средний кампан* – фораминиферовый мел и нодули кремней в нижней части. Содержание глин возрастает в нижней части.

Пачка 4 – 601.8-655.6 м – *средний кампан – сеноман* – циклическое чередование светло-серого фораминиферового мела с серыми и зеленовато-серыми аргиллитами.

Пачка 5 – 655.6-671.9 м – *турон – сеноман* – глауконитовые известковистые песчаники, отлагавшиеся в неритовых условиях.

Пачка 6 – 671.9-698.2 м – *поздний мел* – обогащенные окаменелостями темно-коричневые аргиллиты с прослоями песчаников аллювиального или мелководно-морского образования. Аргиллиты содержат обломки древесины, семена, окаменелые споры и пыльцу. Прослои песчаников содержат хорошо округлые гальки и зерна вулканического материала. В основании пачки 6, залегающей на базальтах пачки 7, располагаются конгломераты с крупной субаэральной галькой выветрелых базальтов, что позволяет считать, что реголит пачки 6 сформирован в результате выветривания вулканического основания.

Пачка 7 – 698.23-842.70 м – *поздний мел* – 144 м, состоит из 22 горизонтов: верхний горизонт – округлые "булыжники" флюидальных дацитов; выше залегают вулканокластические породы, перекрывающие потоки базальтовых лав; мощность горизонта 20 м – представлен окисленными и выветрелыми туфовыми брекчиями и интенсивно измененными пепловыми отложениями. Горизонты 3-22 – субаэральные потоки миндалекаменных базальтовых лав – "пахоехое", "аа" и верхние части лавовых брекчий, переработанных в аллювиальных условиях. Степень окисления, выветривания увеличивается в кровле потоков, особо в лавовых брекчиях, полностью замещенных глинистым материалом. Обломки лав в брекчиях полностью замещены коричневой глиной.

Пелагические отложения – около 260 м – *плейстоцен – миоцен*. Переходный (трансгрессивный?) комплекс – около 400 м – *поздний олигоцен – сеноман*. Мелководные отложения *турон – сеноман* – около 40 м. Вулканическое основание – 144 м – *поздний мел* – представлен 22 горизонтами: верхний горизонт – округлые «булыжники» флюидальных дацитов; выше залегают вулканокластические породы, перекрывающие потоки базальтовых лав; мощность горизонта 20 м – представлен окисленными и выветрелыми туфовыми брекчиями и интенсивно измененными пепловыми отложениями. Горизонты 3-22 – субаэральные потоки миндалекаменных базальтовых лав – «пахоехое», «аа» и верхние части лавовых брекчий, переработанных в аллювиальных условиях. Степень окисления, выветривания увеличивается в кровле потоков, особо в лавовых брекчиях, полностью замещенных глинистым материалом. Обломки лав в брекчиях полностью замещены коричневой глиной.

Рейс 183. Скв. 1139. Плато Кергелен. Глубина 1427 м. Скважина расположена в пределах банки Скифф (поднятие Леклера) в западной части плато в ~ 350 км запад-юго-западнее архипелага Кергелен.

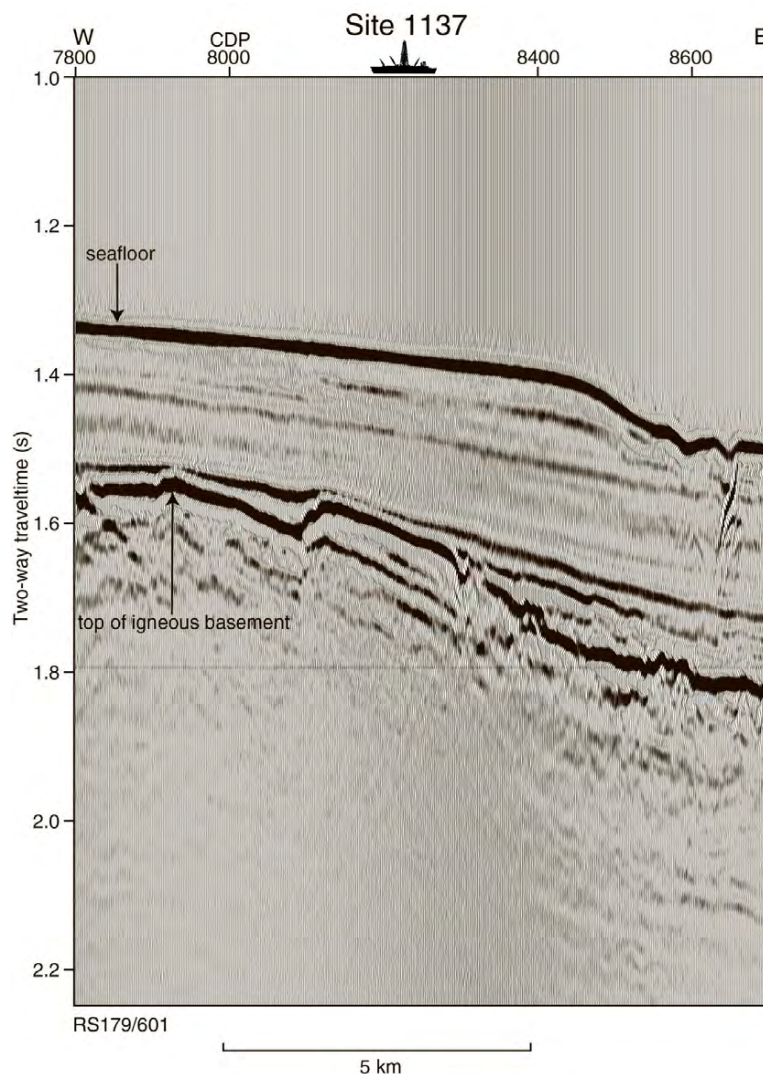


Рис. 12. Сейсмический профиль района заложения скв. 1139. Рейс 183.

Пробурено 223 м изверженного основания, перекрытого *раннеолигоценовыми* мелководными осадками (461 м) и представленного интенсивно выветрелыми, окисленными породами кислого, среднего и основного состава. Пачки 1-5 – осадочные породы, пачка 6 – вулканическое основание разреза.

Пачка 1 -0-47.5 м – *ранний плейстоцен – ранний миоцен* – фораминиферо- и диатомосодержащие нанофоссильные илы с песчаными зернами и редкими гальками и реликтами пемзы.

Пачка 2 – 47.5-380.7 м – *поздний олигоцен – средний миоцен* – нанофоссильные глины и аргиллиты, чередующиеся с нанофоссильными илами, аргиллитами и мелом. Осадки полулитифицированы до глубин по керну 100-110 м.

Пачка 3 – 380.7-383.5 м – *поздний эоцен – поздний олигоцен* – фораминиферовый мел аномального коричневатого – и красно-желтого цвета.

Пачка 4 – 383.5-384.9 – *эоцен или древнее* – пыльно-красные и зеленовато-розовые плотные пески с редкими планктонными фораминиферами и фрагментами раковин двустворок. В пачках 3-4 присутствуют фрагменты высокоизмененных обломков вулканогенных пород.

Пачка – 461.70-694.20 – *эоцен или древнее* – вулканическое основание, в котором выделяется ряд образований (единиц):

- 1) (мощность 57 м; керн ~ 5.3 м) – кислые вулканические и вулканокластические породы, интенсивно замещенные глинистым веществом,
- 2) (мощность 10.5 м, керн 1.35 м) – темно-красные окисленные риолиты и спекшиеся туфы,
- 3) (мощность 9.7, керн 4.6 м) – интенсивно измененные кристаллокластические породы,

4) (30.1 м, керн 5.9 м) – массивные, брекчированные темно-красные (окисленные) риолиты (подобные горизонту 2),

5) (17.4 м, керн 4.2 м) интенсивно измененные трахиты.

Единицы 6-17 (65.7 м, керн 41.4 м) – афировые трахибазальты и трахиандезиты – лавовые потоки с брекчированными верхними частями и возрастающей кверху миндалекаменностью. Мощность потоков – от 1.8 до 19.8 м (в среднем ~ 6 м). Характерно, что брекчии поверхностей лавовых потоков интенсивно изменены, окислены и почти нацело замещены минералами глин.

Пачки 18-19 основания представлены совершенно измененными трахиандезитами и трахитами. Породы интенсивно красные окисленные, выветрелые или бело-розовые – выщелоченные.

Пелагические илы – около 380 м – *ранний плейстоцен – поздний олигоцен*. Переходный (трансгрессивный) комплекс – 4 м – *эоцен или древнее*. Вулканическое основание около 70 м – *эоцен или древнее* – афировые трахибазальты и трахиандезиты – лавовые потоки с брекчированными верхними частями и возрастающей кверху миндалекаменностью. Мощность потоков – от 1.8 до 19.8 м (в среднем ~ 6 м). Характерно, что брекчии поверхностей лавовых потоков интенсивно изменены, окислены и почти нацело замещены минералами глин.

Абиссальные равнины.

Рейс 22. Северо-восточная часть Индийского океана, 1972. C.C. von der Borch, J.G. Slater, S. Gartner, Jr., R. Hekinian, D.A. Johnson, B. McGowran, A.C. Pimm, R.W. Thompson, J.J. Veevers, and L.S. Waterman. // doi:10.2973/dsdp.proc.22.101.1974.

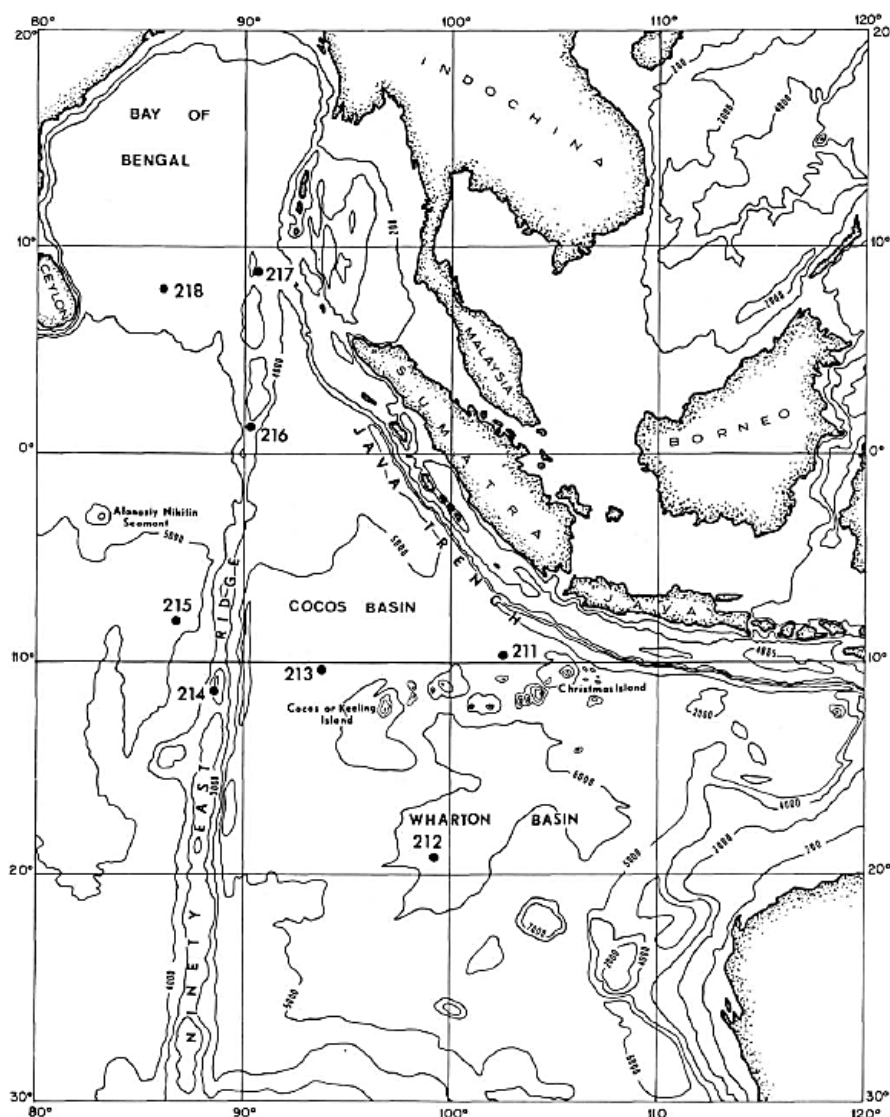


Рис. 13. Карта размещения скважин рейса 22.

Рейс 22. Скв. 211. Абиссальная равнина к югу от Яванского желоба. Глубина – 5535 м.

Основание осадочного разреза: чередование пестроцветных глин и илов – *верхний мел* (*нижний маастрихт* – *нижний кампан*).

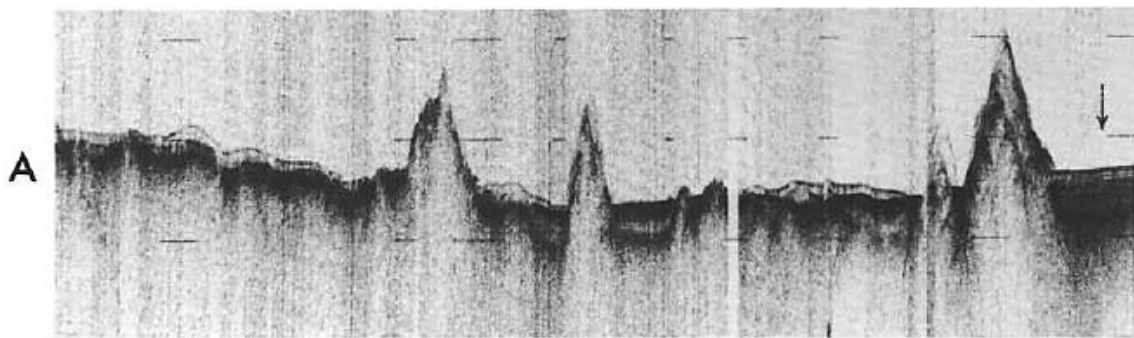


Рис. 14. Сейсмический профиль района заложения скв. 211 (стрелка). Рейс 22.

Основание: базальт.

В разрезе выделено 7 пачек.

Пачка 1 – 0-95 м – *квартер* – *верхний плиоцен* – обогащенные глиной кремнистые илы с примесью вулканического пепла.

Пачка 2 – 95-200 м – *плиоцен* – глины и илы с прослоями песков, уменьшающимися вниз по разрезу.

Пачка 3 – 200-300 м – *плиоцен* – *миоцен* – глины и пески.

Пачка 4 – 335-401 м? – коричневые глины, переходящие ниже в пеплы аморфные, обогащенные окислами железа.

Пачка 5 – 401-411 м – диабаз?

Пачка 6 – 411-428 м – *базальный маастрихт* – *базальный кампан* – содержит нанофосильные глины и илы, после подъема керна быстро изменившие свой цвет на красный, кремовый.

Непосредственно ниже диабазового силла все осадки пыльно-красные. Присутствуют несколько прослоев пеплов, обогащенных железом и содержащих сильно измененное стекло, замещенное гидроокислами железа, палагонитом, гетитом, лимонитом.

Пачка 7. Сильно выветрелые амфиболсодержащие базальты. Через выветрелые зоны фанеритовые базальты сменяются афанитовыми 12 раз на протяжении 8 м керна. Все базальты миндалекаменны с выветрелым матриксом.

Пелагические отложения – 95 м *квартер* – *верхний плиоцен*. Переходная (трансгрессивная) пачка – около 200 м – *плиоцен* – *миоцен*. Осадочное основание разреза – около 25 м – *базальный маастрихт* – *базальный кампан* – содержит нанофосильные глины и илы, после подъема керна быстро изменившие свой цвет на красный, кремовый. Вулканическое основание – сильно выветрелые амфиболсодержащие базальты. Через выветрелые зоны фанеритовые базальты сменяются афанитовыми 12 раз на протяжении 8 м керна.

Рейс 22. Скв. 212. Впадина Уартон. Глубина 6423 м. Пробурено 366 м при мощности разреза 516 м. Основание осадочного разреза: – коричневые цеолитовые глины – *верхний мел*.

Основание: metabазальты с включениями перекристаллизованного известняка.



Рис. 15. Сейсмический профиль района заложения скв. 211 (стрелка). Рейс 22.

В разрезе скважины выделены 9 пачек.

Пачка 1 – 0-30 м – *смесь плиоцена и позднего миоцена* – чередующиеся нанофоссильные илы и коричневые глины.

Пачка 2 – 30-166 м – *средний – поздний миоцен* – нанофоссильные илы.

Пачка 3 – 166-288,5 м – *ранний – средний миоцен* – илы и мел.

Пачка 4 – 288,5-318,5 м? – *коричневые цеолитовые аргиллиты*.

Пачка 5 – 318,5-402,5 м – *средний эоцен* – наномел.

Пачка 6 – 402,5-430,5 м? – *коричневый цеолитовый аргиллит*.

Пачка 7 – 430,5-482,0 м – *поздний мел* – наномел.

Пачка 8 – 482,0-516,0 м? – *коричневый цеолитовый аргиллит*.

Пачка 9 – *выветрелый метабаза́лт с включениями известняка*.

Пелагические отложения-около 290 м – *плиоцен – миоцен*. Переходный (?) комплекс-около 100м-*миоцен*. Осадочное основание около 100м – *поздний мел* Вулканическое основание – *возраст не определен* – *выветрелый базальт*.

Рейс 22. Скв. 213, 213А. Абиссальная равнина к востоку от Восточно-Индийского хребта. Глубина 5611 м.

Основание осадочного разреза: – *наноилы*, в основании 5-метровый слой железомарганцевой массы – *ранний эоцен – поздний палеоцен*.

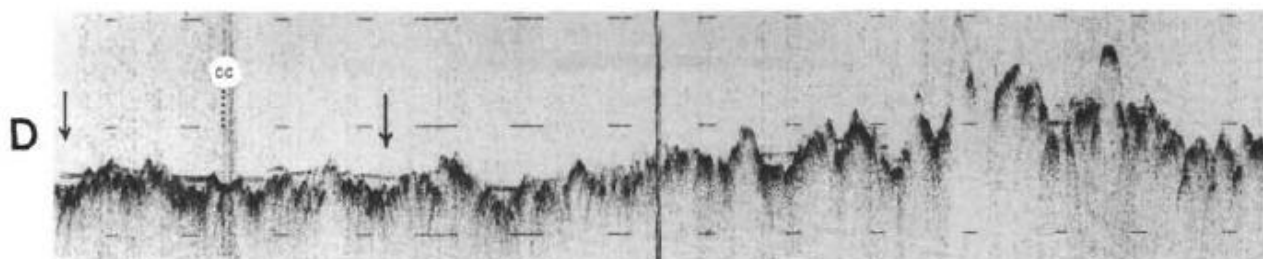


Рис. 16 Сейсмический профиль района заложения скв. 213 (стрелка). Рейс 22.

Основание: *выветрелый базальт*.

В разрезе скважины выделены 5 пачек.

Пачка 1 – 0-75 м – *квартер – верхний миоцен* – илы с варьирующей примесью глин.

Пачка 2 – 70,5-135 м – *средний миоцен* – *цеолитовые глины*, сменяющиеся вниз по разрезу глинами, обогащенными оксидами железа и марганца.

Пачка 3 – 135-147 м – *ранний эоцен* – поздний палеоцен – наноилы.

Пачка 4 – 147-152 м? – оксидная железомарганцевая фация.

Пачка 5 – 154-172 м – выветрелый базальт представлен 11 потоками базальтов; в каждом потоке выделяются три фации: 1 – стекловатая палагонитизированная; 2 – выветрелая базальтовая зона; 3 – более кристаллическая и менее выветрелая зона.

Пелагические отложения – 75 м – *квартер* – *верхний миоцен*. Переходный (?) комплекс – 70 м – *средний миоцен* *ранний эоцен* – *поздний палеоцен*. Осадочное основание(?) – 8м – возраст не известен – оксидная железомарганцевая фация. Вулканическое основание – выветрелый базальт, представлен 11 потоками.

Рейс 22. Скв. 215. Абиссальная равнина к западу от Восточно-Индийского хребта. Глубина 5319 м. Пробурено 155,5 мягких кремнистых илов, коричневых глин, карбонатных илов и мела, перекрывающего базальты. Базальты пробурены на 19,5 м. Скважина расположена на расстоянии 240 км западнее осевой части хр. Найнтист.

Основание осадочного разреза: *палеоцен* – желтовато-коричневые нанофоссильные илы с содержанием глины – 5-20%; в 1 м выше базальтов многочисленные нодулы оксидов железа и содержание глины повышается до 30 %.

Вулканическое основание: 14 базальтовых потоков; базальты в различной степени подвержены подводному выветриванию. Известняки с нанофоссилиями располагаются между потоками базальтов, внешняя часть которых интенсивно выветрелая. В разрезе выделены 5 пачек.

Пачка 1 – 0-47,5 м – илы, в отдельных местах обогащенные глиной.

Пачка 2 – 47,5-74,0 м – *поздний миоцен* – алевроитистые глины и глинистые алевроиты.

Пачка 3 – 65,0-82,0 м – *поздний эоцен* – *ранний миоцен* – цеолитовые глины.

Пачка 4 – 82,0-151,0 – *палеоцен* – наноилы.

149-151,0 м – оксидно-железистые наноилы в основании пачки мощностью 1 м, железо-оксидные микронодулы выше базальтов, в непосредственном контакте с базальтами – темно-коричневый мел с прослоями желтого палагонита.

Пачка 5 – 151,0-175 м – базальты, подвергнутые в той или иной степени подводному выветриванию, чередуются с известняками, содержащими нанофоссилии, кальцит и следы коричневого стекла.

Пелагические отложения – 47 м – *квартер* – *поздний миоцен*. Переходная пачка – 35 м – *поздний эоцен* – *ранний миоцен*. Осадки основания – 75 м – *средний палеоцен* – оксидно-железистые наноилы в основании пачки мощностью 1 м, железо-оксидные микронодулы выше базальтов. Вулканическое основание – 25 м – 14 базальтовых потоков; базальты в различной степени подвержены подводному выветриванию. Известняки с нанофоссилиями располагаются между потоками базальтов, внешняя часть которых интенсивно выветрелая.

Рейс 25. Западная часть Индийского океана, 1972. Simpson, E. S. W., Schlich, R., et al, 1974, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 25, Washington (U.S. Government Printing Office). // doi:doi:10.2973/dsdp.proc.25.1974.

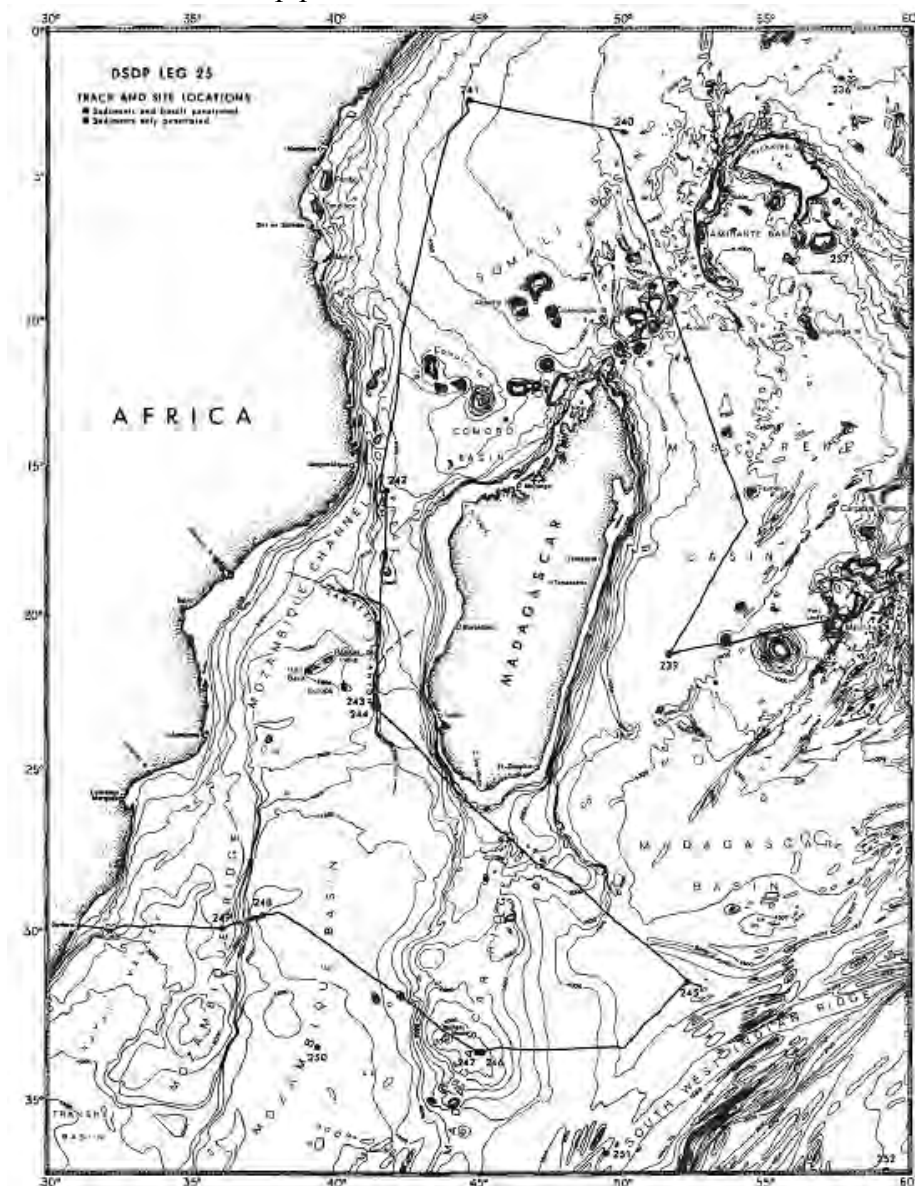


Рис. 17. Карта размещения скважин рейса 25.

Рейс 25. Сква. 239. Расположена на глубоководной абиссальной равнине Маскаренского бассейна, в его южной части. Сейсмический профиль показывает, что Маскаренская абиссальная равнина глубиной 5000 м подстилается отчетливо стратифицированными осадками. Глубина – 4971 м.

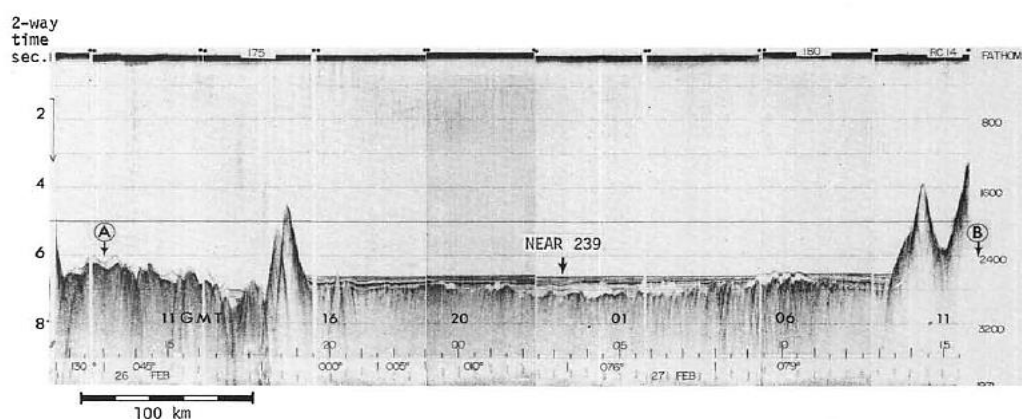


Рис. 18 Сейсмический профиль района заложения скв. 239. Рейс 25.

Основание осадочного разреза: коричневые глины и алевроитовые глины – *средний. миоцен – верхний мел (кампан?)*. Основание: базальт.

Пачка 1 – 0-158 м – *средний миоцен – плейстоцен* – алевроитистые глины и глинистые наноилы. Пачка 2 – 158–320 м – *ранний миоцен – ранний палеоген – поздний мел* – коричневые глины, глинистые наноилы; многочисленные нанофоссилии. Значительный вклад вулканического материала в состав глин подтверждается присутствием монтмориллонита в глинистой фракции. Прослои коричневого цвета в основании пачки могут представлять девитрифицированное вулканическое стекло (*поздний мел, кампан*). Присутствие терригенного материала, состав которого свидетельствует об его происхождении из магматических и метаморфических пород Мадагаскара. Тонкие прослои известняков, обогащенных гипсом.

Пачка 3 – 320-326 м – базальты. Контакт вышележащих пород и базальтов – не вскрыт. Красно-коричневые зоны – окисление железа – подводное выветривание – заполняют трещины, пересекающие базальты. Подобные неправильные по форме трещины заполнены также железистым карбонатом и кремнем.

Пелагические отложения – 158 м – *средний миоцен – плейстоцен* с присутствием детритового материала. Переходная (трансгрессивная) пачка-около 160 м – *ранний миоцен – ранний палеоген – поздний мел*. Вулканическое основание – 6 м – базальты, окисленные в процессе субмаринного выветривания – *кампан*.

Рейс 25. Скв. 240. Сомалийский бассейн. Расположен в северо-западной части Индийского океана, ограничен с запада и северо-запада побережьем Африки, на востоке и северо-востоке – хребтом Карлсберг. Глубина – 5082 м.

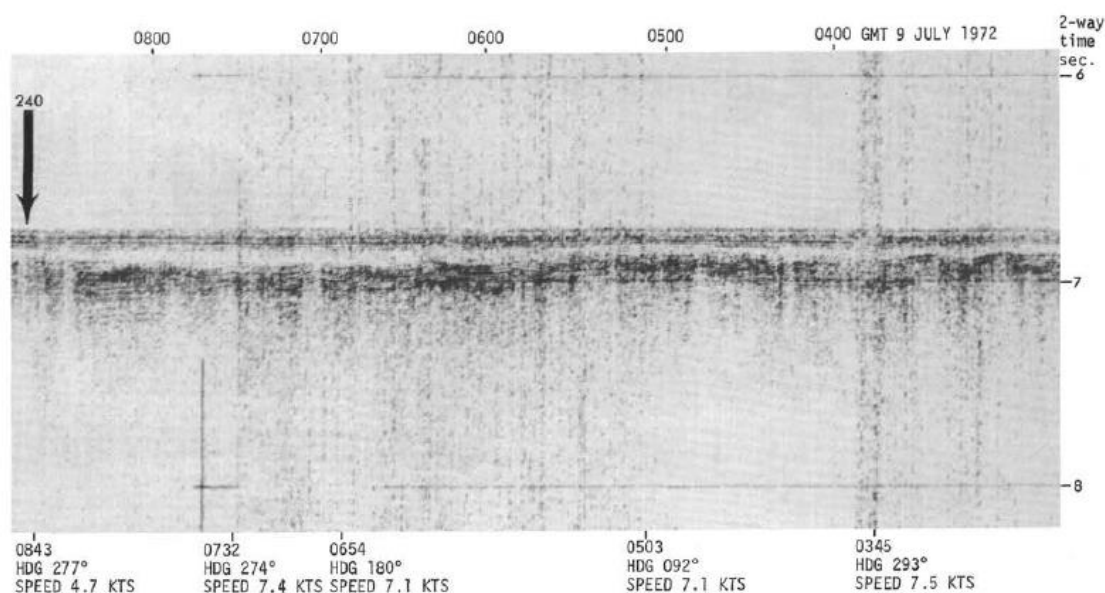


Рис. 19. Сейсмический профиль района заложения скв. 240. Рейс 25.

Основание осадочного разреза: желто-коричневые илы, алевроитовые глины, алевроиты, пески – *нижний эоцен – верхний палеоцен?* Основание: базальт.

В разрезе выделены три пачки.

Пачка 1 – 0-157 м – *квартер – нижний миоцен* – наноилы.

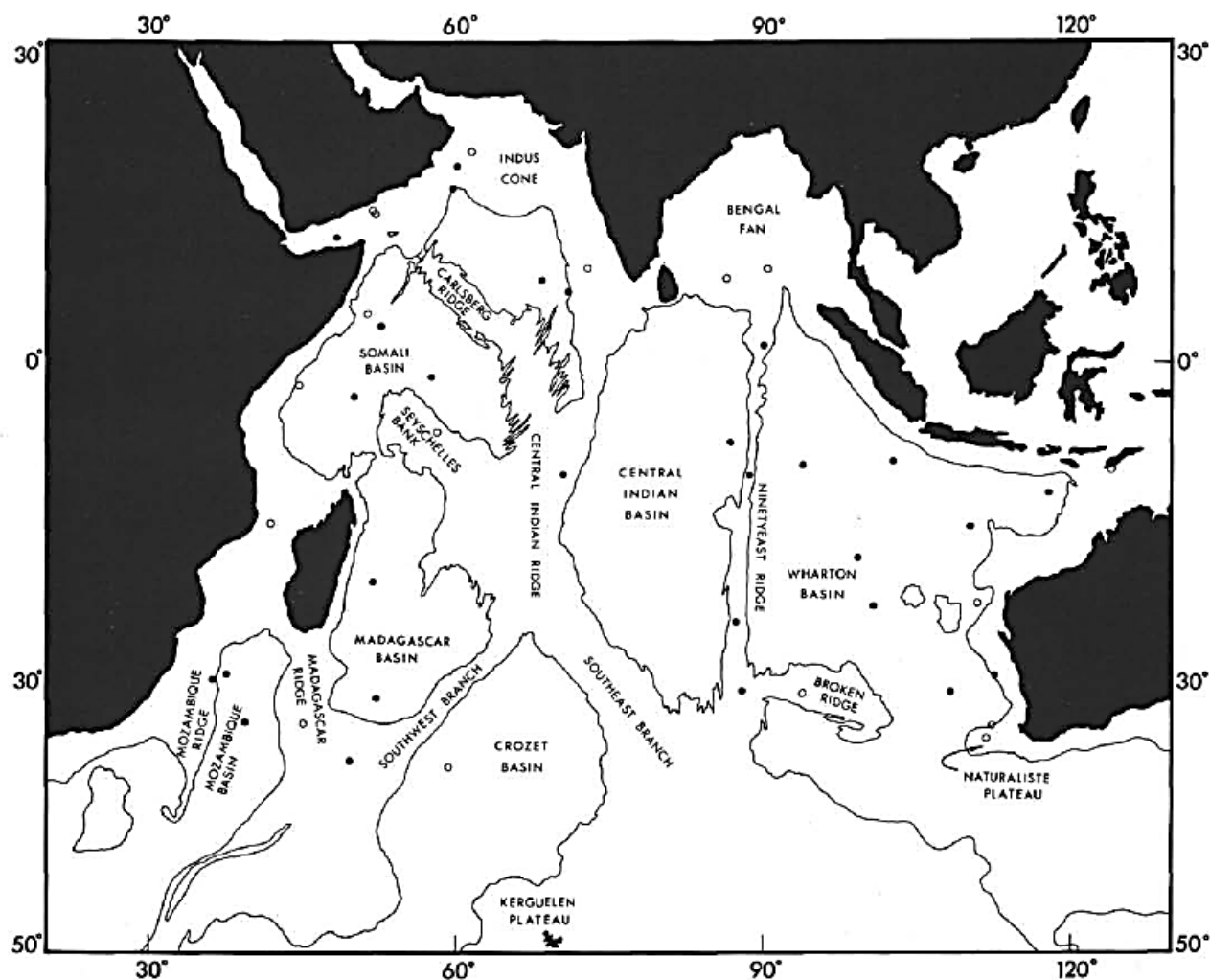


Рис. 21. Физиография Индийского океана. Рейс 26.

Рейс 26. Скв. 250. Юго-восточный край Мозамбикской котловины. Глубина – 5119 м.

Принципиальный результат: основание оливиновых базальтов перекрыто 22 метрами детритовых глин (*коньяк*).

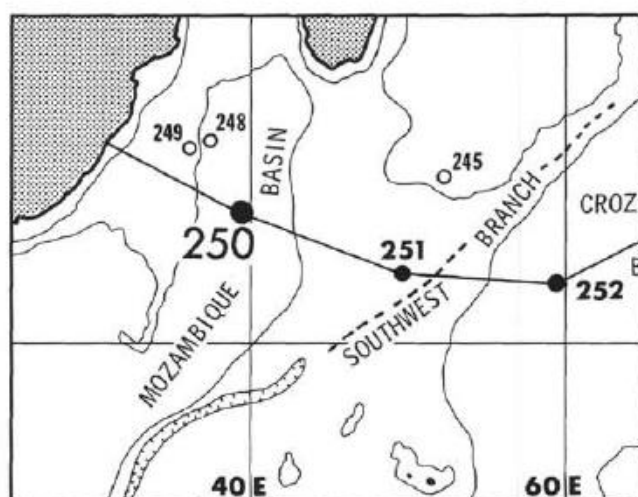


Рис. 22. Расположение скв. 250. Рейс 26.

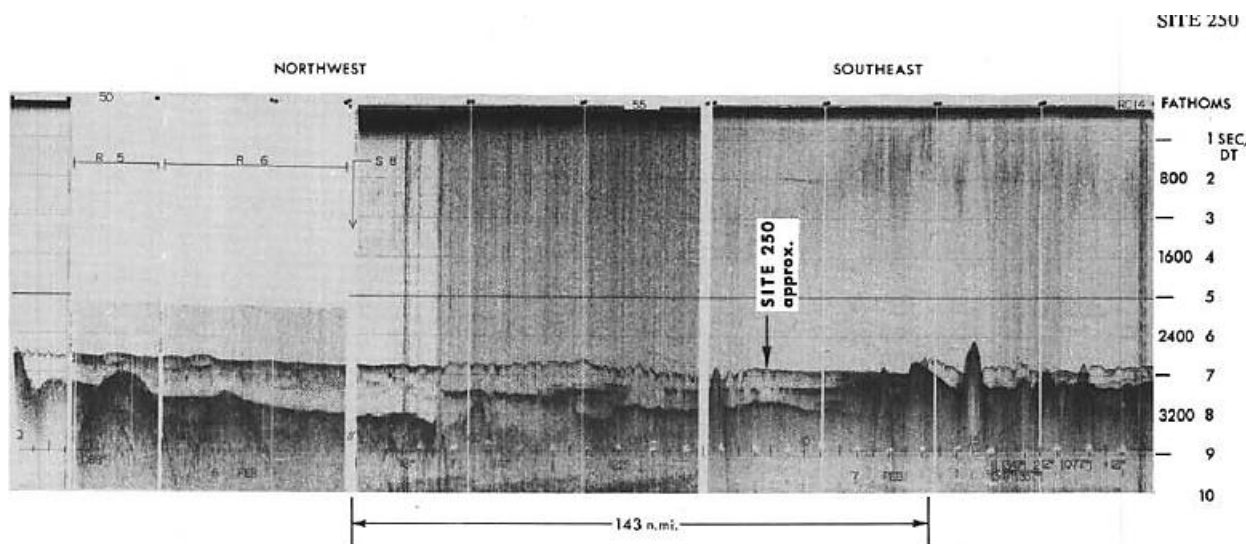


Рис. 23. Сейсмический профиль района заложения скв. 250. Рейс 26.

Основание осадочного разреза: чередование зеленовато-серых и коричневых терригенных глин – *нижний миоцен – верхний мел (коньяк)*. Вулканическое основание: базальт.

Пачка 1 – 116 м – *квартер – поздний плиоцен* – светло-серые глинистые илы, алевроитистые и детритовые глины. Главные детритовые минералы – кварц и слюда. Спикулы губок и обломки рыб.

Пачка 2 – 452 м – *ранний – средний миоцен* – глины и детритовые глины, аутигенный карбонат и пирит. Прослой 8 см – слоистые с присутствием мелкообломочных песков. Кварц и слюда – наиболее обычные терригенные компоненты. Наиболее примечательная петрографическая особенность пачки 2 – развитие минералов глин вокруг обломочных минералов, что предполагает их аутигенное образование.

Пачка 3 – 70 м – *ранний миоцен* – полулитифицированные детритовые глины, присутствие глауконита. Обломочные минералы – кварц и слюда (от 10 до 6%). Тяжелые минералы: циркон, апатит, сфен и непрозрачный рудный минерал.

Пачка 4 – 65,5 м – *ранний миоцен и поздний мел* – полулитифицированные глины. В интервале 691-703 м детритовые глины изменяют состав и переходят в цеолитсодержащие глины. В этом же интервале широко распространены нодулы до 1,5 см железных и марганцевых окислов, которые также формируют темные полосы.

Пачка 5 – полулитифицированные серые глины. Возраст не известен, но в вышележащей пачке 4 установлены верхнемеловые окаменелости (*поздний мел – коньяк*). Примесь минералов в глинах: кварц, полевошпат, слюда (до 1%). Тяжелые минералы: гранат, апатит, рутил, анатаз.

Пачка 6 – в контакте глин и базальтов – несогласие. Действительный контакт не вскрыт, но неметаморфизованные глины заполняют две полости в наиболее верхних базальтах и подобны детритовым глинам пачки 5. Базальты демонстрируют среднюю степень выветривания или изменения до глубины 734 м. Верхние 4 м базальтов пронизаны большим количеством кальцитовых и серпентиновых(?) жил и трещин, их количество уменьшается до глубины 728 м. Изучен шлиф: 725,3 м – выветрелое первичное стекло базальта – красно-коричневое; девитрифицированный субвариолитовый красно-коричневый матрикс; оливин нацело замещен агрегатом иддингсита – боулингита. Миндалины заполнены селадонитом.

Пелагические отложения – 116 м – *квартер-поздний плиоцен*. Переходная? трансгрессивная пачка – 452 м – *ранний-средний миоцен*. Основание осадочного разреза – около 150 м – *ранний миоцен и поздний мел*. Вулканическое основание – неметаморфизованные глины заполняют две полости в наиболее верхних базальтах и подобны детритовым глинам пачки 5. Базальты демонстрируют среднюю степень выветривания или изменения до глубины 734 м.

Рейс 26. Скв. 256. Бассейн Уартон. Глубина 5361 м. Проходка 270 м. Основание разреза – детритовые глины – *поздний альб*.

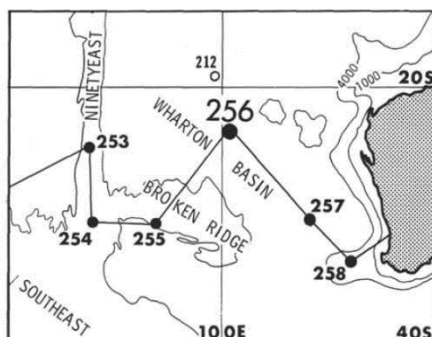


Рис. 24. Расположение скв. 256. Рейс 26.

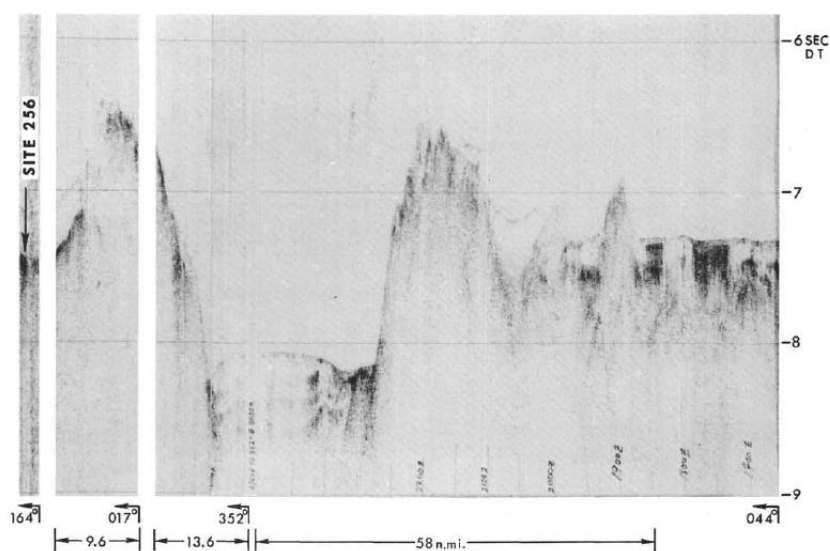


Рис. 25. Сейсмический профиль района заложения скв. 256. Рейс 26.

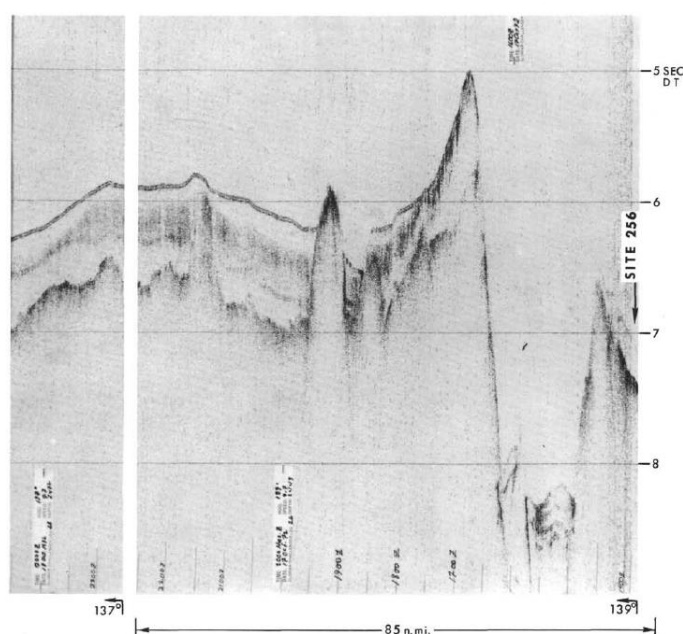


Рис. 26. Сейсмический профиль района заложения скв. 256. Рейс 26.

Вулканическое основание – стекловатый базальт, пробурено 19 м. Базальты перекрываются осадками от *альба до квартера* – коричневыми детритовыми глинами. Возможно, существует несогласие между меловыми и неогеновыми осадками, но глины не датированы в связи с отсутствием фоссилий. Скважина пробурена в южной части бассейна Уартон западнее плато Валлаби. Бассейн Уартон имеет наибольшие глубины в Индийском океане, достигающие 6000 м в северной и центральной частях, и среднюю глубину 5000 м на юге. Эти глубины позволяют считать, что возраст бассейна меловой или древнее. Скважина пробурена на глубине 5361 м и вскрыла 251 м детритовых глин (пачка 1), перекрывающих пробуренные на 19 м базальты (пачка 2). Получено по осадкам 65,5 м керна и по базальтам 12,5 м.

Пачка 1 – 251 м – детритовые глины-основание – *поздний альб*. Обычные компоненты: обломки рыб до 4 %, кварц – 1%, слюда – 2%, глауконит. В верхней части монтмориллонит, каолинит, иллит, хлорит, палыгорскит.

Пачка 2 – 251-270 м – миндалекаменные базальты, в верхней части высокоизмененные, трещиноватые, трещины заполнены кальцитом. Наиболее крупные трещины до 6 см включают брекчированные обломки базальтов.

Глины верхней части разреза пачки 1 состоят наполовину из монтмориллонита и наполовину из каолинита, а также из иллита и палыгорскита. Вниз по разрезу уменьшается количество минералов глин и незначительно возрастает количество детритового материала.

Рейс 26. Скв. 257. Котловина Уартон, юго-восточная часть. Глубина – 5278 м. Основание осадочного разреза: красновато-коричневые цеолитовые глины, серый кокколитовый ил и мел, плотные «ленточные» красно-коричневые глины – мел – *средний альб* – в 10 м выше базальтового основания. Вулканическое основание: базальт. Базальты миндалекаменны, изменены, трещиноваты, верхние части потоков брекчированы; обломки сцементированы кальцитом, окрашенным в красный цвет. Присутствуют внутрибазальтовые прослои слоистых песков и глин, короткие (10 см) интервалы красных карбонатных пород.

Рейс 27. Восточная часть Индийского океана, 1972. James R. Heirtzler, John J. Veevers, and Paul T. Robinson . //doi:10.2973/dsdp.proc.27.101.1974.

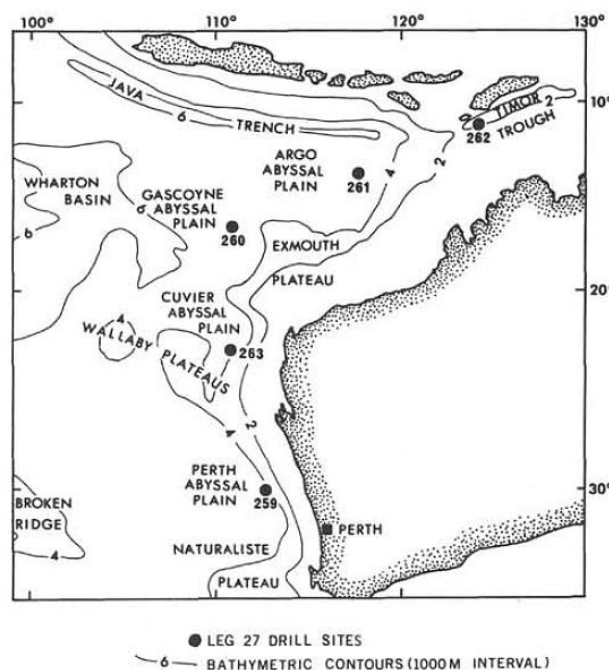


Рис. 27. Карта размещения скважин рейса 27.

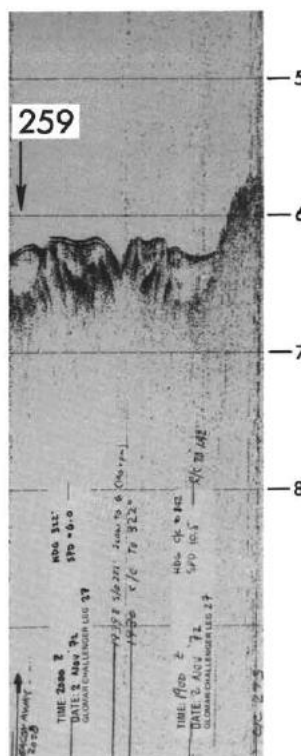


Рис. 28. Сейсмический профиль района заложения скв. 259. Рейс 27.

Рейс 27. Скв. 259. Скважина расположена в удлиненной пологосклонной депрессии акустического основания на глубине 4706 м, в пределах абиссальной равнины Перт, пробурено 346 м.

Основание осадочного разреза: *ант*.

Вулканическое основание: измененный базальт. В разрезе скважины выше базальтового основания выделены 4 пачки.

Пачка 1 – 0-60 м – *квартер* – *верхний палеоцен* – мягкие серо-оранжевые обогащенные глиной наноилы и цеолитовые глины, присутствуют минералы тяжелой фракции, вулканическое стекло и спикулы губок, останки рыб и железомagneзиальные микронодули, кокколиты, фораминиферы, радиолярии, диатомеи. Некоторые тонкие песчаные прослои в верхней части пачки содержат мелководные фораминиферы и карбонатные фрагменты в глинистом матриксе – свидетельства транспортировки материала с шельфа в глубокие воды. Верхняя часть *квартер*, нижняя часть – *нижний эоцен* – *верхний палеоцен*.

Пачка 2 – 60-103 м – *мел* – темно-желто-коричневые глины цеолитовые и обогащенные цеолитом, рассеянные гидроокислы железа.

Пачка 3 – 103-154 м – *нижний мел* – *альб* – светло-коричневые цеолитовые наноглины и глинистые наноилы желто-коричневые, присутствуют доломитовые ромбы. В основании пачки исчезают нанофоссилии.

Пачка 4 – 304-346 м – *нижний мел* – *ант* – зеленовато-серые цеолитсодержащие аргиллиты, плотные, обычно высокодеформированные, детритовый материал- кварц и полевошпат. Минеральный состав позволяет предполагать образование глин как вулканических образований или продуктов выветривания вулканитов или изменения на месте пирокластического материала. Нодули, обычные для пачки 4, – 2-10 мм. Присутствуют кристаллы гипса 1-2 мм. Редкие фораминиферы. Возраст верхней границы коррелируется с *несогласием между альбом и ант*.

Основание – базальт; верхняя часть базальтов представлена светло-серыми брекчиями, которые содержат угловатые и субугловатые фрагменты измененных базальтов, размером до 50 см. Жилки кальцита и небольшие массы хлорита – цемент брекчий. Степень изменений уменьшается с глубиной, широко распространен монтмориллонит.

Характерно, что в пределах абиссальных равнин Индийского океана в большинстве пробуренных скважин в интервале до базальтового основания вскрыты отложения, которые не могут быть отнесены к «чисто» пелагическим отложениям оттого, что в их составе присутствуют детритовые фации – глины и илы, прослеживающийся сверху вниз – до базальтового основания. Характерным признаком этих гемипелагических отложений является постоянное присутствие минералов глин, их красно-буро-коричневая окраска и присутствие железомарганцевых нодулей. Также характерно отсутствие микрофоссилий или их незначительное распространение.

Гемипелагические отложения – 60 м – верхняя часть *квартер*, нижняя часть – *нижний эоцен* – *верхний палеоцен*. Переходная (?) пачка – около 90 м – *нижний мел* – *альб*. Основание осадочного разреза – около 150 м – *нижний мел* – *ант*. Возраст верхней границы коррелируется с *несогласием между альбом и ант*.

Вулканическое основание – базальт, верхняя часть базальтов представлена светло-серыми брекчиями, которые содержат угловатые и субугловатые фрагменты измененных базальтов, размером до 50 см.

Рейс 27. Скв. 260 локализована в южной части абиссальной равнины Гаскойн там, где основание и перекрывающие слои осадков образуют небольшой меридионального простирания хребет на дне океана. Глубина 5702 м. Проходка 169,5 м.

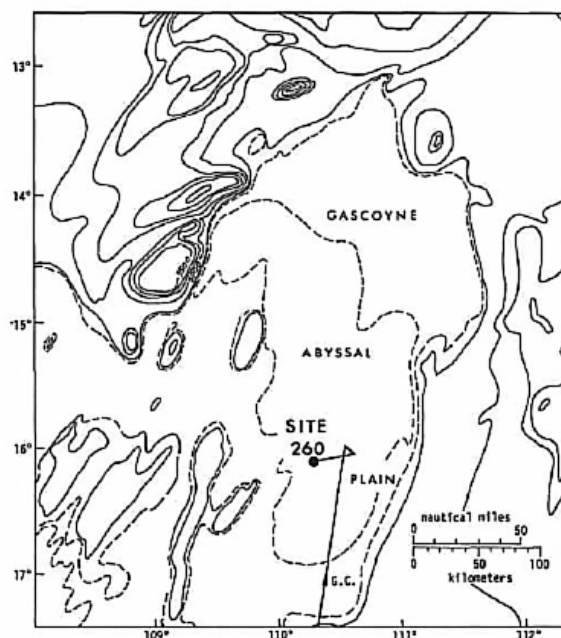


Рис. 29. Батиметрия района заложения скв. 260. Рейс 27.

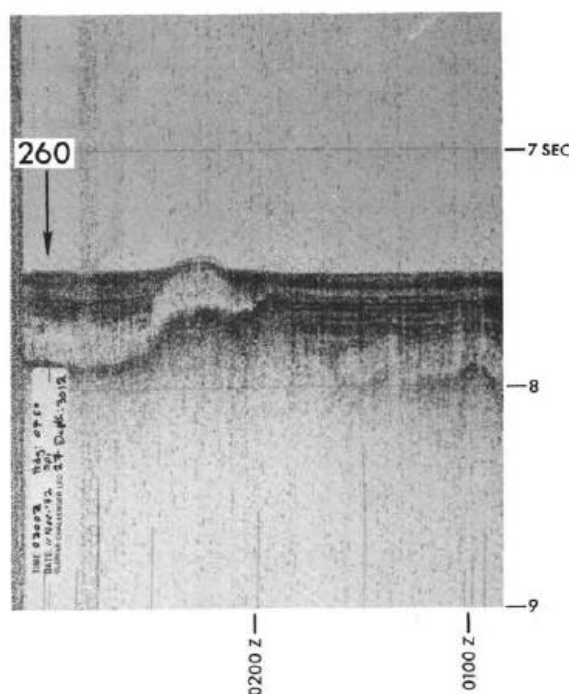


Рис. 30. Сейсмический профиль района заложения скв. 260. Рейс 27.

Основание осадочного разреза: *альб.* Вулканическое основание: базальтовый силл.

В разрезе скважины выделены 4 надбазальтовые пачки.

Пачка 1 – 0-158 м – *квартер* – *середина олигоцена* – светло-коричневые, серо-оранжевые наноилы с подчиненными прослоями желто-коричневых глин. Светло-серые фораминиферовые слои отличаются слоистостью. Осадки плотные и мягкие только в верхней части. Фораминиферы, радиоларии,

спикулы губок, глауконит, кварц, слюда. Прослой песков с обломками фораминифер, кварц, полевой шпат.

Пачка 2 – 158-224,5 м – *верхний мел* – коричневые, темно-желто-коричневые цеолитовые глины с прослоями желтовато-коричневых глин.

Пачка 3 – 224,5-272 м – *нижний мел* – *середина альба* – средне-коричневые наноилы с желто-коричневыми глинами. Фораминиферы, радиолярии, спикулы губок, кварц, остракоды и железистые частицы.

Пачка 4 – 272-323 м – *нижний мел* – *середина альба* – зеленовато-серые средне-коричневые илы, наноилы и цеолитовые глины. В основании темно-красно-коричневые илы и цеолитовые глины.

Базальты трещиноватые. Трещины заполнены кальцитом и хлоритом. Базальты миндалекаменные.

Гемипелагические осадки – около 160 м; далее перерыв в осадконакоплении между олигоценом пачки 1 и верхним мелом пачки 2. Среди илов пачки 1 прослой песков с обломками мелководных фораминифер, что является основанием предполагать перемещение материала из шельфа в глубоководные условия. Далее вниз по разрезу характер осадконакопления – гемипелагический сохраняется до осадочного надбазальтового основания *нижний мел* – *середина альба*. В основании – красно-коричневые осадки, обогащенные окислами железа и марганца.

Рейс 27. Скв. 261 находится в северо-восточной части абиссальной равнины Арго. Глубина 5687 м. Пробурено 342 м.

Осадочное основание разреза: *поздний оксфорд*. Вулканическое основание: верхние 10 м – силл, далее базальт.

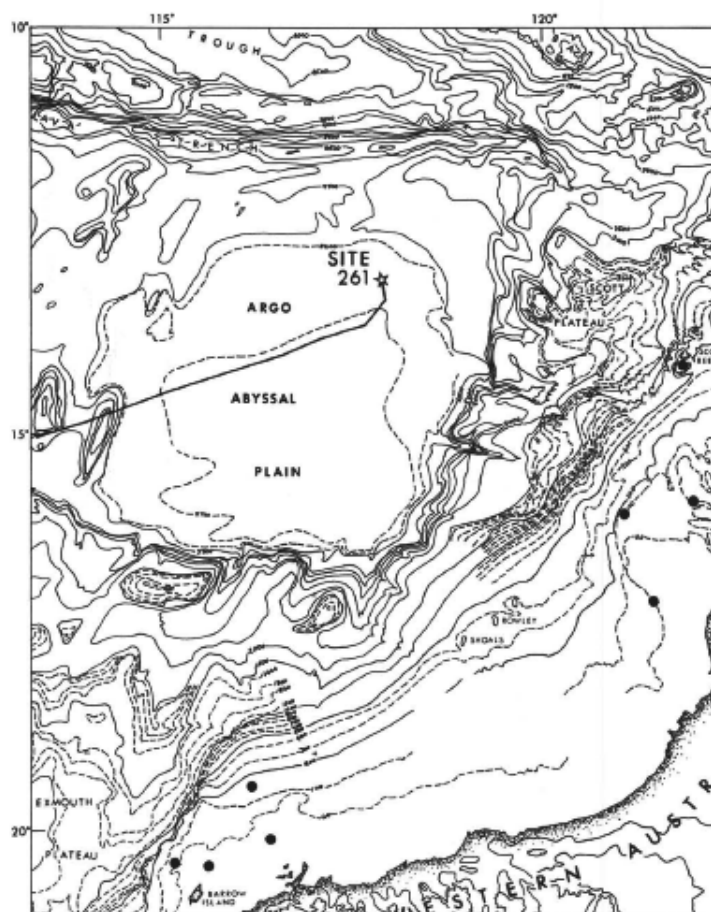


Рис. 31. Карта размещения скв. 261. Рейс 27.

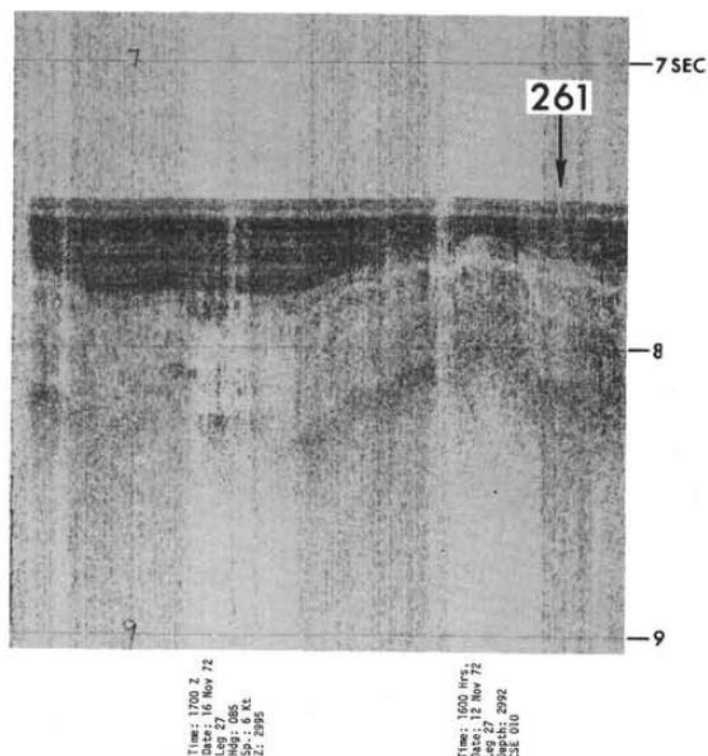


Рис. 32. Сейсмический профиль района заложения скв. 261. Рейс 27.

В разрезе скважины выделены 4 надбазальтовых пачки.

Пачка 1 – 19 м – *квартер* – мягкие радиоляриевые и диатомовые глины.

Пачка 2 – 19-142 м – *верхний миоцен или моложе* – мягкие до плотных серые илы и глины. Пачка

3а – 142-209 м – *верхний мел – коньяк или моложе* – плотные коричневые цеолитсодержащие глины со среднеобогатненными гидроокислами железа глинами в верхней части. Содержание цеолитов 2-15%, фауна фораминифер позднемелового возраста.

3в – 209-427,5 м – *мел, возможно нижний* – полулитифицированные серые аргиллиты.

Пачка 4 – 427-532,5 м – *нижний мел – верхняя юра – верхний оксфорд до готерива* – полулитифицированные известковистые аргиллиты, тонкая (1 мм) слоистость. Аргиллиты содержат глину 96-100% и обломочные компоненты, включая кварц, полевои шпат, минералы тяжелой фракции, обломки карбонатных пород, доломит, хлорит, барит и окислы железа. Аргиллиты с нанофоссилиями. Нижние 5 м представлены коричневыми аргиллитами с нодулями.

Базальт – 532-579 м – базальты с многочисленными жилками кальцита, около 3м – брекчии с фрагментами базальта и аргиллита с фоссилиями, ниже брекчии базальтов с жилками красного кальцита.

Гемипелагические осадки – около 430 м – *квартер-ранний мел*; перерыв между миоценом и верхним мелом. Условно – основание осадочного разреза – около 100 м – *верхняя юра – верхний оксфорд до готерива* – наиболее древнее в восточной части Индийского океана. В известной мере коррелируется с наиболее ранними – *триас* – дельтовыми отложения плато Эксмут.

Рейс 123. Абиссальная равнина Арго, плато Эксмут, 1990. Udden, J.N., Gradstein, F.M., et al., 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 123: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
//doi:10.2973/odp.proc.ir.123.1990.

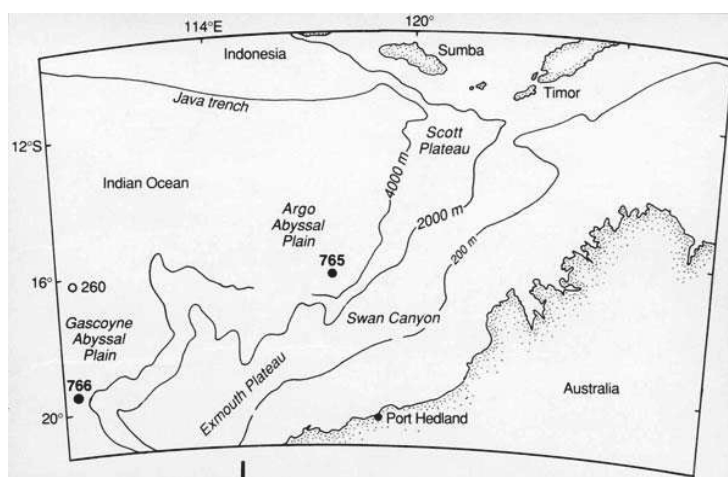


Рис. 33. Карта размещения скважин рейса 123.

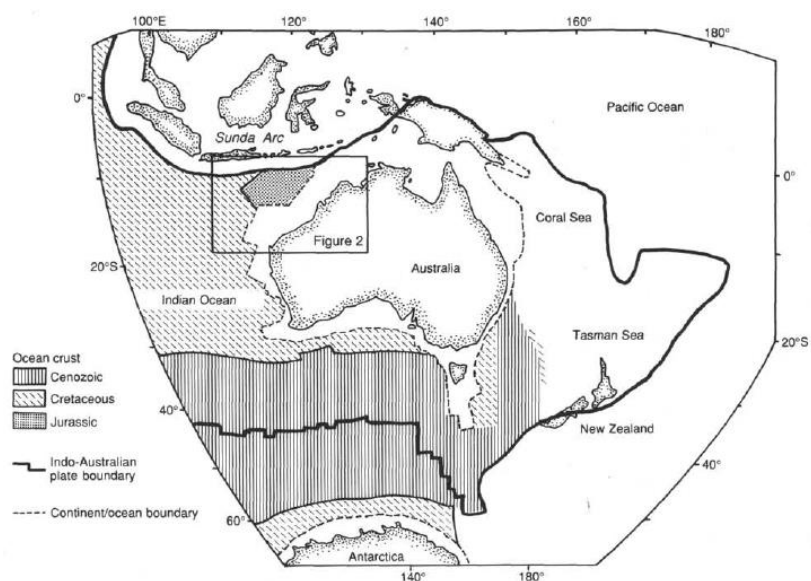


Рис. 34. Карта, показывающая тектонику Австралии и сопредельных континентов и океанов. Слева условные обозначения коры океана – (сверху вниз):

- кайнозой
- мел
- юра
- граница Индо-Австралийской плиты
- граница континент – океан

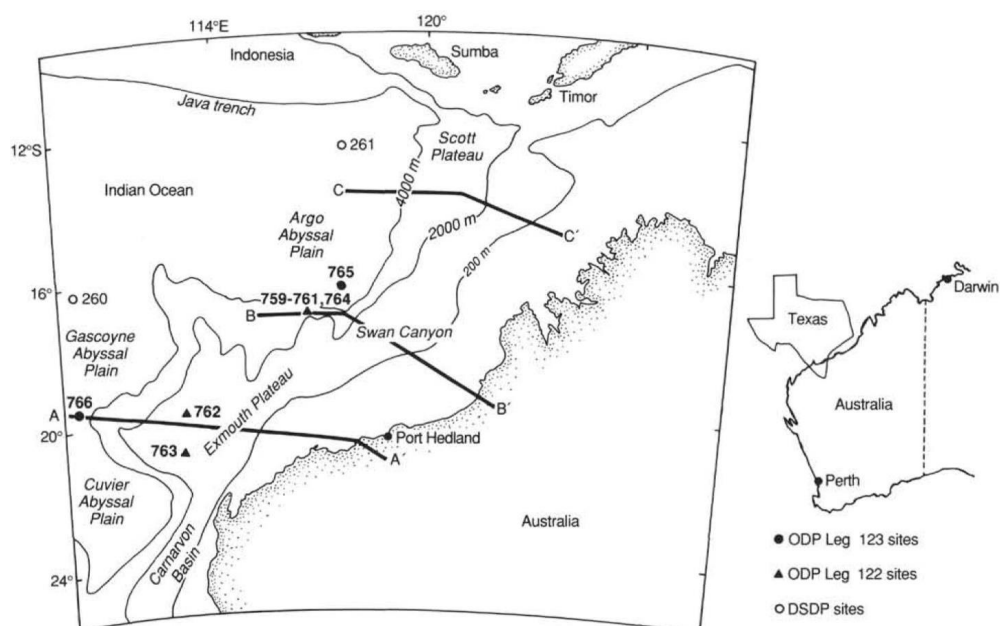


Рис 35. География северо-западной Австралии, размещение скважин рейсов 122 (треугольники) и 123 (кружки). Разрезы А-А, В-В и С-С на след рисунке.

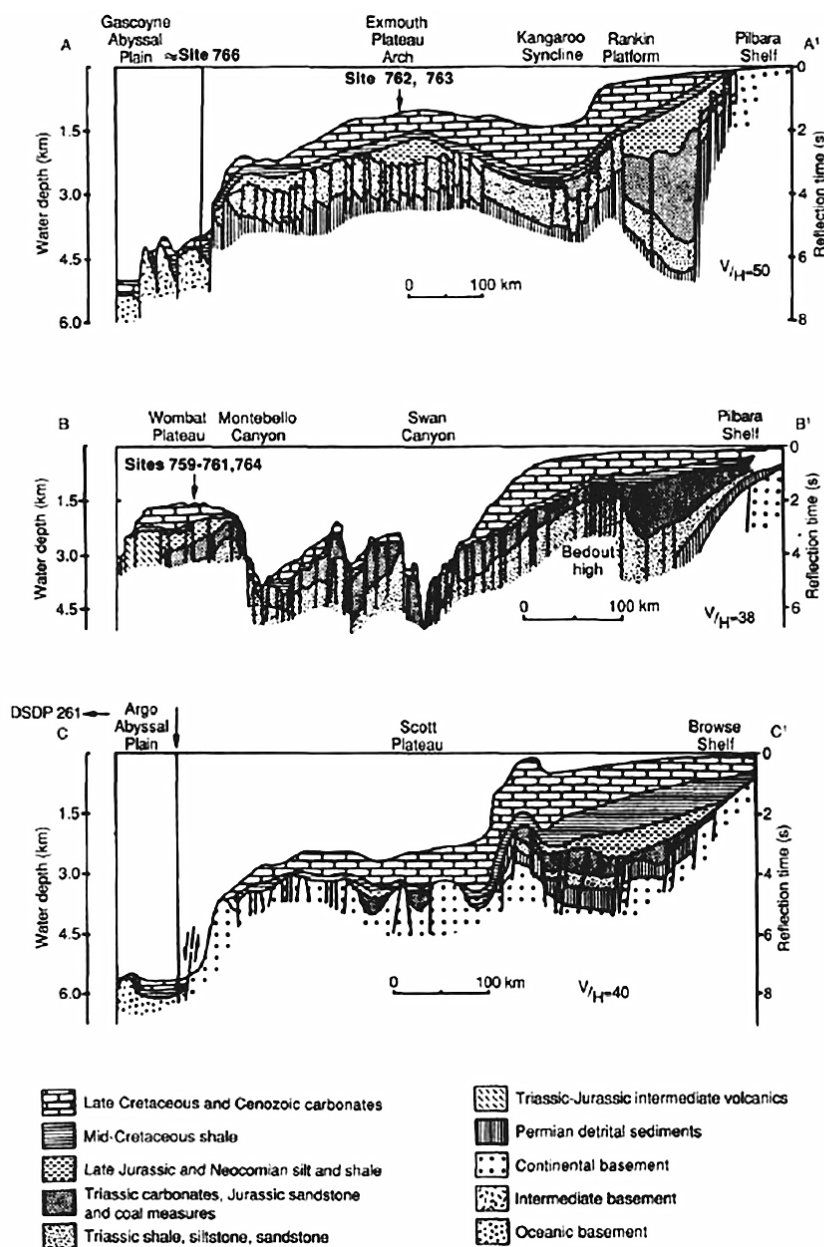


Рис. 36. Схематические геологические разрезы северо-западной окраины Австралии и прилегающих океанических бассейнов с показом приблизительного положения скважин рейса 123 (абиссальная равнина Арго, скв. 766 и абиссальная равнина Гаскойн).

Условные обозначения: сверху вниз и слева направо

Слева:

- позднемеловые и кайнозойские карбонатные отложения
- среднемеловые глинистые сланцы
- позднеюрские и неокомские аргиллиты и глинистые сланцы
- триасовые карбонатные отложения, юрские песчаники и пласты угля
- триасовые глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники.

Справа

- триасово-юрские вулканиты промежуточного состава
- пермские дельтовые осадки
- континентальное основание
- промежуточное основание
- океаническое основание.

Рейс 123. Сква. 765С, Д. Глубина 5723 м. Абиссальная равнина Арго исключительно плоская, расположена на глубине 5.7 км, размещена севернее плато Эксмут и западнее плато Скотта и на севере ограничена трогом Ява и подстилается наиболее древней корой в Индийском океане. Древнейшие осадочные породы: Сква. 765С – темно-коричневые аргиллиты с марганцевыми включениями – *поздний баррем – валанжсин*.

Основание: Сква. 765С – измененные афировые подушечные базальты, скв. 756D – подушечные и

массивные базальты.

Пачка 1 – 0-189.1 м – *миоцен – плейстоцен* – глинистые известковистые турбидиты, потоки обломков и кремнистые илы.

Пачка 2 – 189.1- 474.1 м – *ранний поздний миоцен* – известковистые турбидиты с подчиненным количеством глин и обломочных потоков с обломками базальтовых галек и галек андезитового состава

Пачка 3 – 474.1-591.7 м – *ранний миоцен – сеноман* – пестрые цеолитовые глины, переотложенные карбонатные осадки и темные аргиллиты, залегающие со стратиграфическим несогласием на породах пачки 4.

Пачка 4 – 591.7-724 м – *апт – сеноман* – смешанные по составу турбидиты, нанофоссильный мел, известковистый аргиллит, цеолитовые глины.

Пачка 5 – 724.7-859.2 – *баррем – ранний апт* – пестроокрашенные и темно-серые и родохрозитовые аргиллиты.

Пачка 6 – 859.2-892.2 – *валанжсин – готерив* – нанофоссильный мел. Надбазальтовая пачка 6 – *валанжсин – готерив* – характеризуется присутствием многочисленных интервалов известковистых с нанофоссилиями аргиллитов и известковистых смешанных осадков. Известковистые осадки преобладают в составе пачки 6 и не обнаружены в пачках 5 и 7. Известковистые осадки красно-коричневые, коричнево-серые, розовато-серые; менее обычны зелено-серые и серые. Эти осадки содержат обломки двустворок (иноцерамиды), микронодули родохрозита, обломки фосфатов, кварцевый песок, радиолярии. Красно-коричневые аргиллиты слагают 1/3 разреза пачки 6, слои измененного пепла – (5%).

Пачка 7 – 892.9-931.2 м – *берриас – валанжсин* – коричнево-красные и красновато-коричневые до зеленоватых аргиллиты; базальный контакт между аргиллитами и базальтами выражен несколькими сантиметрами базальтовых гиалокластитов, замещенных селадонитом и плавающих в матриксе красных аргиллитов и кальцита. Измененные слои пепла присутствуют выше в разрезе пачки 6. Пачка 7 – *баррем – валанжсин*; верхняя часть пачки 7 является нижней частью карбонатной пачки 6, а в ее основании размещается контакт между аргиллитами и базальтами. Аргиллиты основания – красно-коричневые. Среди пород пачки 7, кроме радиолярий, встречены фораминиферы, нанофоссилии, двустворчатые моллюски и фрагменты белемнитов, обнаруженные только в верхней части пачки 7. Основанием нижней части пачки 7 является контакт осадки/базальт. Эта часть разреза содержит однообразные аргиллиты, часто обогащенные раковинами двустворок, количество которых достигает 30–50%. Черные нодули MnO рассеяны в основной массе аргиллитов. Нижняя часть пачки 7 представлена коричневыми некарбонатными аргиллитами. Контакт между ними и базальтами представлен несколькими сантиметрами базальтовых гиалокластитов, превращенных в селадонит. Измененные гиалокластиты плавают в матриксе красных аргиллитов.

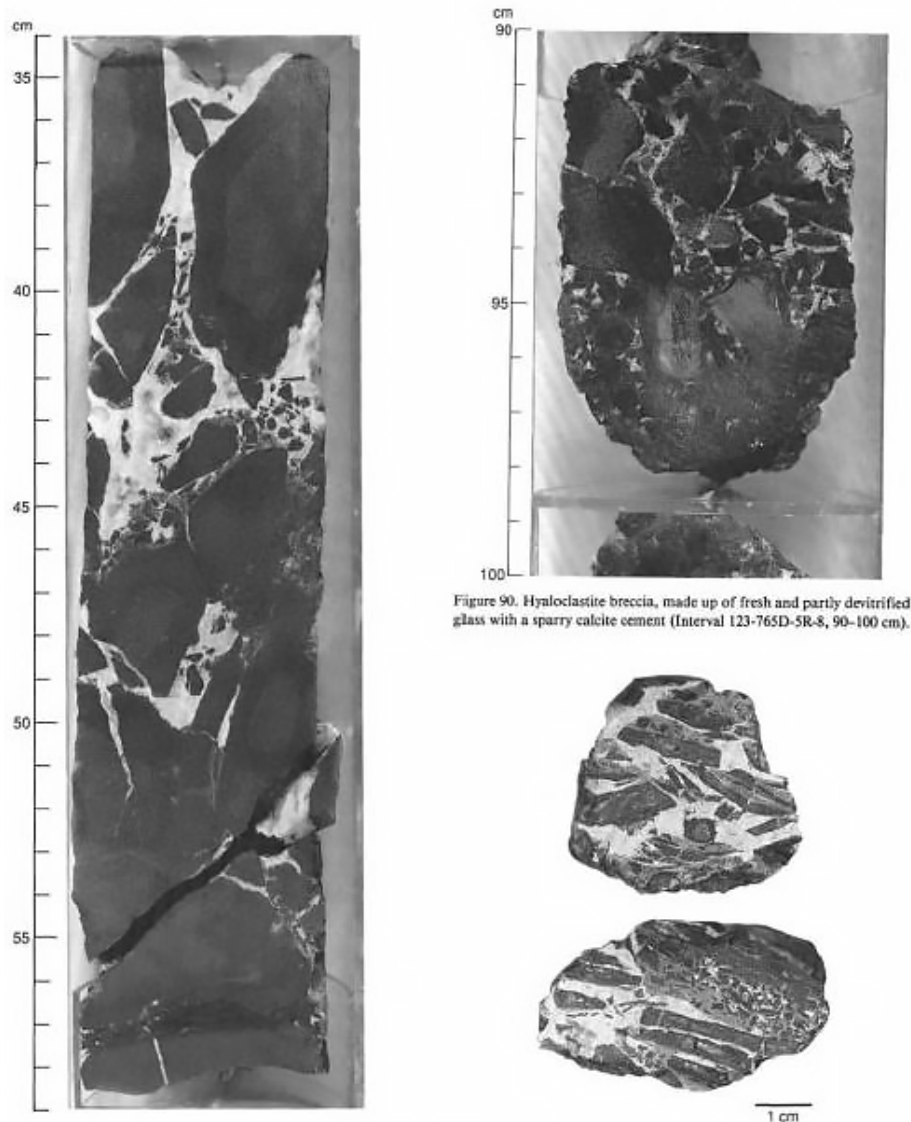


Figure 90. Hyaloclastite breccia, made up of fresh and partly devitrified glass with a sparry calcite cement (Interval 123-765D-5R-8, 90-100 cm).

Рис. 37. Брекчии гиалокластитов – девитрифицированное стекло в карбонатном цементе. Рейс 123.

Вулканический разрез скв. 756С – D сложен подушечными лавами (54%), массивными базальтами (25%), брекчированными пиллоу-базальтами (8%), автокластическими брекчиями (6%) и диабазами (4%). Верх разреза сложен пиллоу-лавами; подобные, но более измененные и брекчированные базальты выявлены в середине разреза или вблизи его основания. Базальты всего разреза характеризуются красно-коричневыми и зелено-желтыми изменениями, проявленными в виде фронтов, развитых вдоль трещин, по периферии которых распространены: кальцит, селадонит, гидроокислы железа. Контакт с осадочными породами вскрыт в керне скв. 756С. Здесь подушечные лавы перекрываются пачкой красно-коричневых известковистых и обогащенных Mn аргиллитов, описанных выше в составе основания пачки 7. Эти осадки залегают на фрагментах гиалокластитов, цементируемых кальцитом. Красный аргиллит заполняет пространство между фрагментами гиалокластитов. Аргиллит датируется поздним *барремом* и *валанжином*. «Подушки» лав трещиноваты и трещины заполнены кальцитом, селадонитом, коричневыми или красными гидроокислами железа. Концентрация зон изменения трассируется из жил в окружающие породы (гало) на 3-4 см от их контакта в базальты. Степень изменений в единице 3 меньше чем, в верхних единицах 1, 2. Ниже по разрезу к его основанию исчезают красные гидроокислы железа. Особо выделяются

округлые гальки андезибазальтов размером от 2-3 до 14 см, присутствующие в верхней части разреза основания среди песчаников. Их положение определяется как *in situ* в отложениях, возраст которых варьирует от позднего мела до плиоцена. Такие гальки есть и в нижней части разреза скв. 765С и вверху 765D. Значительное их число перемещено или в условиях субаэральных рек, либо в условиях субмаринных турбидитовых потоков. Гальки вулканитов при этом ассоциируются с гальками песчаников, часто железистых глинистых пород. Макроскопически гальки желто-коричневые или красно-коричневые. Эти гальки окружены (особенно округлые) коркой выветривания, толщиной около 5 мм – более красного цвета. При микроскопическом описании следы сильного выветривания и/или изменения обнаружены во всех изученных на корабле (27) шлифах. В более измененных образцах происходит увеличение FeO/MgO, аналогично увеличивается содержание K₂O. По сравнению с MORB, базальты скв. 765 имеют на 2 вес. % меньше Al₂O₃; на 3% выше Fe₂O₃ и 0,3% – выше TiO₂; FeO/MgO изменяется от 1.1 до 2.4 со средним 1.67 ± 0.34 (в MORB это отношение 1.08).

В интерпретации авторов описания разреза более половины осадочного разреза представлено преимущественно известковистыми турбидитами, формирующимися в каньонах, секущих край глубокого окраинного плато, в то время как в нижней половине разреза преобладают гемипелагические глины и аргиллиты. Начиная с раннего мела, около 1000 м глинистых осадков накопилось в абиссальных условиях. Учитывая возраст – берриас (142 млн. лет) – основания и современную глубину здесь (5728 м), скважина 765 сначала осадконакопления 2800 м в берриасе просела быстро на 5 км в среднем мелу и послесреднемеловое проседание составило около 700 м. В абиссальной равнине Арго нижнемеловые аргиллиты залегают непосредственно на базальтах примерно того же возраста. Аргиллиты – преобладающая разновидность пород в раннем мелу, хотя и присутствуют в определенных интервалах и известковистые, и смешанного состава турбидиты. Постоянно присутствуют осадки, обогащенные родохрозитом, радиоляриты и бентонититы. Относительное значение известковистых осадков, так же как и турбидитов, возрастает вверх по разрезу в среднем и позднем апте. Они же продолжают в палеогене и неогене. Турбидиты остаются доминирующими и в настоящее время. Содержащие обломочные раковинные слои турбидиты берриаса могут представлять собой дистальный фан или дельтовые отложения. Глубоководными считаются отложения раннего мела.

Рейс 123. Скв. 766А. Находится в основании западного уступа плато Эксмут, в краевой части абиссальной равнины Гаскойн. Глубина – 3997.5 м.

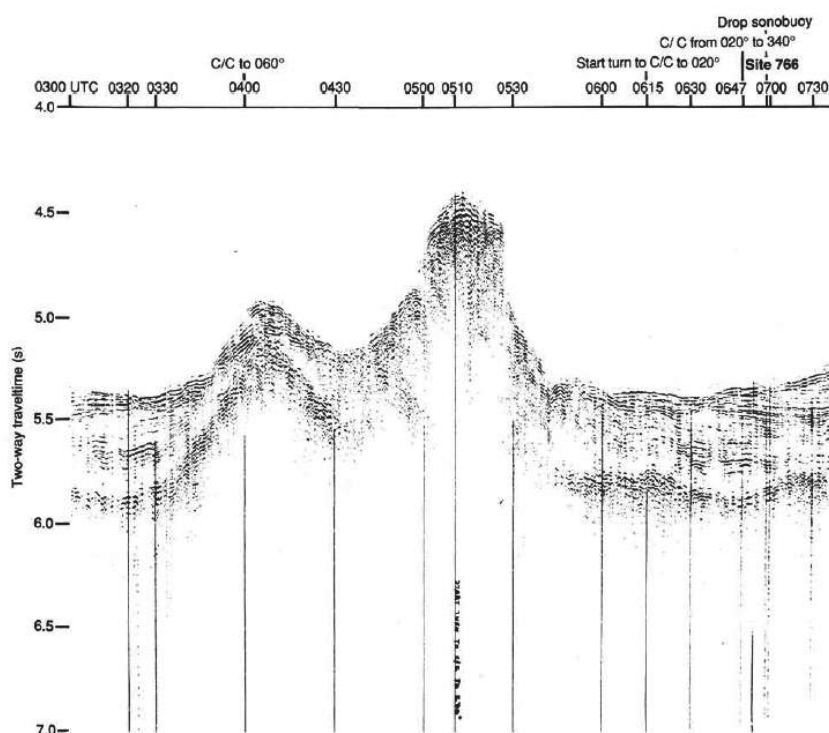


Рис. 38. Сейсмический профиль района заложения скв. 766. Рейс 123.

Древнейшие осадочные породы: песчаники и аргиллиты – *поздний валанжин* – *поздний готерив*. Основание: базальт.

Надбазальтовая пачка 3в – в верхней части представлена двумя разновидностями темных желтовато-серых песчаников и аргиллитов. Первая разновидность – мелкозернистые не известковистые песчаники – аналоги пачки 3а – с кварцем и измененным вулканическим стеклом. Вторая разновидность песчаников – плохо отсортированные с биокластами: фрагменты эхинодерм, пелеципод, иноцерамид, брахиопод, красных водорослей, кораллов, фораминифер, бриоза. Обломки – биокласты крупнее, чем другие зерна. Встречаются обломки угля. В нижней части серые аргиллиты и песчанистые аргиллиты чередуются с изверженными породами, контакт обычно разрушен бурением, но породы интрузивные и не могут рассматриваться как основание.

Наиболее древними осадками, вскрытыми скв. 766, являются аргиллиты позднего валанжина чередующиеся с базальтами. Проградационный клин готерива и верхнего валанжина сложен преимущественно вулканокластическими и мелководно морскими компонентами такими как эхинодермы и бриоза, количество которых увеличивается вверх по разрезу и которые происходят, возможно, из плато Эксмут. Аргиллиты баррема с многочисленными радиоляриями ассоциированы с высоким стоянием уровня моря и включают многочисленные проградационные клинья. Короткое несогласие (перерыв) в раннем апте означает качественное изменение седиментации – от ювенильного к зрелому океану. Осадки стадии зрелого океана представлены нанофоссильными илами и мелом. *Палеоцен* – *ранний апт* гетерогенен и представлен кремнистыми осадками в апте, пестроцветно-полосчатыми глинами мелом и илами в туроне и сеномане. Многочисленные цеолитовые осадки фиксируют высокое стояние уровня моря в туроне и сеномане. Плейстоцен и голоцен представлены гомогенными нанофоссильными илами, фиксируя пелагическую седиментацию.

Весьма характерно описание в разделе «Петрография» галек базальтов, встреченных в осадочных породах от палеогена до позднего мела. Все они светло-желтые, палево-коричневые и представлены сильно измененными базальтами. В разделе «Изменения изверженных пород» отмечено, что низкотемпературные изменения, включая прожилкование, интенсивно проявлены в потоках 1-4 и в наиболее измененной верхней части потока 5. Степень изменений «драматически» уменьшается в середине и нижней части потока 5.

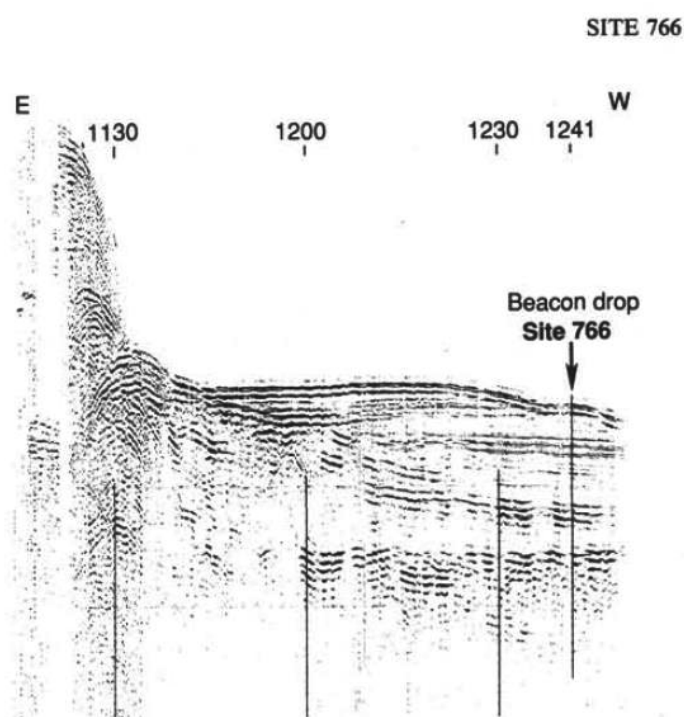


Рис. 39. Сейсмический профиль района заложения скв. 766. Рейс 123.

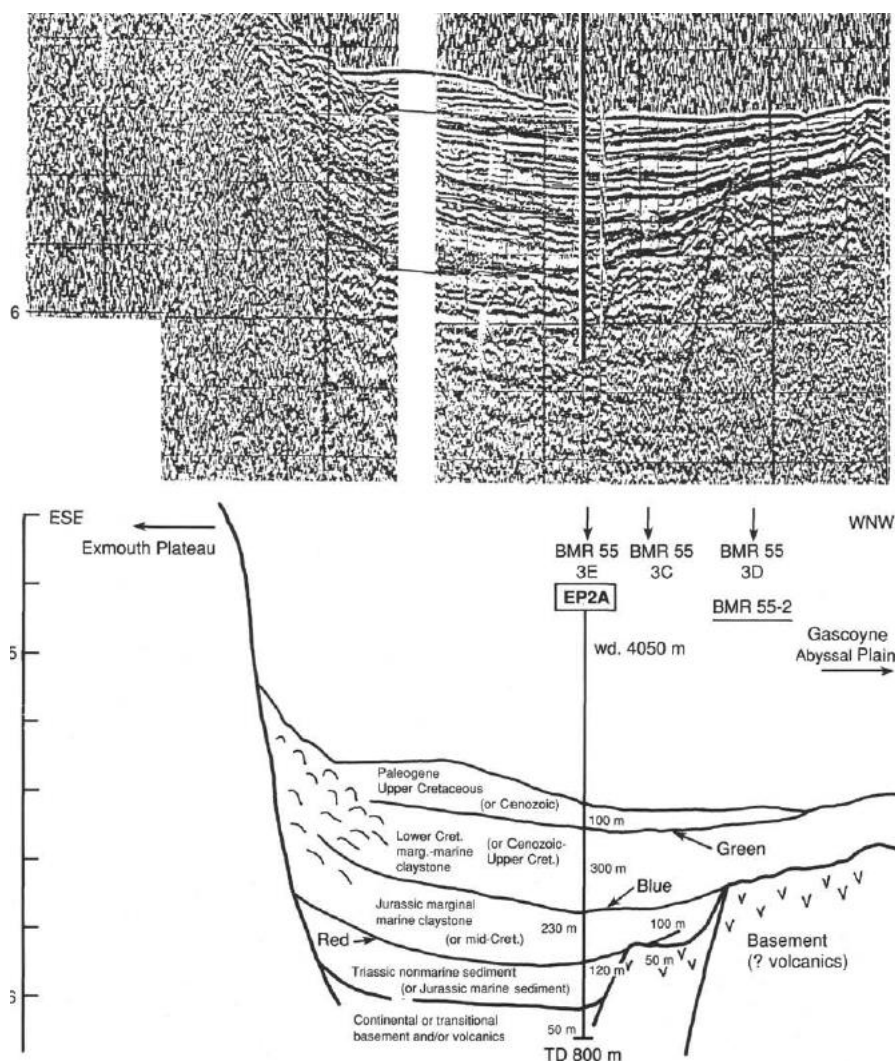


Рис. 40. Схематизированный разрез – запад-восток – района заложения скв. 766 от уступа Эксмут мористее к вулканическому основанию, которое воздымается на 1 км выше уровня абиссальной равнины Гаскойн. Рейс 123.

Срединно-океанические хребты и их фланги.

Рейс 26. Трансиндоокеанский профиль в полосе 25–35° ю.ш., 1972. Bruce P. Luyendyk and Thomas A. Davies. // doi:10.2973/dsdp.proc.26.101.1974.

Скв. 251. Северный фланг юго-западного Индийского хребта. Глубина 3489 м. Проходка 486 м. Основание осадочного разреза – наномел – *нижний миоцен*.

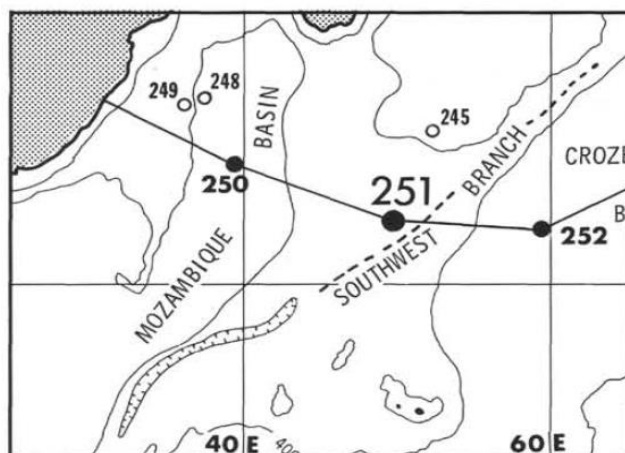


Рис. 41. Схема размещения скв. 251. Рейс 26.

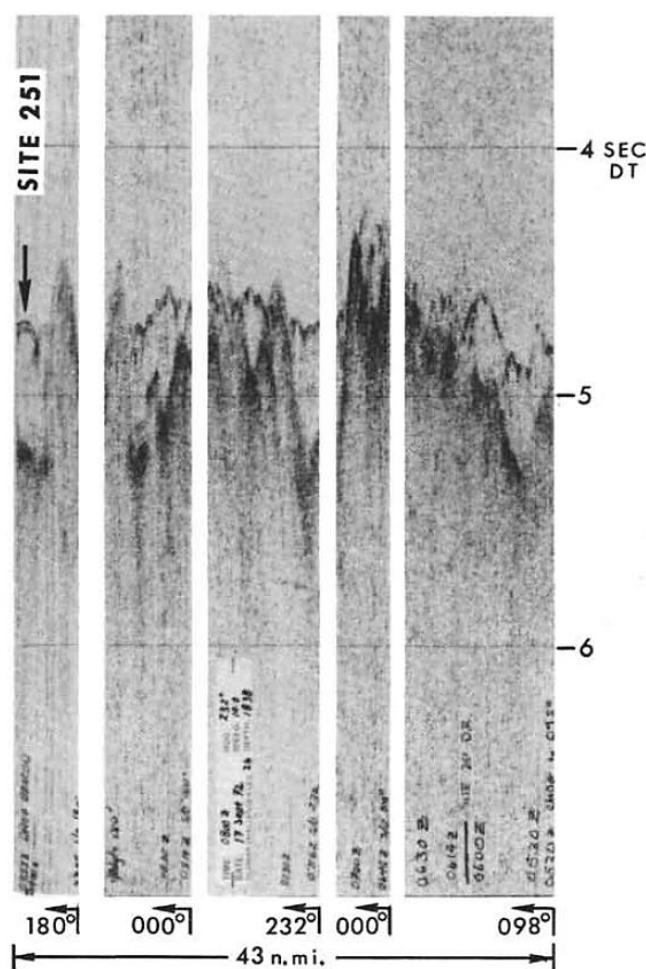


Рис. 42. Сейсмический профиль района заложения скв. 251. Рейс 26.

Вулканическое основание: стекловатые оливиновые базальты.

В разрезе скважины выделены 6 пачек.

Пачка 1 – 0-11,5 м – *квартер* – оранжевые нанопланктонные илы.

Пачка 2а – 11,5-106,5 м – белые нанопланктонные илы с полосами, обогащенными мелким пиритом.

2б – 106,5-240 м – *нижний плиоцен* – *верхний миоцен* – голубовато-белые наноилы с рассеянным пиритом и относительным увеличением детритового материала, фрамбоиды пирита и гипс, присутствие вулканического стекла.

Пачка 3 – 240-453,8 м – *нижний-верхний миоцен* – голубовато-белый нанопланктонный мел, ил с рассеянным пиритом.

Пачка 4 – 453,8-468,2 м – *ранний миоцен* – желтовато-коричневый мел с рассеянным лимонитом – окисление рассеянного пирита в лимонит и гидроокислы железа.

Пачка 5 – 468,25-486,5 м – *ранний миоцен* – палево-желто-коричневый лимонитизированный мел, прожилки кальцита с гидроокислами железа. В основании пачки булыжники и обломки базальтов. Базальты готерив, серо-коричневые выветрелые породы, высокоминдалекаменные и стекловатые в верхней части. Пачка 6 – стекловатый базальт.

Пелагические илы – 486 м – плейстоцен – ранний миоцен. В основании ранний миоцен готерив, коричневый мел с обломками булыжниками базальтов.

Рейс 28. Трансект плато Натуралистов (Австралия) – море Росса (Антарктида). Dennis E. Hayes, Lawrence A. Frakes, Peter J. Barrett, Derek A. Burns, Pei-Hsin Chen, Arthur B. Ford, Ansis G. Kaneps, Elizabeth M. Kemp, David W. McCollum, David J.W. Piper, Robert E. Wall, Peter N. Web. //doi:10.2973/dsdp.proc.28.101.1975.

Скв. 265. Скважина расположена на южном фланге юго-восточного Индийского хребта в 500 км от оси хребта на глубине 3560 м.

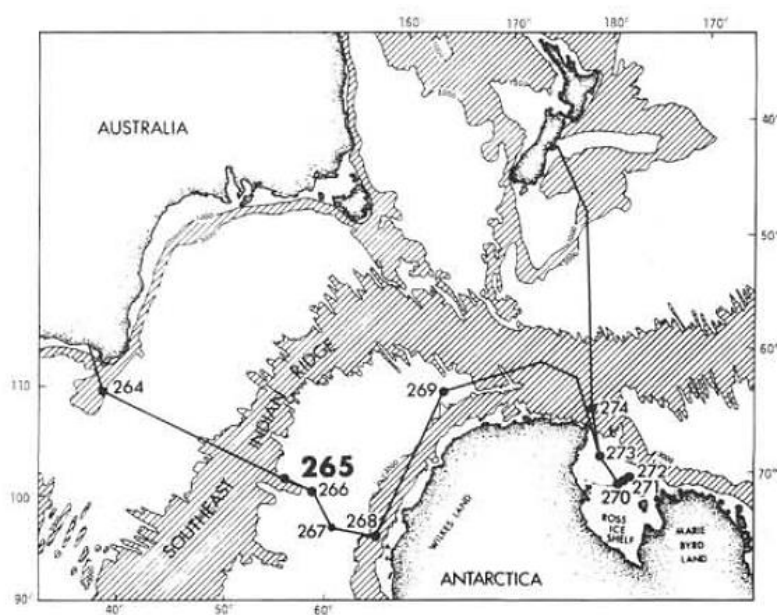


Рис. 43. Карта размещения скв. 265. Рейс 28.

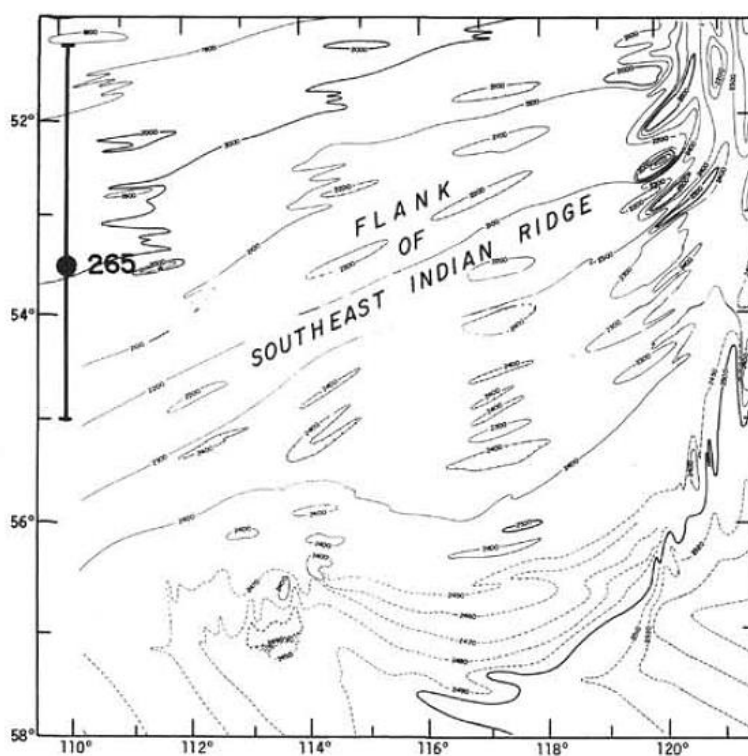


Рис. 44. Батиметрия места заложения скв. 265. Рейс 28.

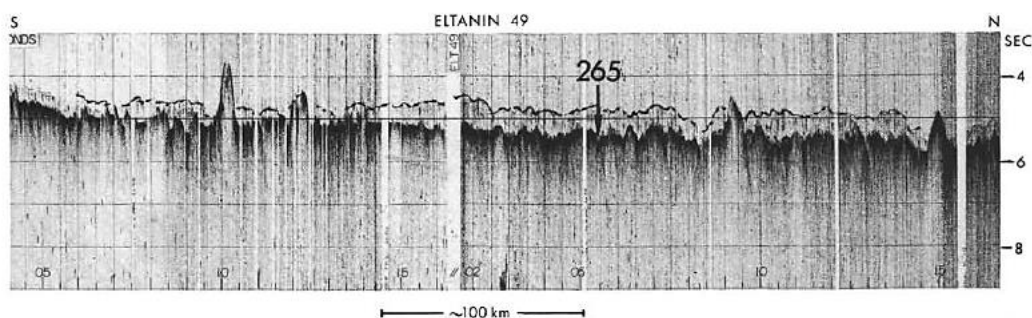


Рис. 45. Сейсмический профиль района заложения скв. 265. Рейс 28.

Основание осадочного разреза: – наноил и мел – *нижний-средний миоцен*. Вулканическое основание: базальт.

В разрезе скважины выделены 5 пачек.

Пачки 1-3 – *плейстоцен – плиоцен*.

1. Глинистые диатомовые илы содержат диатомеи, спикулы губок, фораминиферы, радиолярии.

2. Диатомовые илы фораминиферосодержащие, с хорошо выраженной слоистостью.

3. Глинистые диатомовые илы – отсутствует слоистость, повышена степень литификации.

4. Пачки 4-5 – *средний-поздний миоцен*.

5. Глинистые и диатомовые илы и мел в основании полулитифицированный.

Оливинсодержащие пироксеновые базальты, неопределенные фрагменты обломочных структур присутствуют в прослое 0,6 м и считаются или потоками брекчий, или переработанными вулканическими конгломератами.

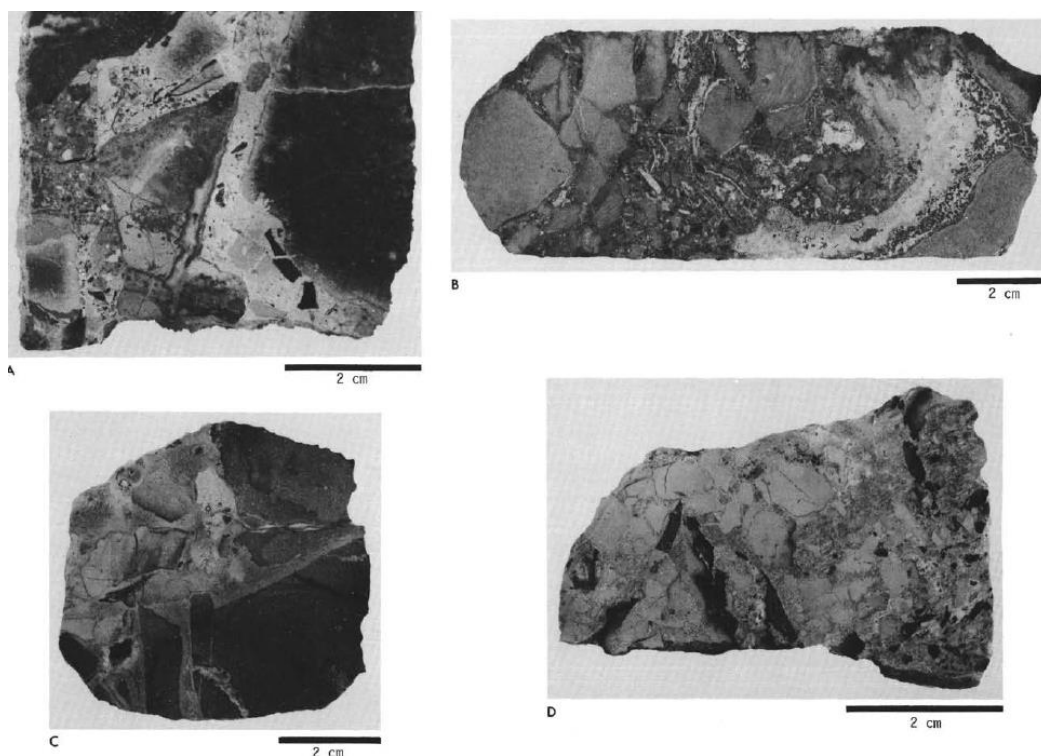


Рис. 46. Базальтовые брекчий: а – большой обломок справа с белым кальцитовым прожилком, в середине темно-серый базальт; отметить выветрелые каймы. Многие обломки внизу слева изменены, туфогенный матрикс кальцитовый и хлоритовый; в – большой обломок серого базальта, матрикс темно-серый; с – базальтовые фрагменты в нижней половине, обломки брекчий, матрикс серо-желто-зеленый; d – большинство светлых обломков палево-желто-зеленые, матрикс – пыльно-желто-зеленый. Отметить угловатость обломков и отсутствие сортировки. Рейс 28.

Пелагические илы 445 м, плейстоцен – поздний миоцен.

Неритовый (7 комплекс) – 46 м, в основании базальтовые брекчии – *средний миоцен (?)*

Асейсмичные хребты.

Рейс 115. Плато Маскарен, 1988. Backman, J., Duncan, R.A., et al., 1988. Proc. ODP, Init. Repts., 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program). // doi:10.2973/odp.proc.ir.115.1988.

Скв. 715. Размещена в восточной окраине Мальдивского хребта на глубине 2272.8 м. Древнейшие осадочные породы: мелководные рифовые известняки – *ранний эоцен*. Основание: базальты – *ранний эоцен*.

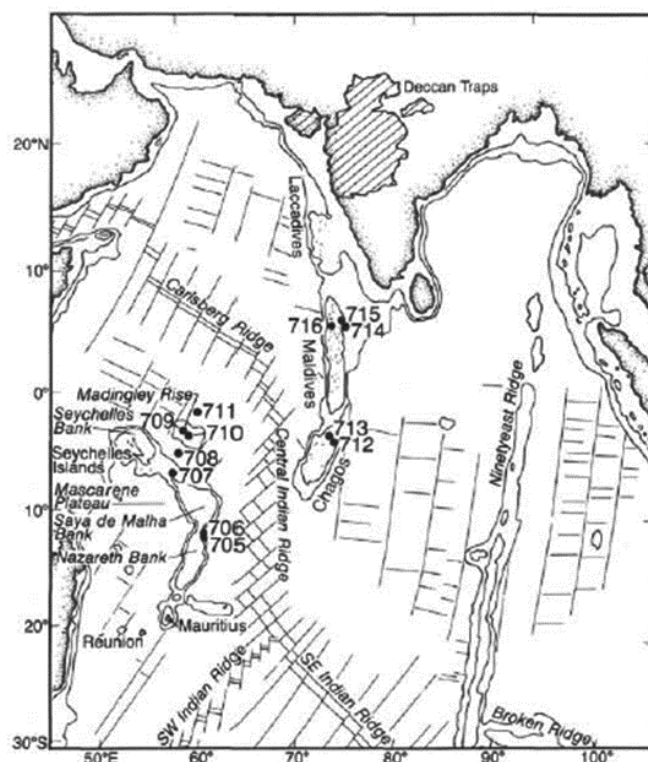


Рис. 47. Карта размещения скважин рейса 115.

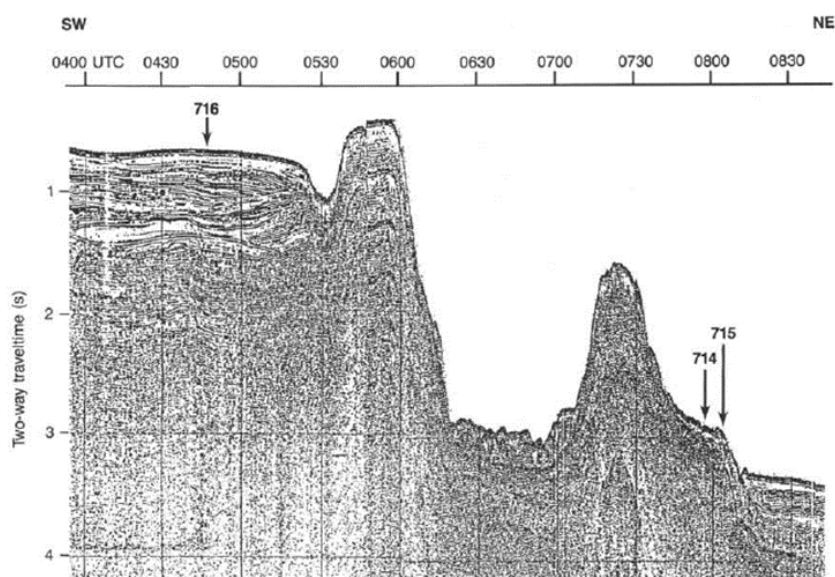


Рис. 48. Сейсмический профиль района заложения скв. 715. Рейс 115.

Пачка 1 – 0-104,6 м – *поздний плейстоцен – ранний миоцен* – содержащие глину фораминиферо-нанофоссильные илы, которые отделяются перерывом от мела *раннего миоцена*. Перерыв около 14 млн. лет между плейстоценом и средним миоценом.

Пачка 2 – 104,6-211,3 м – *эоцен* – мелководные карбонатные породы эоцена с бентическими фораминиферами, обломками двустворок, брахиопод, пелеципод, колониальных кораллов бриоза, указывающих на очень мелководные условия накопления.

Пачка 3 – 211,3-287,8 м – *эоцен* – субаэрально извергавшиеся лавовые потоки оливиновых базальтов, слабо и сильноизмененные; перекрываются грубообломочными песчаниками с угловатыми и округлыми обломками в карбонатном цементе, интерпретируются как пляжные отложения. Потоки 1-5 м с прослоем известняка рифовых фаций (0,5 м) и несколькими латеритными контактами, перекрываются очень мелководными рифовыми отложениями эоцена. Отмечено, что отдельные базальтовые потоки отделяются друг от друга окисленной и выветрелой их верхней частью. Литифицированные субаэральные отложения – известковые брекчии с выветрелыми красновато-коричневыми обломками базальтов – зернами, обломками и валунами (булыжниками) – перекрываются и чередуются с потоками базальтов. Процессы окисления, выветривания проявлены во всех 21 выделенных потоках общей мощностью около 76,6 м.

Пелагические отложения 104 м – *поздний плейстоцен – ранний миоцен*. Перерыв около 14 млн. лет между плейстоценом и средним миоценом. Переходный комплекс – 102 м – *эоцен* – мелководные отложения. Вулканическое основание – 76 м – *эоцен* – субаэрально извергавшиеся лавовые потоки.

Рейс 22. Северо-восточная часть Индийского океана, 1972. C.C. von der Borch, J.G. Sclater, S. Gartner, Jr., R. Hekinian, D.A. Johnson, B. McGowran, A.C. Pimm, R.W. Thompson, J.J. Veevers, and L.S. Waterman. // doi:10.2973/dsdp.proc.22.101.1974.

Скв. 214. Скважина пробурена в осевой части хребта Найнтист. Глубина 1665 м.

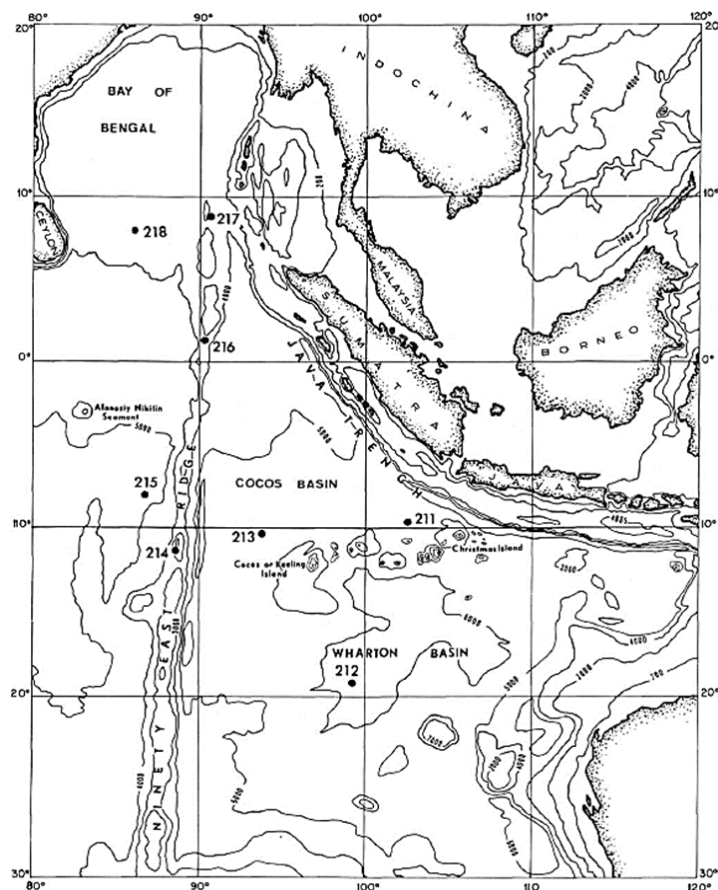


Рис. 49. Карта размещения скважин рейса 22.

Скважина пробурена в осевой части хребта там, где мощность осадков до фундамента достигает 500 м. Верхние 330 м пробурены в неконсолидированных и полуконсолидированных фораминиферо-нанофоссильных илах. Пробурены также 53 м глауконитового мела и 62 м лагунных осадков и лигнитов до покровов базальтов на глубине 445 м. Далее пробурены 27 м, после которых вскрыты вулканокластические породы, перекрывающие миндалекаменные базальты. В разрезе скважины вскрыты 5 пачек.

Пачка 1 – 0-323 м – *плейстоцен – поздний олигоцен – ранний эоцен* – фораминиферо-нанофоссильные илы.

323-333 м – *ранний эоцен – палеоцен* – глауконитовые илы и мел.

Пачка 2 – 333-366 м – *палеоцен* – глауконитовые глины и пески с обломками раковин.

366-390 м – *палеоцен* – раковинные карбонатные глинистые известняки с примесью вулканокластического материала.

Пачка 3 – 390-490 м –? – лигниты, вулканические глины, туфы и лапиллиевые туфы, чередующиеся с породами пачки 4, лигниты зеленовато-серые, коричневые или черные мощностью около 80 см. Прослой 20-23 см вулканических конгломератов, вулканических туфов.

Пачка 4 – 440-468 м –? – дифференцированные породы с трахитовой структурой.

Пачка 5 – 490-500 м –? – частично выветрелые базальты миндалекаменные (1-10 мм).

Пелагические отложения – 323 м – *плейстоцен – поздний олигоцен – палеоцен*. Переходный (трансгрессивный) комплекс – 33 м – *палеоцен*. Осадочно-вулканогенное основание – 100 м – дифференцированные вулканиты и выветрелые базальты. Условия лагун и речные. Данные по вулканическим и осадочным породам и палеонтологические материалы свидетельствуют о том, что хребет погрузился под уровень моря в палеоцене, а до того представлял собой цепь вулканических островов. Короткая история мелководного шельфа закончилась в раннем эоцене.

Рейс 25. Западная часть Индийского океана, 1972. Simpson, E. S. W., Schlich, R., et al, 1974, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 25, Washington (U.S. Government Printing Office). // doi:doi:10.2973/dsdp.proc.25.1974.

Скв. 246. Хребет Мадагаскар. Глубина 1030 м (246) и 944 м (247).

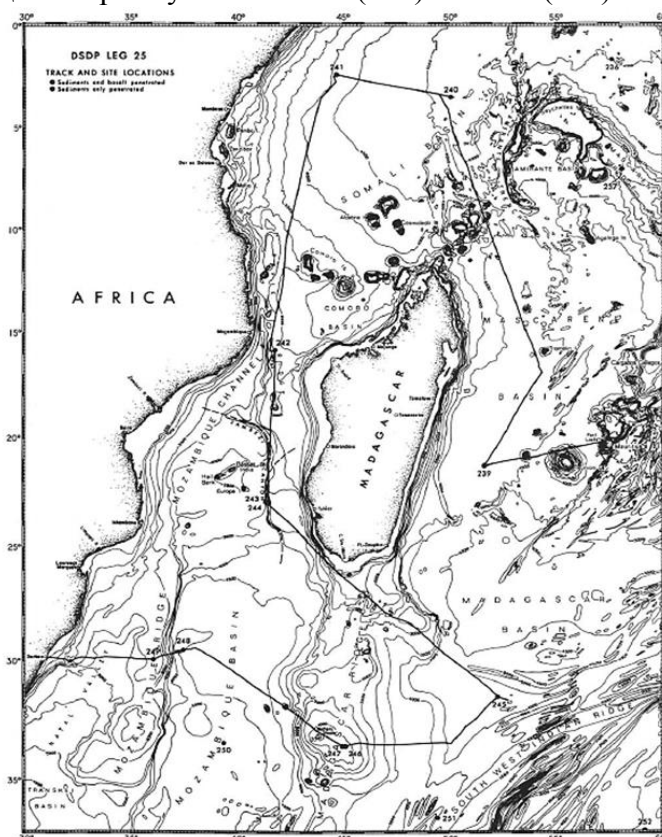


Рис. 50. Карта размещения скважин рейса 25.

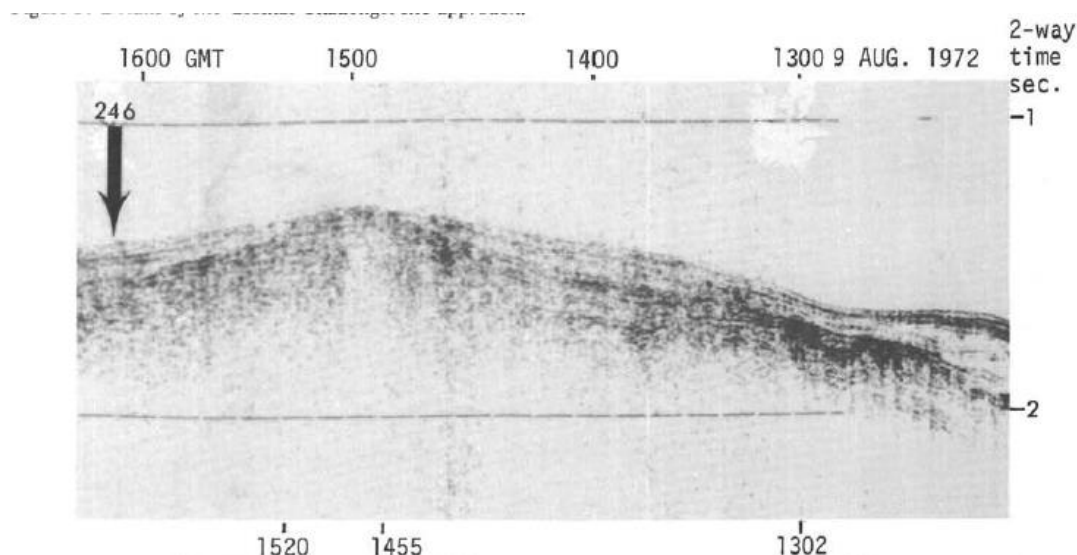


Рис. 51. Сейсмический профиль района заложения скв. 246. Рейс 25.

В разрезе скважины выделены три пачки.

Пачка 1 – 125 м – *миоцен – плиоцен* – фораминиферовые и нанофоссильные илы. Илы содержат 20% обломочного алеврита, морские желуди (уконогие рачки), фораминиферы, формировались в условиях верхнего шельфа. Осадки аллохтонные.

Пачка 2 – 51 м – *эоцен – олигоцен* – раковинные карбонатные пески. Граница между пачками 1 и 2 устанавливается по горизонту высоколитифицированных галечных известковистых песчаников, ниже которого также литифицированные слои обогащенных раковинами песчаников с глауконитом. В обломках также 20% калиевого полевого шпата. Песчаники содержат *раннемиоценовую* и переработанную *эоценовую* фауну.

Пачка 3 – 18 м – *палеоцен?* – глауконитсодержащие пески, вулканические пески и вулканические брекчии, алевритистые глины и известняки. В песчаниках иногда косая слоистость. Вулканические обломки бесцветны, иногда желтоватые и красноватые. Много палагонита. Крупные мелководные пелициподы, косослоистые пески и глауконит свидетельствуют о мелководных условиях формирования пачек 1 и 2 с периодическим поступлением вулканического материала. В течение *раннего миоцена* дно просело от 300 м до современной глубины около 1000 м.

Пелагические илы – 125 м – *миоцен – плиоцен*. В тексте отмечено, по-видимому, в низах пелагической пачки присутствие аллохтонного материала. Возможно, здесь совмещены и пелагические илы – верхняя часть, и обломочные отложения переходной – трансгрессивной пачки. Мелководные условия осадконакопления пачек 2 (51 м) – *эоцен – олигоцен* – и 3 – 18 м – (*палеоцен*) (возможно, менее 300м). Таким образом, по существу, отложения осевой части хребта являются в большинстве своем трансгрессивными.

Рейс 25. Скв. 249. Мозамбикский хребет. Глубина 2088 м.

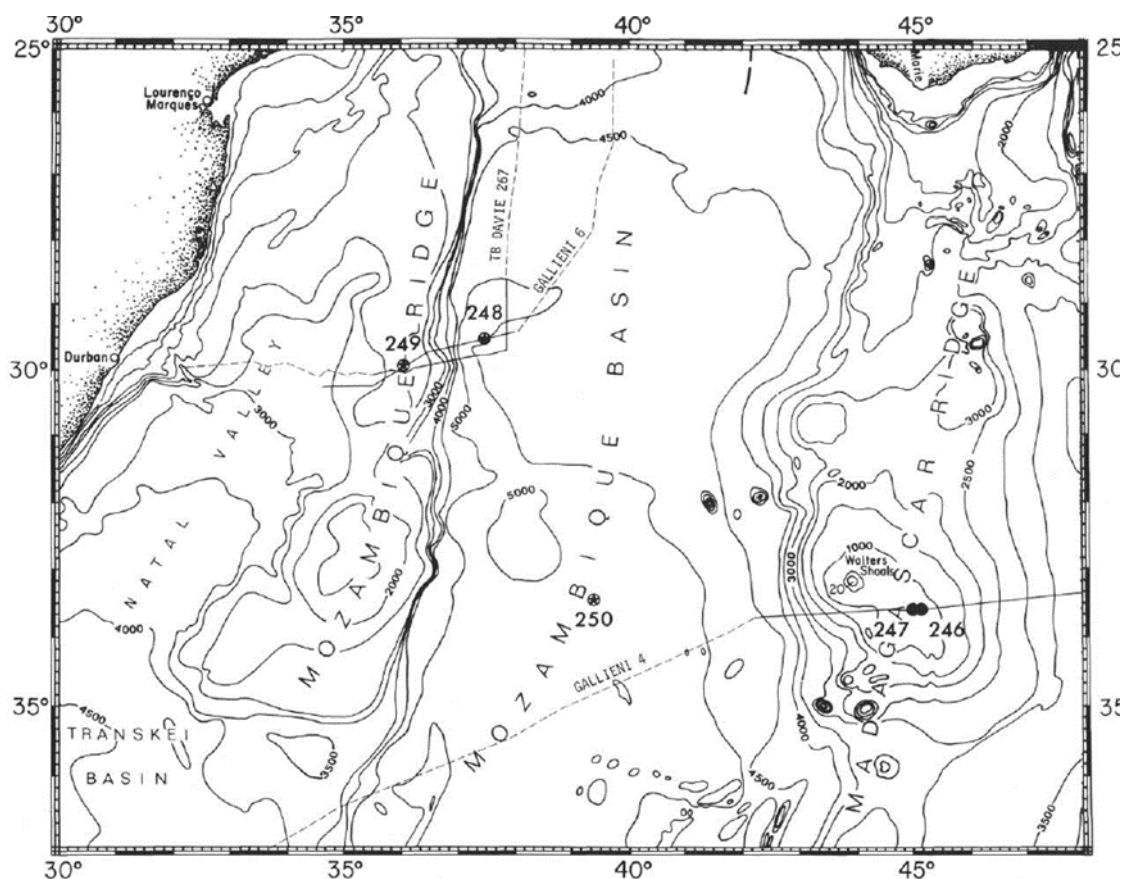


Рис. 52. Мозамбикский и Мадагаскарский хребты, разделенные Мозамбикским бассейном. Рейс 25.

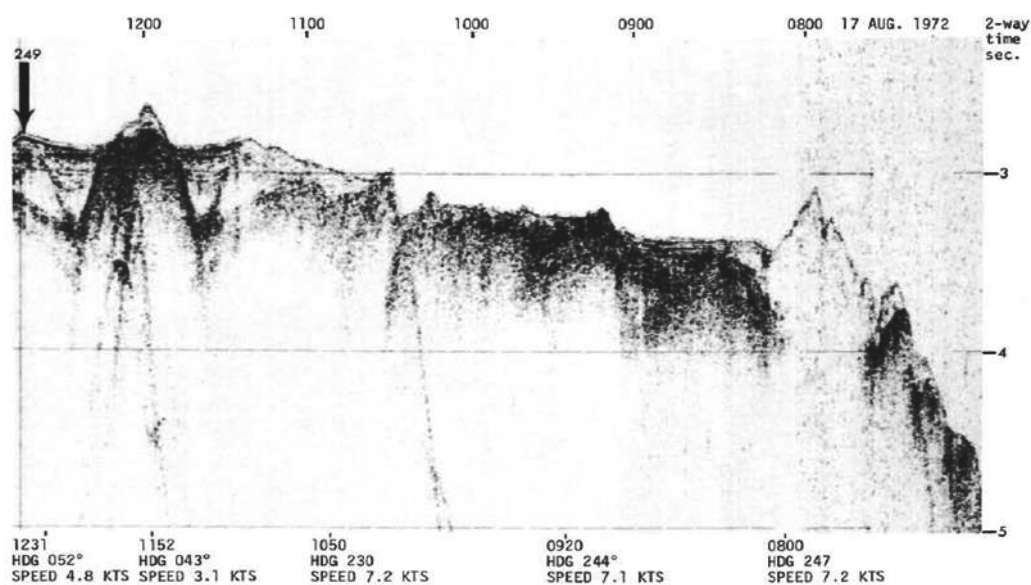


Рис. 53. Сейсмические профили района заложения скв. 249. Рейс 25.

Скв. 249 заложена на глубине около 2000 м в небольшом, но глубоком осадочном бассейне, с запада ограниченном почти вертикально поднятым основанием, а на востоке перекрытом все более утоняющимся осадочным покровом.

Скважина 249 пробурена на 408 м. Вскрыты третичные и позднемиоценовые отложения до базальтового основания. Осадки до базальтового основания разделены на три пачки.

Пачка 1 – 172 м – *плейстоцен – средний миоцен* – серые фораминиферо-нанофоссильные илы с прослоями мела.

Пачка 2 – 172-287 м – *поздний мел (маастрихт)* – коричневый и серый обогащенный алевритовым материалом наномел резко отличается по составу от илов вышележащей пачки 1. Это резкое изменение литологии рассматривается как признак несогласия между *средним миоценом и поздним мелом (маастрихт)*.

Пачка 3 – 121 м – серые, оливковые аргиллиты и вулканические аргиллиты. Резкая смена по сравнению с пачкой 2 появление содержащих гипс глин и пород, обогащенных вулканическим материалом, окислами железа, и карбонатного материала. В верхней части (*ранний сеноман – поздний апт*) пачки преобладают аргиллиты, в то время как в нижней части количество алевритового материала уменьшается. Вулканический материал – измененное девитрифицированное стекло. Также присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, палыгорскит, монтмориллонит и цеолит. В нижней части пачки преобладает вулканический материал и появляется глауконит.

Пачка 4 – базальты миндалекаменные и стекловатые. Верхняя часть керна – высокоминдалекаменные, стекловатые и выветрелые базальты.

Пелагические отложения – 172 м – *плейстоцен – средний миоцен*. Переходная пачка – около 100 м – *поздний мел (маастрихт)*; обогащенный алевритовым материалом наномел резко отличается по составу от илов вышележащей пачки 1. Это резкое изменение литологии рассматривается как признак несогласия между *средним миоценом и поздним мелом (маастрихт)*. Осадочное основание (121 м) – *ранний сеноман – поздний апт* – мелководный шельф. Вулканическое основание – базальты миндалекаменные и стекловатые. Верхняя часть керна – высокоминдалекаменные, стекловатые и выветрелые базальты. Несогласие продолжительностью 40 млн. лет (*средний миоцен – ранний мел*) разделяет пачки 1 и 2. Второе несогласие около 14 млн. лет разделяет пачки 2 (*кампан*) и 3 (*сеноман*) и выражено обогащением пород пачки 3 вулканогенным материалом, часть которого может иметь переотложенный характер.

Рейс 121. Скв. 754. Хребт Брокен Ридж. Глубина 1246.7 м.

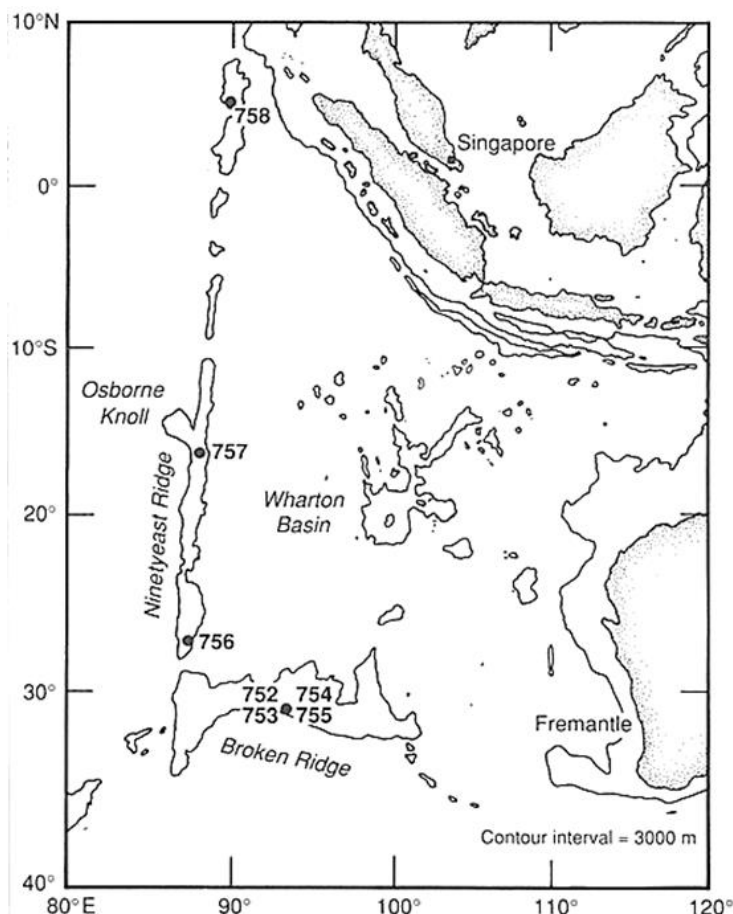


Рис. 54. Карта размещения скважин рейса 121.

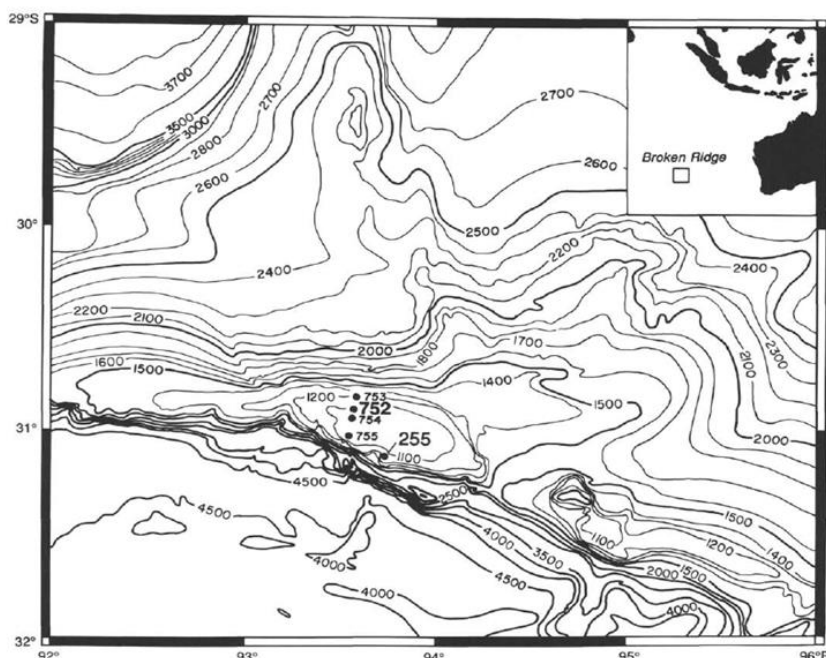


Рис. 55. Батиметрическая карта района хр. Брокен Ридж с показом размещения скважин рейса 121.

В разрезе скважины выделены две пачки.

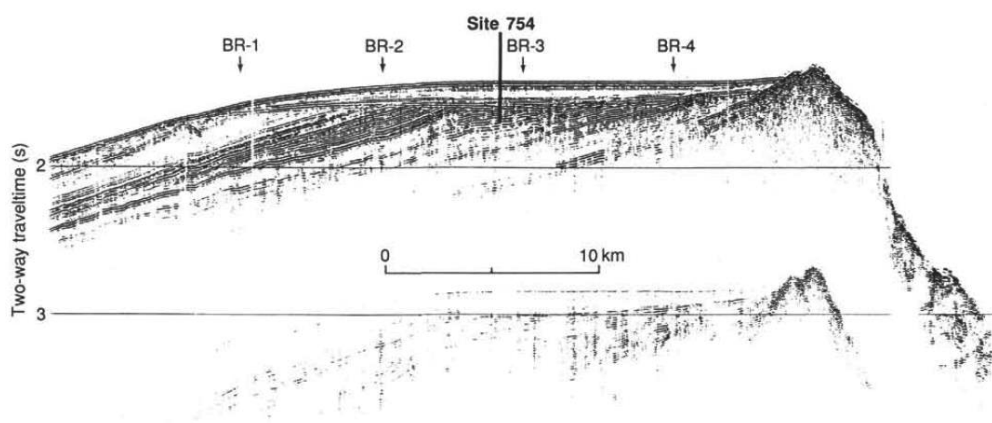


Рис. 56. Сейсмический профиль района заложения скв. 754. Рейс 121.

Пачка 1 – 0-132 м – *плейстоцен – верхний эоцен* – фораминиферовый нанофоссильный ил; с глубиной увеличивается количество микритов.

Угловое несогласие между верхней пачкой – плейстоцен – верхний эоцен – и нижней пачкой – нижний маастрихт (кампан?).

Пачка 2 – 151-355 м – *нижний маастрихт (кампан?)* – мел, известняки, кремни и вулканический пепел.

Пелагические отложения – 132 м – *плейстоцен – верхний эоцен*. Пологозалегающая шапка и отчетливое угловое несогласие между пелагическими илами и нижележащей трансгрессивной пачкой – 200 м – *нижний маастрихт (кампан?)*. Несогласие выражено слоем гравелита и песка с галькой известняков, кремней и обломков раковин из нижней пачки. Перерыв – *палеоцен*.

Рейс 121. Хребты Брокен Ридж и Найнтист, 1989. Peirce, J., Weissel, J., et al., 1989. Proc. ODP, Init. Repts., 121: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.121.1989.

Скв. 756 располагается в южной части хребта Найнтист. Базальтовое основание вскрыто в скважинах 756С, D. В скважинах 756А и 756В древнейшие породы – нанофоссильные илы с фораминиферами – ранний плиоцен (А) и тоже илы – олигоцен (В).

Глубина скважин, вскрывших базальтовое основание: 756С – 1685,7 м; 756D – 1685,7 м.

Основание осадочного разреза: фораминиферовые известняки – *поздний эоцен* (756С).
Вулканическое основание: потоки базальтов (756С, Д).

Пачка 1 – 0-139 м – *плейстоцен – верхний эоцен* – палево-коричневые и темно-желто-коричневые фораминиферовые известняки.

Пачка 2 – 139-221 м – миндалекаменные базальты, потоки – субаэральные с систематически проявленными изменениями. Фрагменты базальтов обнаружены в вышележащих известняках. Наблюдается брекчия известняков и базальтов, в которой присутствуют обломки раковин. Базальты извергались субаэрально и затем погружены под мелководные отложения с накоплением известняков субпачки 2в. Такая интерпретация подкрепляется данными о присутствии раковин в брекчии базальтов и известняков, а также выветриванием базальтов и последующей их импрегнацией в известняки. Базальты сложены серией субаэральных дискретных потоков с брекчированными верхними частями потоков. Базальты миндалекаменные (до 20%). Изменения базальтов ассоциированы с трещинами, миндалинами и полостями заполнения: лимонит и другие гидроокислы железа, коричневый смектит и кальцит распространены в окисленных участках, голубовато-зеленый сапонит – в неокисленных участках. Отмечены четкие различия в петрохимии окисленных и неокисленных базальтов. В окисленных базальтах установлены низкие содержания MgO , CaO , Zn и высокие Fe_2O_3 , K_2O и Rb .

Пелагические и карбонатные мелководные отложения – 139 м – *плейстоцен – поздний эоцен*. Вулканическое основание – базальты – извергались субаэрально и затем погружены под мелководные отложения с накоплением известняков субпачки 2в. Такая интерпретация подкрепляется данными о присутствии раковин в брекчии базальтов и известняков, а также выветриванием базальтов и последующей их импрегнацией в известняки. Базальты – *поздний эоцен?* – сложены серией субаэральных дискретных потоков с брекчированными верхними частями потоков.

Рейс 121. Сква. 757 пробурена в осевой части хребта Найнтист. Глубина скважин: 2037,8 м (757В) и 2075 м (757С).

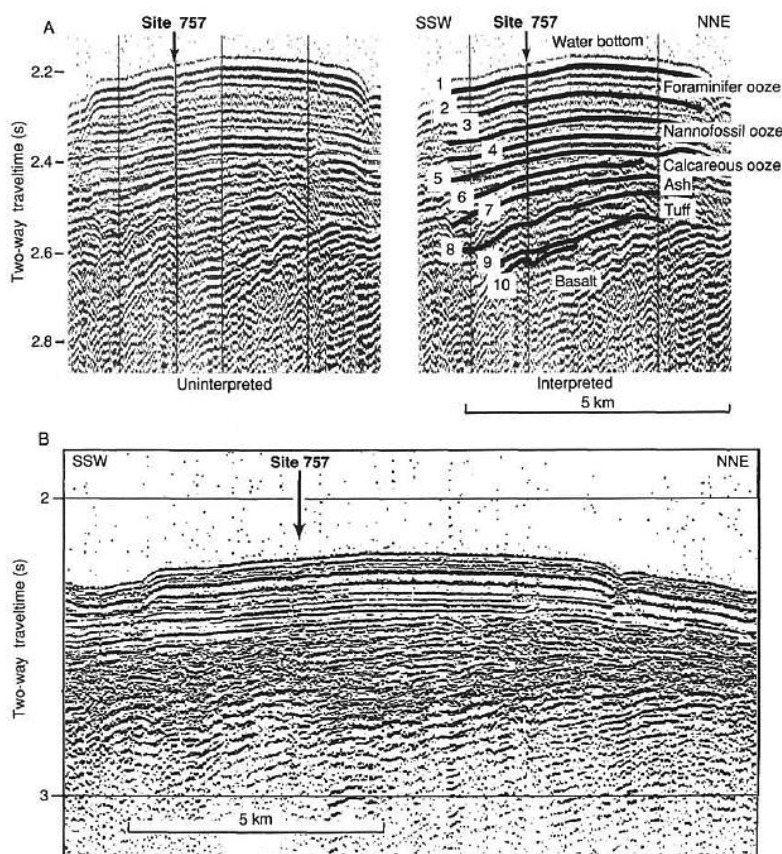


Рис. 57. Сейсмические профили и строение разреза скв. 757. Рейс 121.

Осадочные породы основания: туфы – *поздний палеоцен*. Вулканическое основание: базальты.

Пачка 1 – 0-212 м – *плейстоцен – нижний эоцен* – нанофоссильные илы с прослоями вулканического пепла в нижней части.

Пачка 2 – 212-369 м – *верхний палеоцен* – вулканокластиты – разделена на две субпачки по признаку степени литификации пород. Субпачка 2а – 38,7 м вулканокластического пепла с фораминиферами и лапиллями размером 2-5 мм. Присутствуют фрагменты раковин, округлые гальки базальтов и обсидиана.

Субпачка 2в – 116.6 м – туфы с лапиллями 2-5 мм; туфы содержат округлые гальки базальтов, обломки раковин. Туфы зеленовато-серые, но туфы, непосредственно залегающие на базальтах, – пыльно-красные и содержат обломки раковин.

Пачка 3 – проникновение в базальты 7,8 м (скв. 757В) и 47,9 м (скв. 757С). Базальты субэаральны, а последующее осадконакопление происходило в мелководных условиях. В скв. 757В

пепловые отложения пачки 2 располагаются под известковистыми осадками *позднего палеоцена*. Базальты представлены серией дискретных потоков и извергались в субэаральных условиях. Скв. 757С – верхние части потоков перекрываются красно-коричневым аргиллитом. Базальты высокоиндаляеменны (20-25%).

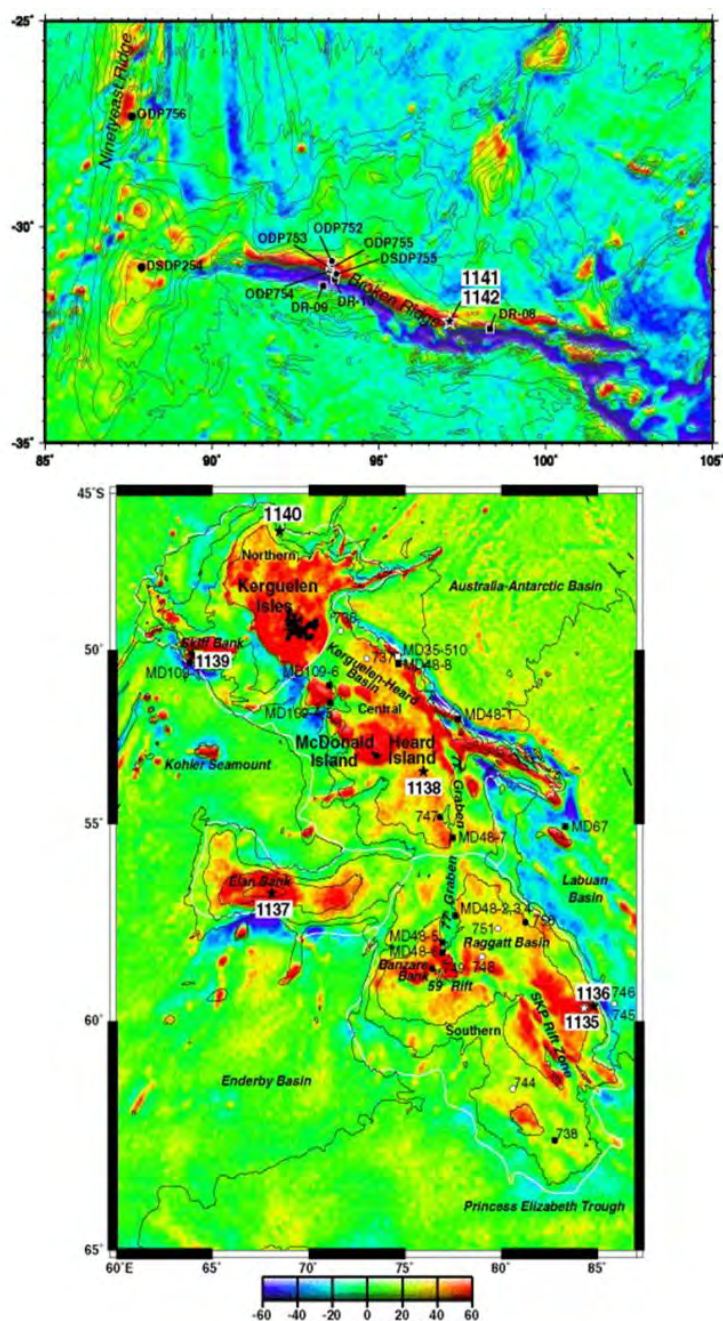


Рис. 58. Карта размещения скважин рейса 183.

Пелагические отложения – 212 м – *плейстоцен – нижний эоцен*. Мелководные и частично трансгрессивные отложения – около 150 м – *поздний палеоцен*. Вулканическое основание – базальты; представлены серией дискретных потоков и извергались в субэаральных условиях. Потоки являются лавами, и окисленные верхние части потоков могут свидетельствовать о том, что эти потоки субэаральны.

Рейс 183. Плато Кергелен – хребет Брокен: Большие изверженные провинции, 1999. Coffin, M.F Frey, F.A., Wallace, P.J., et al., 2000. Proc. ODP, Init. Repts., 183: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.183.2000.

Скв. 1141 и 1142 расположены вблизи осевой части хребта Брокен на глубине 1197 м.

Осадочный разрез выше изверженного основания содержит исключительно

пелагические осадки (пачка 1). Вулканические породы основания (пачка 2) разделяются на потоки 1-6.

Пачка 1 – 0-113.50 м – *плейстоцен – поздний или средний эоцен* – представлена исключительно светло-коричневым нанофосильным илом, содержащим фораминиферы и обломки раковин. Основание пачки 1 сложено песчанистым известняком позднего эоцена, который содержит немногочисленные гальки измененного базальта. В известняке, кроме фораминифер, присутствуют криноидеи, бриозоа, фрагменты раковин, остракоды. В скв. 1142 обнаружены обломки двустворок (*олигоцен – эоцен*). Здесь же в песчаниках – гальки базальтов с окисленной поверхностью, в составе которой имеются и фрагменты коричневого известковистого песчаника.

Пачка 2 – 113.50-185.60 м – *поздний эоцен или древнее* – сложена высокоизмененными базальтами, которые разделены на 6 потоков. Галечные конгломераты непосредственно перекрывают базальтовое основание. Изменения базальтов включают субаэральное выветривание и результаты взаимодействия флюид – порода. Изменения подчеркнуты обильным развитием глины в верхних частях потоков и широким развитием вторичных минералов, которые частично или полностью замещают мезостазис пород и заполняют жилы, миндалины и открытые пространства между обломками брекчий. Так, например, в потоке 3 изменения варьируют от пород, измененных нацело в верхней части потока – к средним по интенсивности изменениям в его основании. Коричнево-красный интервал, полностью представленный глиной, слагает верхние 9 см потока. Также верхняя высоко миндалекаменная часть потока 5 окрашена в красный цвет и полностью превращена в глину. Аналогична и верхняя часть потока 6, которая брекчирована и полностью превращена в красно-коричневую глину.

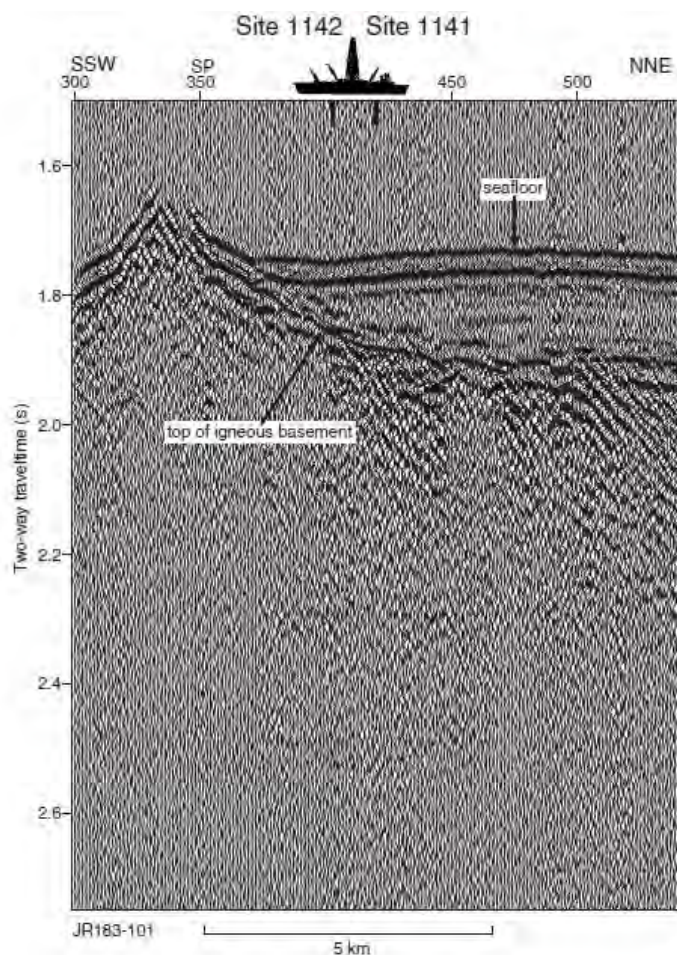


Рис. 59. Сейсмический профиль района заложения скв. 1141 и 1142. Рейс 183.

Характер изменений предполагает, что породы верхней части разреза основания (потоки 2 и 3) подверглись выветриванию в субаэральных условиях вплоть до полного превращения этих пород в глину в процессе выветривания. Потоки 4 – 6 также высоко или полностью изменены, но, в основном, в верхних частях потоков.

Вскрытая в керне мощность зон выветривания в изверженном основании:

Скв. 1137 – 151 м

1138 – 144 м

1139 – 230 м.

Пелагические осадки – 113 м – *плейстоцен – поздний или средний эоцен*. Переходный трансгрессивный комплекс – *олигоцен – эоцен* – песчанистый известняк, который содержит немногочисленные гальки измененного базальта. Вулканическое основание – 70 м – *поздний эоцен или древнее* – сложено высокоизмененными базальтами, которые разделены на 6 потоков. Галечные конгломераты непосредственно перекрывают базальтовое основание. Изменения базальтов включают субаэральное выветривание. Характер изменений предполагает, что породы верхней части разреза основания (потоки 2 и 3) подверглись выветриванию в субаэральных условиях вплоть до полного превращения этих пород в глину в процессе выветривания.

Обобщение по структурам.

Окраинно-океанические плато.

Рейс 28. Трансект плато Натуралистов (Австралия) – море Росса (Антарктида). Dennis E. Hayes, Lawrence A. Frakes, Peter J. Barrett, Derek A. Burns, Pei-Hsin Chen, Arthur B. Ford, Ansis G. Kaneps, Elizabeth M. Kemp, David W. McCollum, David J.W. Piper, Robert E. Wall, Peter N. Web. [//doi:10.2973/dsdp.proc.28.101.1975](https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.28.101.1975).

Скв. 264. Плато Натуралистов. Глубина 2873 м. Скважина размещена вблизи южного края плато Натуралистов. Основание осадочного разреза: – конгломераты – *сантон или древнее*. Вулканическое основание: вулканокластические породы – *поздний мел – сантон?* – обогащенный глиной наномел с примесью до 10-30% глины, спикулы губок; некарбонатный материал, измененное стекло. Палыгорскит – 41%, клиноптилолит – 41% и монтмориллонит. Ниже по разрезу – *поздний мел или древнее* – измененные сравнительно твердые вулканокластические породы, возможно, потоки или пирокластические породы среди наномела вышележащей пачки. В основании вулканические конгломераты с субокруглыми гальками андезита и риолитового витрофира длиной до 6 см в матриксе грубообломочного песка. Обломки могут представлять гипабиссальные интрузии и вулканические пачки.

Большинство пород пачки интенсивно изменено с присутствием гидроокислов железа. Вулканическая пачка может быть базальной или околобазальной континентальной последовательностью.

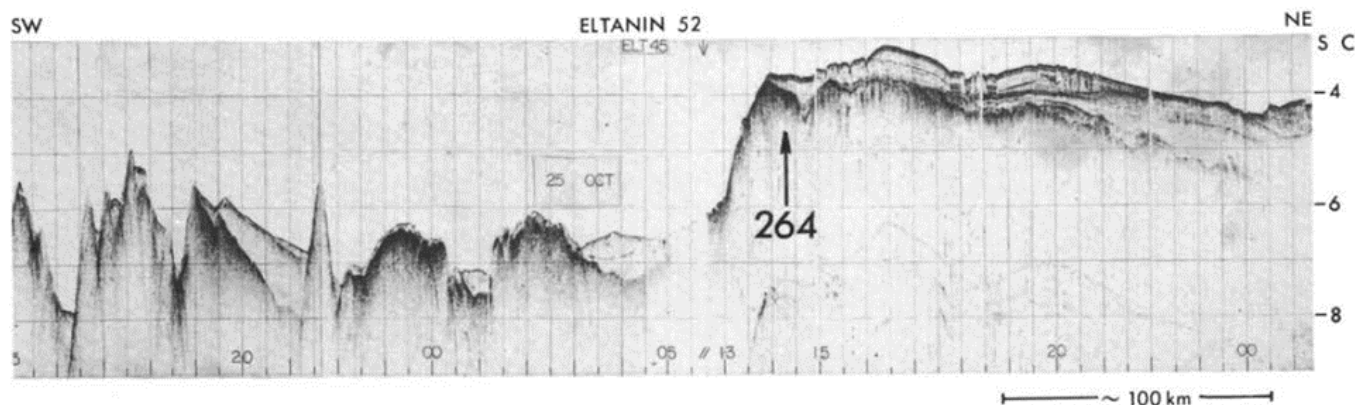


Рис. 60. Сейсмический профиль района заложения скв. 264. Рейс 28.

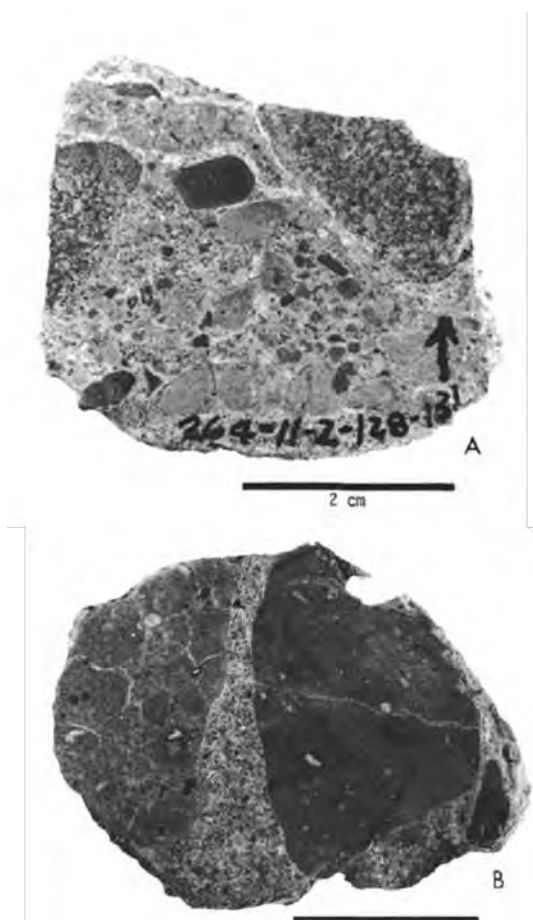


Рис. 61. Вулканические конгломераты скв. 264. В породах гальки желто-коричневых интенсивно измененных андезитов с жилкой кальцита (внизу). Рейс 28.

Рейс 122. Плато Эксмут, 1990. Haq, B.U., von Rad, U., O'Connell, S., et al., 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 122: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.122.1990.

Скв. 759 находится на юго-западном фланге плато Вомбат в пределах полуграбена, разделяющего плато Вомбат и Эксмут. Основание осадочного разреза: аргиллиты – *карнийский ярус* (низы позднего триаса), *поздний триас* (карнийский – ранненорийский ярусы) – переходный интервал между неритовой и терригенной пачками. Состав пород – преимущественно аргиллитовый, с прослоями песчаников с биокластикой (моллюски, фораминиферы); прослои углей; в нижней части фрагменты галек в песчаниках. Присутствуют прослои пак – и вакстоунов с обломками раковин и единичных кораллов. Выявлены два прослоя слоистых кварцевых песчаников с кальцитовым цементом и фрагментами галечного размера в основании пачки. *Поздний триас* (карний – ранний норий) –

аргиллиты, песчаники; нет биокластики. Окраска палево-коричневая, связывается с присутствием диагенетического сидерита; песчанистые аргиллиты и прослои грубозернистых кварцевых песчаников. Сква. 760В, С. В 5 км к северу от скв. 759 – *эоцен – верхний миоцен* – проявлено главное несогласие с прослоем 40 см марганцевой коры, перекрывающей 4,4 м оливково-желтых аргиллитов и песчаников с Mn нодулями и фрагментами оксидно-марганцевой коры (пачка 3 – 80,1-84,9 м). Эти отложения фиксируют перерыв в течение *позднего мела (?) и эоцена*. Ниже несогласия пройдено 422 м триасовых отложений – *поздний карний – норий*. При описании пачки 3 (40 см марганцевой коры) отмечено, что эта кора отделяет вышележащие *нижнеэоценовые* илы пелагические от нижележащих *норийских* кремнисто-аргиллитовых осадков. Ниже по разрезу *поздний карний и норий* – сложены аргиллитами и песчаниками, отлагавшимися в лагунных условиях с локальным субаэральным обнажением, способствовавшим появлению кор выветривания (soil profiles), ассоциированных с присутствием угля, и далее вниз по разрезу пачка переслаивающихся известняков, аргиллитов, песчаников – отложена в мелководно-морских, лагунных условиях – карбонатные банка/шельф. Вблизи границы *карний – норий* – горизонт конгломератов с галькой известняков (переработанных, округлых) и галькой вулканических пород – трансгрессия и эрозия предшествующих мелководных карбонатов и вулканитов. Вулканические обломки андезитового или риолитового состава, измененные вулканические породы. Уголь обнаружен в ряде кернов.

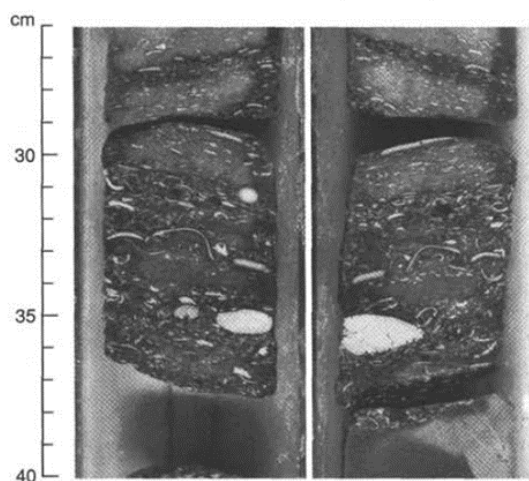


Рис. 62. Грубозернистый раковинный прослой с обломками моллюсков и фрагментами древесины. Рейс 122.

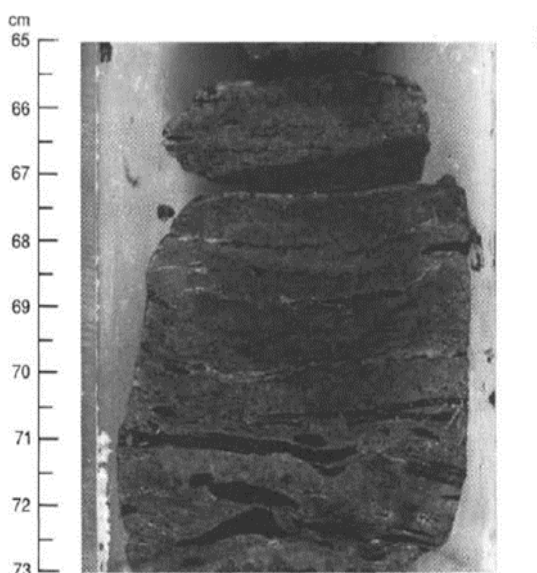


Рис.63. Углистые прослои в тонкозернистом глинистом песчанике. Рейс 122.

Рейс 122. Скв. 761В. Расположена в центральной части плато Вомбат, в 20 км к северу от скв. 760. Вначале пробурено 175,9 м нанофоссильных илов (*от квартера до раннего палеоцена*), перекрывающих мел (*маастрихт*). *Нижний эоцен* – горизонт кремней. *Верхний мел* – 22,8 м – *маастрихт* – мел, затем 41,3 м – палево-коричневый мел – *альб* – *маастрихт* с фораминиферами и иноцерамами. *Нижний мел* – 15,4 м – *валанжин* – *верхний берриас* – желто-коричневый мел со слоями бентонита и очень железистый песчаник – *ранний неом* – *титон* – с фрагментами белемнитов и иноцерам. В основании – 14,3 м аргиллитов – *норий* – с углем, сформировавшихся в паралических (лагуна, дельта) условиях.

Рейс 122. Скв. 764. Глубина – 2698 м. Древнейшие осадочные породы: карбонатные аргиллиты – *рэт*. Кайнозойские пелагические осадки – 41,5 м – нанофоссильные илы *от квартера до позднего эоцена*. Эта пачка несогласно налегает на тонкую пачку (≈ 8 м) нанофоссильного и фораминиферового мела с возрастом *коньяк* – *маастрихт*. Главное несогласие отделяет эту пачку от нижележащих карбонатных фаций – *поздний рэт* – мелководных отложений – верхние 9 м. В целом, рифовый комплекс рэта пробурен в интервале 68,7–280,1 м, представляющем по набору пород различные околорифовые условия. Рифовый комплекс подстилается глинистыми алевролитами (лагунными).

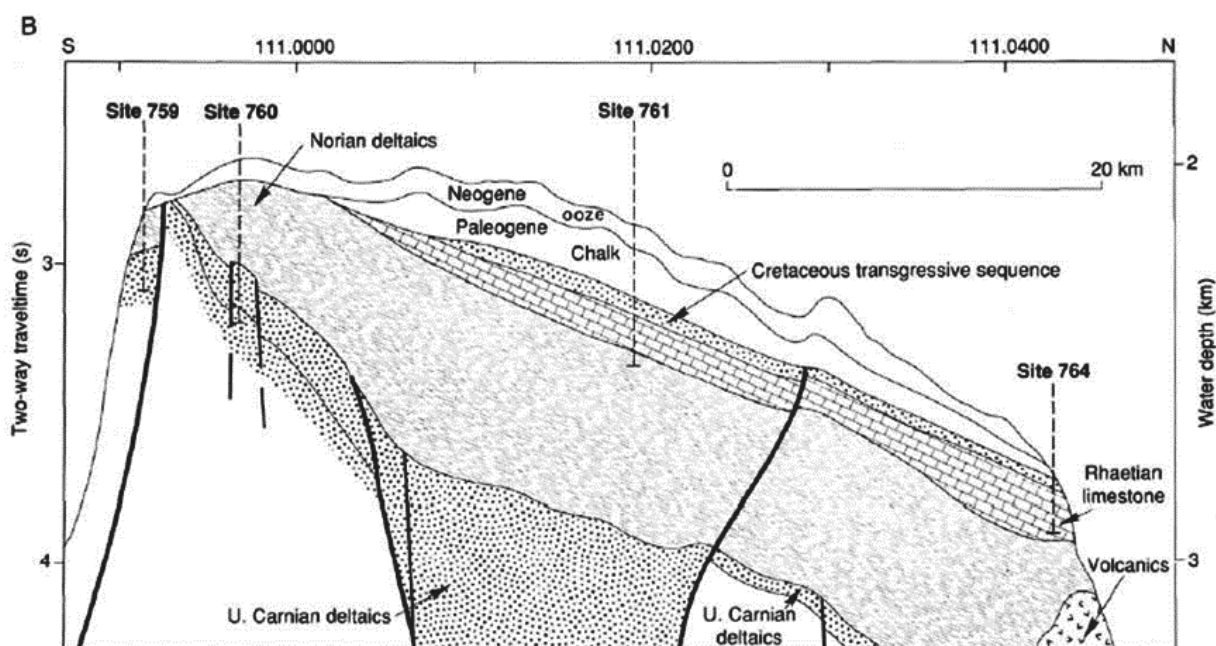


Рис. 64. Литостратиграфический разрез через скважины рейса 122.

Окраинно – континентальное плато Рез.

В качестве примеров таких структур в Индийском океане рассматриваются сопряженные с континентом плато Натуралистов в юго-западной части акватории и более значительное по размерам плато Эксмут, расположенное в северо-западной части континента. В основании разреза плато Натуралистов – *поздний мел* – *сантон?* – вулканические конгломераты с субокруглыми гальками андезита и риолитового витрофира длиной до 6 см в матриксе грубообломочного песка. Обломки могут представлять гипабиссальные интрузии и вулканические пачки. Большинство пород пачки интенсивно изменены с присутствием гидроокислов железа. Вулканическая пачка может быть базальной или околобазальной континентальной последовательностью. Рельеф плато по данным

сейсмопрофилирования – расчлененный с хребтами и впадинами между ними. Верхняя часть разреза – *квартер – миоцен* – незначительной мощности наноилы с примесью обломков вулканических пород. Плато Экмут, ограниченное абиссальными равнинами Арго и Гаскойн на юго – востоке, сопряжено с континентальной окраиной Австралии. Скважины пробурены в пределах плато Вомбат, сопряженного с абиссальной равниной Арго. Здесь, так же, как и в пределах основания разреза впадины Арго, залегают дельтовые отложения *карния*, выше по разрезу залегают подобные дельтовые отложения *нория*, обогащенные обломками раковин – пелеципод, гастропод, и прослой, обогащенные фрагментами углефицированной древесины. Отложения формировались в мелководных условиях (эстуарий или залив). Пресноводные условия (водоросли). Аргиллиты и песчаники мелководные с систематическим аэральным обнажением. Выше по разрезу расположены известняки *рэта*, перекрываемые меловыми трансгрессивными отложениями, выше которых с несогласием находится мел – *палеоген* и в верхней части разреза – неогеновые илы – *квартер – миоцен* – с обломками кислого стекла и риолитовой пемзы. В разрезе скв. 760 ниже пачки 2 – *эоцен – верхний миоцен* – проявлено главное несогласие с прослоем 40 см марганцевой коры, перекрывающей 4,4 м оливково-желтых аргиллитов и песчаников с Мп нодулями и фрагментами оксидно-марганцевой коры (пачка 3 – 80,1-84,9 м). Эти отложения фиксируют перерыв в течение *позднего мела (?) и эоцена*.

В обоих случаях история развития окраинно – океанических плато оказывается связанной с историей развития прилегающих к плато континентальных окраин, и соответственно их развитие начинается с триаса (плато Экмут) и с позднего мела – плато Натуралистов, но в том и другом случаях развитие этих плато наследует особенности развития прилегающих частей континента и происходит вначале либо в аэральных, либо в окраинно – континентальных условиях мелководного шельфа и формирования комплекса дельтовых, в том числе и угленосных отложений – плато Экмут. Нестабильные в динамическо-тектоническом отношении условия подчеркиваются в обоих плато наличием значительных перерывов и несогласий, проявленных в процессе их формирования.

Абиссальные равнины.

Рейс 22. Северо-восточная часть Индийского океана, 1972. Абиссальная равнина к югу от Яванского желоба. C.C. von der Borch, J.G. Sclater, S. Gartner, Jr., R. Hekinian, D.A. Johnson, B. McGowran, A.C. Pimm, R.W. Thompson, J.J. Veivers, and L.S. Waterman. // doi:10.2973/dsdp.proc.22.101.1974.

Скв.211. Глубина – 5535 м. Основание осадочного разреза: чередование пестроцветных глин и илов – *верхний мел (нижний маастрихт – нижний кампан)*, содержит нанофоссильные глины и илы, после подъема керна быстро изменившие свой цвет на красный, кремовый. Непосредственно ниже диабазового силла все осадки – пыльно-красные. Присутствуют несколько прослоев пеплов, обогащенных железом и содержащих сильно измененное стекло, замещенное гидроокислами железа, палагонитом, гетитом, лимонитом. Сильно выветрелые амфибол – содержащие базальты. Через выветрелые зоны фанеритовые базальты сменяются афанитовыми 12 раз на протяжении 8 м керна. Все базальты миндалекаменные с выветрелым матриксом.

Скв. 212. Впадина Уартон. Глубина 6423 м. Основание осадочного разреза: – коричневые цеолитовые глины – *верхний мел*. Ниже выветрелый metabазальт с включениями известняка. Палеосерые метаморфизованные известняки с фрагментами зеленого хлоритизированного стекла и

коричневого афанитового базальта из зоны брекчий в изверженном основании центральной, наиболее глубоководной, части хребта (скв. 213, 213А). Абиссальная равнина к востоку от Восточно-Индийского хребта. Глубина 5611 м. Основание осадочного разреза – наноилы, в основании 5-метровый слой железомарганцевой массы – *ранний эоцен – поздний палеоцен*. Основание: выветрелый базальт, представлен 11 потоками базальтов; в каждом потоке выделяются три фации: 1 – стекловатая палагонитизированная; 2 – выветрелая базальтовая зона; 3 – более кристаллическая и менее выветрелая зона.

Рейс 22. Скв.215. Абиссальная равнина к западу от Восточно-Индийского хребта. Глубина 5319 м. Пробурено 155,5 мягких кремнистых илов, коричневых глин, карбонатных илов и мела, перекрывающего базальты. Базальты пробурены на 19,5 м. Основание осадочного разреза: *палеоцен* – желтовато-коричневые нанофоссильные илы с содержанием глины – 5-20%; в 1 м выше базальтов многочисленные нодулы оксидов железа и содержание глины повышается до 30 %. Вулканическое основание: 14 базальтовых потоков; базальты в различной степени подвержены подводному выветриванию. Известняки с нанофоссилиями располагаются между потоками базальтов, внешняя часть которых интенсивно выветрелая.

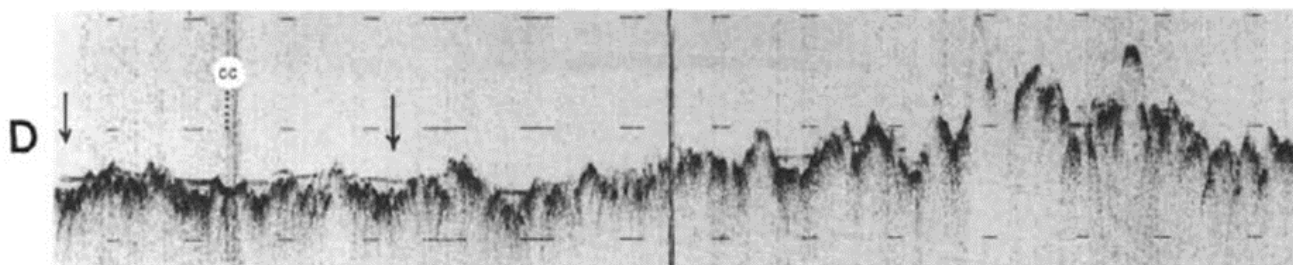


Рис. 65. Сейсмический профиль района заложения скв. 213 (стрелка). Рейс 22.

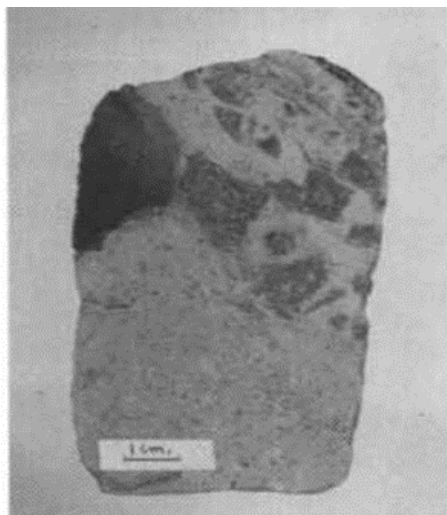


Рис. 66. Известняки с фрагментами зеленого хлоритизированного стекла и коричневого афанитового базальта. Скв. 211. Рейс 22.

Рейс 25. Западная часть Индийского океана, 1972. Simpson, E. S. W., Schlich, R., et al, 1974, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 25, Washington (U.S. Government Printing Office). //doi:doi:10.2973/dsdp.proc.25.1974.

Скв. 239. Расположена на глубоководной абиссальной равнине Маскаренского бассейна, в его южной части. Сейсмический профиль показывает, что Маскаренская абиссальная равнина глубиной

5000 м подстилается отчетливо стратифицированными осадками. Глубина – 4971 м. Основание осадочного разреза: коричневые глины и алевроитовые глины – *средний миоцен – верхний мел (кампан?)*. *ранний миоцен – ранний палеоцен – поздний мел* – коричневые глины, глинистые наноилы; многочисленные нанофоссилии. Значительный вклад вулканического материала в состав глин подтверждается присутствием монтмориллонита в глинистой фракции. Прослой коричневого цвета в основании пачки могут представлять девитрифицированное вулканическое стекло (*поздний мел, кампан*). Присутствие терригенного материала. Тонкие прослой известняков, обогащенных гипсом. Контакт вышележащих пород и базальтов – не вскрыт. Красно-коричневые зоны – окисление железа – подводное выветривание – заполняют трещины, пересекающие базальты. Подобные неправильные по форме трещины заполнены также железистым карбонатом и кремнем.

Рейс 25. Скв. 240. Сомалийский бассейн. Расположен в северо-западной части Индийского океана, ограничен с запада и северо-запада побережьем Африки, на востоке и северо-востоке – хребтом Карлсберг. Глубина – 5082 м. Основание осадочного разреза: желто-коричневые илы, алевроитовые глины, алевроиты, пески – *нижний эоцен – верхний палеоцен, нижний эоцен – палеоцен* – базальты. Обломки сильно трещиноваты, с трещинами, заполненными кальцитом. В обломках мела среди базальтов различные эоценовые микрофоссилии. Изменения не позволяют точно определить породу. Литологическая интерпретация: 1. Базальты древней, чем вышележащие осадки. 2. Древнейший мел (осадок), лежащий на базальтовом основании, содержит аномально высокие количества оксидов железа и марганца. Эти осадки похожи на «смешанные аморфные железомарганцевые оксидные фации», которые установлены в Тихоокеанских рейсах, и не так уж сильно отличаются от сильно железомарганцево-обогащенных отложений, перекрывающих базальты срединно-океанических хребтов. Высокое обогащение железомарганцевыми оксидами и высокое содержание глин предполагают значительный вклад вулканического материала в их образование. Базальт в основании разреза – миндалекаменный, рассечен трещинами, заполненными гидроокислами железа и марганца.

Рейс 25. Скв. 250. Юго-восточный край Мозамбикской котловины. Глубина – 5119 м. Принципиальный результат: основание оливиновых базальтов перекрыто 22 метрами детритовых глин (*коньяк*). Основание осадочного разреза: чередование зеленовато-серых и коричневых терригенных глин – *нижний миоцен – верхний мел (коньяк)*. Широко распространены нодулы до 1,5 см железных и марганцевых окислов, которые также формируют темные полосы. Ниже – полукристаллизированные серые глины. Возраст не известен, но в вышележащей пачке 4 установлены верхнемеловые окаменелости. Примесь минералов в глинах: кварц, полевой шпат, слюда (до 1%). Тяжелые минералы: гранат, апатит, рутил, анатаз. Нет оснований не считать контакт глин и базальтов несогласным. Действительный контакт не вскрыт, но неметаморфизованные глины заполняют две полости в наиболее верхних базальтах и подобны детритовым глинам пачки 5. Базальты демонстрируют среднюю степень выветривания или изменения до глубины 734 м. Верхние 4 м базальтов пронизаны большим количеством кальцитовых и серпентинитовых (?) жил и трещин, их количество уменьшается до глубины 728 м.

Рейс 26. Трансиндоокеанский профиль в полосе 25–35° ю.ш., 1972. Bruce P. Luyendyk and Thomas A. Davies. // doi:10.2973/dsdp.proc.26.101.1974.

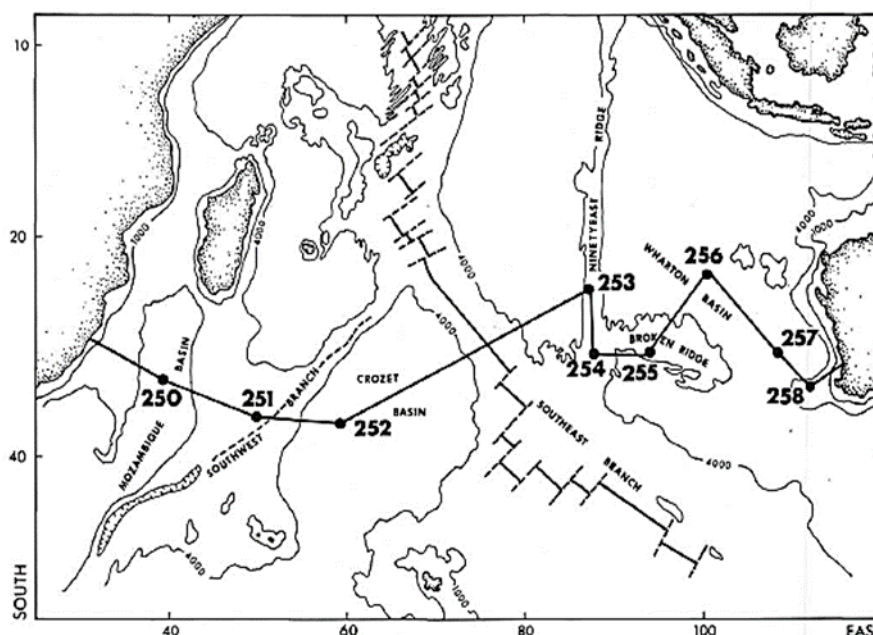


Рис. 67. Скв. 256. Глубина 5361 м. Вулканическое основание – стекловатый базальт, пробурено 19 м. Рейс 26.

Базальты перекрываются осадками от *альба* до *квартера* – коричневыми детритовыми глинами. Возможно, существует несогласие между меловыми и неогеновыми осадками, но глины не датированы в связи с отсутствием фоссилий. Скважина пробурена в южной части бассейна Уартон западнее плато Валлаби. Бассейн Уартон имеет наибольшие глубины в Индийском океане, достигающие 6000 м в северной и центральной частях, и среднюю глубину 5000 м на юге. Эти глубины позволяют считать, что возраст бассейна меловой или древнее. Детритовые глины. Обычные компоненты: обломки рыб до 4 %, кварц – 1%, слюда – 2%, глауконит. В верхней части монтмориллонит, каолинит, иллит, хлорит, палыгорскит. Миндалекаменные базальты, в верхней части высоко измененные, трещиноватые, трещины заполнены кальцитом. Наиболее крупные трещины до 6 см включают брекчированные обломки базальтов.

Рейс 26. Скв. 257. Котловина Уартон, юго-восточная часть. Глубина – 5278 м. Основание осадочного разреза: красновато-коричневые цеолитовые глины, серый кокколитовый ил и мел, плотные «ленточные» красно-коричневые глины – *мел* – *средний альб*. Вулканическое основание: базальт. Красные и красно-коричневые полулитифицированные детритовые глины с железистым материалом до 4%; присутствует монтмориллонит. Основание красной детритовой глины – базальт на глубине 262 м и пробурен на 64,5 м (кern 32 м). Фиксируются значительные изменения базальта (0.5 м) непосредственно ниже «красного» горизонта. Можно выделить 7 или 8 отдельных потоков. В целом, базальты интенсивно трещиноваты, цементируются кальцитом. Верхние покровы – несколько потоков – брекчированы и фрагменты цементируются красноватым кальцитом. Внутри потоков – горизонт обломочных пород. Имеются также немногочисленные прослои красных карбонатов (10 см). В каждом случае известняки ярко окрашены гидроокислами железа (заимствованного из базальтов). Базальты миндалекаменны.

Рейс 27. Восточная часть Индийского океана, 1972. James R. Heirtzler, John J. Veevers, and Paul T. Robinson . //doi:10.2973/dsdp.proc.27.101.1974.

Скв. 259. Скважина расположена в удлинённой пологосклонной депрессии акустического основания на глубине 4706 м. Окраина абиссальной равнины Перт. Надбазальтовая пачка – *нижний мел – ант* – зеленовато-серые цеолитсодержащие аргиллиты, плотные, обычно высоко деформированные, детритовый материал- кварц и полевой шпат. Минеральный состав позволяет предполагать образование глин как вулканических образований или продуктов выветривания вулканитов или изменения на месте пирокластического материала. Нодули, обычные для пачки 4, – 2-10 мм. Присутствуют кристаллы гипса 1-2 мм. Редкие фораминиферы. Возраст верхней границы коррелируется с *несогласием между альбом и аптом*. Основание – базальт; верхняя часть базальтов представлена светло-серыми брекчиями, которые содержат угловатые и субугловатые фрагменты изменённых базальтов, размером до 50 см. Жилки кальцита и небольшие массы хлорита – цемент брекчий. Степень изменений уменьшается с глубиной, широко распространён.

Скв. 261 находится в северо-восточной части абиссальной равнины Арго. Глубина 5687 м. Надбазальтовая пачка – *нижний мел – верхняя юра – (верхний оксфорд до готерива)* – полукристаллические известковистые аргиллиты, тонкая (1 мм) слоистость. Аргиллиты содержат глину 96-100% и обломочные компоненты, включая кварц, полевой шпат. Минералы тяжелой фракции, обломки карбонатных пород, доломит, хлорит, барит и окислы железа. Аргиллиты с нанофоссилиями. Нижние 5 м представлены коричневыми аргиллитами с нодулями. Базальты с многочисленными жилками кальцита, около 3м – брекчии с фрагментами базальта и аргиллита с фоссилиями, ниже – брекчии базальтов с жилками красного кальцита.

Рейс 123. Абиссальная равнина Арго, плато Эксмут, 1990 . Ludden, J.N., Gradstein, F.M., et al., 1990. Pro ODP, Init. Repts., 123: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.123.1990.

Скв. 765С, Д. Абиссальная равнина Арго. Глубина 5723 м. *Баррем – валанжин*; является нижней частью нижележащей карбонатной пачки, а в ее основании размещается контакт между аргиллитами и базальтами. Аргиллиты основания – красно-коричневые. Среди пород, кроме радиолярий, встречены фораминиферы, нанофоссилии, двустворчатые моллюски и фрагменты белемнитов, обнаруженные только в верхней части пачки. Основанием нижней части пачки является контакт осадки/базальт. Эта часть разреза содержит однообразные аргиллиты, часто обогащенные раковинами двустворок, количество которых достигает 30–50%. Базальты всего разреза характеризуются красно-коричневыми и зелено-желтыми изменениями, проявленными в виде фронтов, распространяющихся вдоль трещин, по периферии которых распространены: кальцит, селадонит, гидроокислы железа. Осадки залегают на фрагментах гиалокластиков, цементируемых кальцитом. Красный аргиллит заполняет пространство между фрагментами гиалокластиков. Аргиллит датируется поздним *барремом и валанжином*. «Подушки» лав трещиноваты и трещины заполнены кальцитом, селадонитом, коричневыми или

красными гидроокислами железа. Концентрация зон изменения трассируется из жил в окружающие породы (гало) на 3-4 см от их контакта в базальты. Ниже по разрезу к его основанию исчезают красные гидроокислы железа. Особо выделяются округлые гальки базальтов размером от 2-3 до 14 см, присутствующие в верхней части разреза основания среди песчаников. Их положение определяется как *in situ* в отложениях, возраст которых варьирует от позднего мела до плиоцена. Такие гальки есть и в нижней части разреза. Значительное их число перемещено или в условиях субаэральных рек, либо в условиях субмаринных турбидитовых потоков. Гальки вулканитов при этом ассоциируются с гальками песчаников, часто глинистых железистых пород. Макроскопически гальки желто-коричневые или красно-коричневые. Эти гальки окружены (особенно округлые) коркой выветривания, толщиной около 5 мм – более красного цвета. При микроскопическом описании следы сильного выветривания и/или изменения обнаружены во всех изученных на корабле (27) шлифах.

Завершая характеристику абиссальных равнин восточной части Индийского океана – Кокос, Уаргон и Арго – следует подчеркнуть, что эти абиссали, характеризующиеся наибольшими глубинами погружения – до 6 км, как бы заключены в треугольник, образованный асейсмичными хребтами Найнтист и Брокен Ридж. Основание этих равнин – акустический фундамент – сложено в различной степени измененными – выветрелыми базальтами, выше которых залегают красные аргиллиты, возможно, представляющие в различной степени перемещенные продукты их выветривания. Так же, как и в Атлантическом океане, поверхность акустического фундамента – «зазубренная, пилообразная» и представляет собой погребенный рельеф – «бассейнов и хребтов». Линейные хребты сложены базальтами, выветрелые продукты разрушения которых – склоновые отложения – талус – лежат в основании разреза таких бассейнов. Возраст отложений, перекрывающих базальты, практически близкосоответствующий – верхний мел – *маастрихт* – *кампан* и только в абиссали Арго, сопредельной с поднятием Эксмут, породы основания датируются нижним мелом – *баррем* – *валанжсин* (скв. 765). В скв. 261, расположенной в крайней восточной части впадины вблизи Яванского трога, возраст надбазальтовых отложений – *ранний мел* – *поздняя юра* – *верхний оксфорд до готерива*. Здесь нижние 5 м представлены коричневыми аргиллитами с нодулями. Базальты с многочисленными жилками кальцита, около 3м – брекчии с фрагментами базальта и аргиллита с фоссилиями, ниже – брекчии базальтов с жилками красного кальцита. По мере приближения к асейсмичному хребту Найнтист надбазальтовые слои датируются *палеоценом* (скв. 213, 215). Из этих данных следует, что возраст надбазальтовых отложений в какой-то мере связан с возрастом основания разреза хребта Найнтист и поднятия Эксмут: в первом случае – более «молодые», во втором случае – более «древние». Литология пород надбазальтового основания разрезов – преимущественно глинистые отложения, заметно обогащенные окислами железа и марганца, карбонатные илы и мел, а выветрелые базальты вмещают включения известняка. В западной части океана сохраняются относительно сходные закономерности. Надбазальтовое основание в Сомалийском бассейне, расположенном близ хребта Карлсберг, имеет возраст – *эоцен* – *палеоцен*. В Мозамбикской котловине, расположенной между Мозамбикским и Мадагаскарским хребтами, возраст надбазальтовых отложений датируется в интервале *нижний миоцен* – *верхний мел*. Состав надбазальтовых отложений – преимущественно терригенные глины, обогащенные оксидами железа и марганца, а детритовые глины – неметаморфизованные – заполняют полости в миндалекаменных базальтах. Предварительные выводы по абиссальным равнинам таковы:

- рельеф базальтового основания – «бассейны и хребты»;
- базальты основания – потоки и покровы миндалекаменных пород; базальты выветрелы и продукты их разрушения присутствуют в основании разреза надбазальтовых отложений;
- возраст надбазальтовых отложений в центральных частях абиссальных впадин – *верхний мел* и омолаживается до *миоцена* – *палеоцена* по мере приближения к асейсмичным хребтам.

Исключение – данные по крайней восточной части впадины Арго – *верхний мел* – *верхняя юра*, но такое удревнение коррелируется со строением плато Эксмут (см. далее).

Асейсмичные хребты.

Одной из характеристик Индийского океана, в отличие от Атлантического и Тихого океанов, является присутствие многочисленных асейсмичных, сравнительно мелководных плосковершинных, часто покрытых осадками и пологосклонных хребтов или плато, морфологически подобных микроконтинентам Хизена и Тарпа (1965) и океаническим хребтам Г. Удинцева (1965). Некоторые из микроконтинентов (Сейшельская банка, плато Маскарен) несут свидетельства присутствия гранитов. Мадагаскарский и Мозамбикский хребты, расположенные на глубинах 1000 и 2000 м, разделены Мозамбикским бассейном глубиной 5000 м и шириной 300 км.

Рейс 25. Западная часть Индийского океана, 1972. Simpson, E. S. W., Schlich, R., et al, 1974, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 25, Washington (U.S. Government Printing Office). // doi:doi:10.2973/dsdp.proc.25.1974.

Скв. 246. Хребет Мадагаскар. Глубина 1030 м. В разрезе скважины выделены три пачки – *миоцен-плиоцен* – фораминиферовые и нанофоссильные илы. Илы содержат 20% обломочного алеврита, морские желуди (уконогие рачки), фораминиферы; формировались в условиях верхнего шельфа. Осадки аллохтонные; *эоцен* – *олигоцен* – морские желуди, раковинные карбонатные пески. Граница между пачками 1 и 2 устанавливается по горизонту высоколитифицированных галечных известковистых песчаников, ниже которого также литифицированные слои обогащенных раковинами песчаников с глауконитом. В обломках также 20% калиевого полевого шпата. Песчаники содержат *раннемиоценовую* и переработанную *эоценовую* фауну. Основание пробуренного разреза – *палеоцен?* – глауконитсодержащие пески, вулканические пески и вулканические брекчии, алевритистые глины и известняки. В песчаниках иногда косая слоистость. Вулканические обломки бесцветны, иногда желтоватые и красноватые. Много палагонита. Крупные мелководные пелициподы, косослоистые пески и глауконит свидетельствуют о мелководных условиях формирования.

Скв. 249. Мозамбикский хребет. Глубина 2088 м – *плейстоцен* – *средний миоцен* – серые фораминиферо-нанофоссильные илы с прослоями мела; *поздний мел (маастрихт)* – коричневый и серый обогащенный алевритовым материалом наномел, резко отличается по составу от илов вышележащей пачки. Это резкое изменение литологии рассматривается как признак несогласия между *средним миоценом и поздним мелом (маастрихт)*; *ранний сеноман* – *поздний апт* – серые, оливковые аргиллиты и вулканические аргиллиты, обогащенные вулканическим материалом, окислами железа и карбонатного материала. Вулканический материал – измененное девитрифицированное стекло. Также присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, палыгорскит, монтмориллонит и цеолит. В нижней части пачки преобладает вулканический материал и появляется глауконит. Основание разреза-базальты миндалекаменные и стекловатые. Верхняя часть керна – высокоминдалекаменные, стекловатые и выветрелые базальты. Несогласие продолжительностью 40 млн. лет (*средний миоцен* – *ранний мел*) разделяет пачки 1 и 2. Второе несогласие около 14 млн. лет разделяет пачки 2 (*кампан*) и 3 (*сеноман*) и выражено обогащением пород пачки 3 вулканогенным материалом, часть которого может иметь переотложенный характер. Отложения могли формироваться в условиях ограниченного бассейна с застойным осадкообразованием (*euxinic*) – окислы железа, углеродистое вещество, отсутствие фоссилий. Базальты основания отнесены по ряду признаков к субаквальным образованиям.

Рейс 115. Плато Маскарен, 1988. Backman, J., Duncan, R.A., et al., 1988. Proc. ODP, Init. Repts., 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program). // doi:10.2973/odp.proc.ir.115.1988.

Скв. 715. Размещена в восточной окраине Мальдивского хребта на глубине 2272,8 м. Основание осадочного разреза - мелководные рифовые известняки – *ранний эоцен*. Основание: базальты – *ранний эоцен*. Пачка 1 – 0-104,6 м – *поздний плейстоцен – ранний миоцен* – содержащие глину фораминиферо-нанофоссильные илы и мел. Перерыв около 14 млн. лет между плейстоценом и средним миоценом. Пачка 2 – 104,6-211,3 м – мелководные карбонатные породы эоцена с бентическими фораминиферами, обломками двустворок, брахиопод, пелеципод, колониальных кораллов бриозоа, указывающих на очень мелководные условия накопления. Пачка 3 – 211,3–287,8 м – *эоцен* – субаэральное извергавшиеся лавовые потоки оливиновых базальтов, слабо и сильноизмененные; перекрываются грубообломочными песчаниками с угловатыми и округлыми обломками в карбонатном цементе, интерпретируются как пляжные отложения.

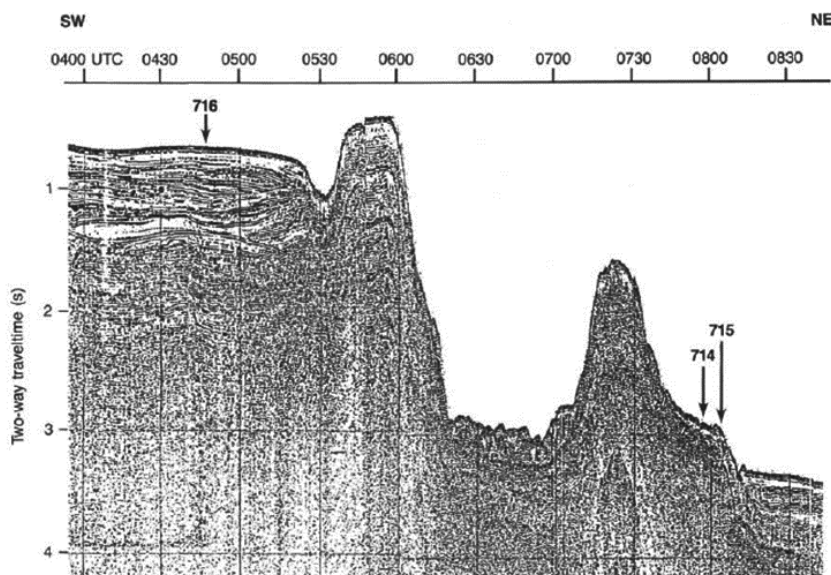


Рис. 68. Сейсмический профиль района заложения скв. 715. Рейс 115.

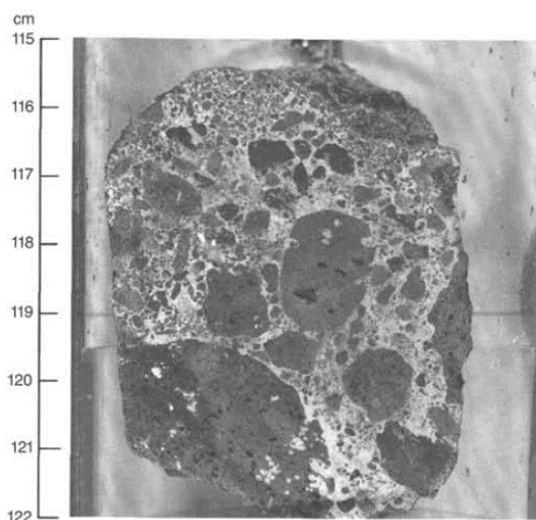


Рис. 69. Карбонатная брекчия, перекрывающая базальты. Рейс 115.

Рейс 22. Скв. 214. Скважина пробурена в осевой части хребта Найнтист. Глубина 1665 м.

Скважина пробурена в осевой части хребта там, где мощность осадков до фундамента достигает 500 м. *Плейстоцен – поздний олигоцен – ранний эоцен* – фораминиферо-нанофоссильные илы; *ранний эоцен – палеоцен* – глауконитовые илы и мел; *палеоцен* – глауконитовые глины и пески с обломками раковин; *палеоцен* – раковинные карбонатные глинистые известняки с примесью вулканокластического

материала; возраст неизвестен – лигниты, вулканические глины, туфы и лапиллиевые туфы, чередующиеся с породами пачки 4, лигниты зеленовато-серые, коричневые или черные мощностью около 80 см. Прослой 20-23 см вулканических конгломератов, вулканических туфов; возраст неизвестен – частично выветрелые базальты миндалекаменные (1-10 мм).

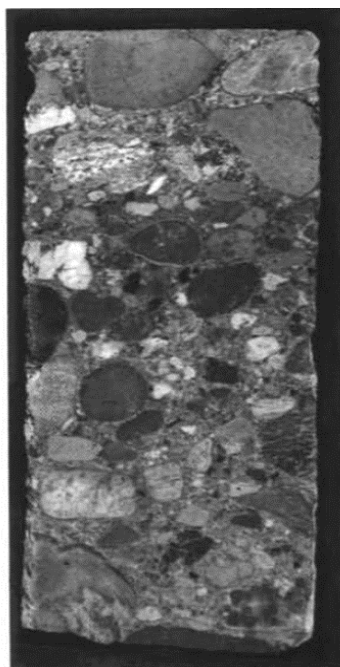


Рис. 70. Вулканические конгломераты с округлыми гальками экструзивных пород с большим разнообразием структур и текстур, расположенными в матрике перекристаллизованного кальцита и небольшого количества вулканических пород. Неморские отложения палеоцена интерпретируются как речные гравийные отложения. Рейс 22.

Данные по вулканическим и осадочным породам и палеонтологические материалы свидетельствуют о том, что хребет погрузился под уровень моря в *палеоцене*, а до того представлял собой цепь вулканических островов. Короткая история мелководного шельфа закончилась в *раннем эоцене*.

Рейс 121. Хребты Брокен Ридж и Найнтист, 1989. Peirce, J., Weissel, J., et al., 1989. Proc. ODP, Init. Repts., 121: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.121.1989.

Скв. 757 пробурена в осевой части хребта Найнтист – *плейстоцен* – *нижний эоцен* – нанофоссильные илы с прослоями вулканического пепла в нижней части; *верхний палеоцен* – вулканокластиты, вулканокластический пепел с фораминиферами и лапиллями размером 2–5 мм. Присутствуют фрагменты раковин, округлые гальки базальтов и обсидиана, туфы с лапиллями 2–5 мм; туфы содержат округлые гальки базальтов, обломки раковин. Туфы зеленовато-серые, но туфы, непосредственно залегающие на базальтах, – пыльно – красные и содержат обломки раковин. Проникновение скважин в базальты 7,8 м (скв. 757В) и 47,9 м (скв. 757С). Базальты субаэральны, а последующее осадконакопление происходило в мелководных условиях. В скв. 757В пепловые отложения пачки 2 располагаются под известковистыми осадками *позднего палеоцена*. Базальты представлены серией дискретных потоков и извергались в субаэральных условиях. Скв. 757С – верхние части потоков перекрываются красно-коричневым аргиллитом. Базальты высокоминдалекаменны (20–25%). Степень изменений варьирует от средней до высокой с замещением основной массы зеленым или

коричневым смектитом. Прожилки и миндалины заполнены смектитом, кальцитом, лимонитом. Окислительные изменения сконцентрированы в верхней части потоков. Брекчирование и/или зоны окисления типичны для верхней части потока. Потоки являются лавами, и окисленные верхние части потоков могут свидетельствовать о том, что эти потоки субаэральны.

Рейс 183. Плато Кергелен – хребт Брокен: Большие изверженные провинции, 1999. Coffin, M.F., Frey, F.A., Wallace, P.J., et al., 2000. Proc. ODP, Init. Repts., 183: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.183.2000.

Скв. 1141 и 1142 расположены вблизи осевой части хребта Брокен на глубине 1197 м. *Плейстоцен*

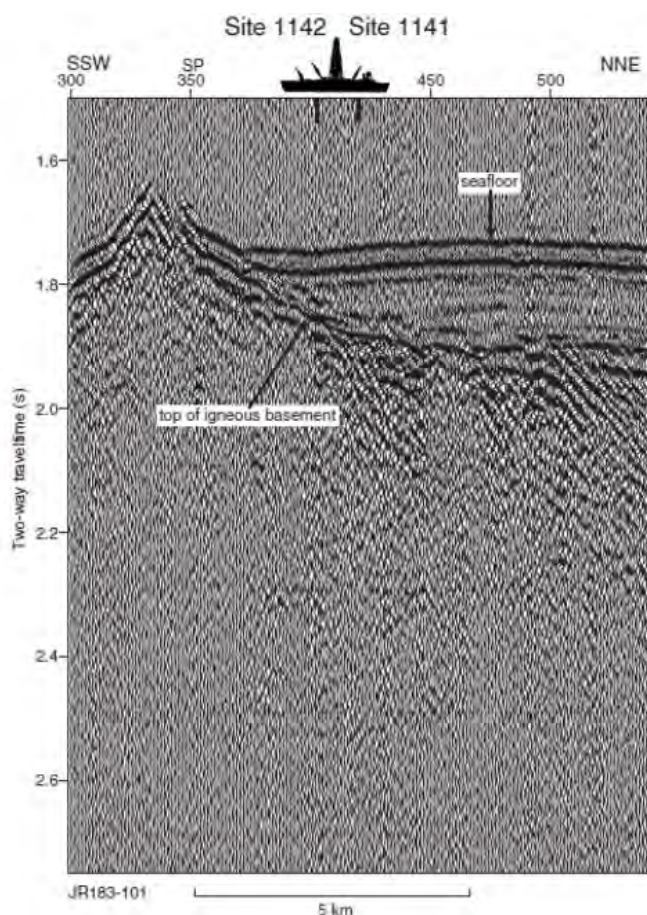


Рис. 71. Сейсмический профиль района заложения скв. 1141 и 1142. Рейс 183.

– *поздний или средний эоцен* – представлены исключительно светло-коричневым нанофосильным илом, содержащим фораминиферы и обломки раковин. Основание сложено песчаным известняком *позднего эоцена*, который содержит немногочисленные гальки измененного базальта. В известняке, кроме фораминифер, присутствуют криноидеи, бриоза, фрагменты раковин, остракоды. В скв. 1142 обнаружены обломки двустворок (*олигоцен – эоцен*). Здесь же в песчаниках – гальки базальтов с окисленной поверхностью, в составе которой имеются и фрагменты коричневого известковистого песчаника. Основание разреза скважины – *поздний эоцен или древнее* – сложено высокоизмененными базальтами, которые разделены на 6 потоков. Галечные

конгломераты непосредственно перекрывают базальтовое основание. Изменения базальтов включают субаэральное выветривание и результаты взаимодействия флюид-порода. Изменения подчеркнуты обильным развитием глины в верхних частях потоков и широким развитием вторичных минералов, которые частично или полностью замещают мезостазис пород и заполняют жилы, миндалины и открытые пространства между обломками брекчий. Так, например, в потоке 3 изменения варьируют от пород, измененных нацело в верхней части потока, – к средним по интенсивности изменениям в его основании. Коричнево-красный интервал, полностью представленный глиной, слагает верхние 9 см потока. Также верхняя высокоминдалекаменная часть потока 5 окрашена в красный цвет и полностью превращена в глину. Аналогична и верхняя часть потока 6, которая брекчирована и полностью превращена в красно-коричневую глину. Характер изменений предполагает, что породы верхней части разреза основания

(потоки 2 и 3) подверглись выветриванию в субэвральнх условиях вплоть до полного превращения этих пород в глину в процессе выветривания. Потоки 4 – 6 также высоко или полностью изменены, но в основном в верхних частях потоков.

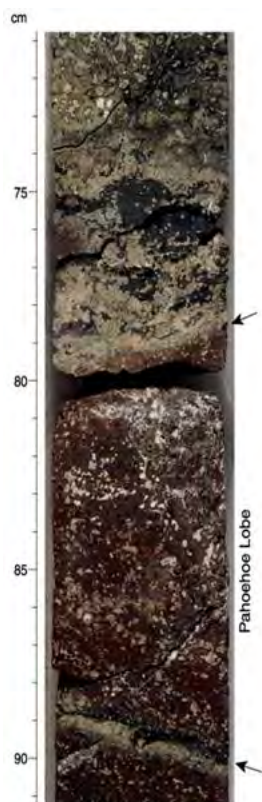


Рис. 72. Граница между потоками 4 и 5 основания. Стрелкой показана измененная верхняя часть потока 5. Рейс 183.



Рис. 73. Красная вулканическая брекчия – верхняя часть потока 6 основания. Обломки превращены в глину – красную и темно-коричневую – и цементируются кальцитом и цеолитом. Рейс 183.

Из краткого рассмотрения результатов бурения в пределах асейсмичных хребтов можно выделить отдельные присущие этим структурам особенности развития. Так, хребет Мадагаскар – южнее о-ва Мадагаскар сейсмический профиль – «гладкий». Но по мере смещения к востоку по направлению к сопредельной одноименной впадине на профиле отчетливо проявляется поверхность типа «бассейнов и хребтов». Основание – *палеоцен* – мелководные осадки с обломками вулканического стекла желтоватыми, красноватыми. В сопредельном Мозамбикском хребте, отделенном долиной Наталь от континентальной окраины, вскрыто базальтовое основание; поверхность акустического основания – «зазубренная». Надбазальтовые отложения – *сеноман* – *апт* – аргиллиты и вулканические аргиллиты, окислы железа, карбонатные породы. Базальты – выветрелые. Неоднократные перерывы: *мел* – *миоцен*; *кампан* – *сеноман*. Следовательно, выявляются некоторые различия в истории развития и условиях осадконакопления в этих хребтах. Начало более раннее в Мозамбикском хребте – *ранний сеноман* – *поздний апт* – с базальтовым основанием и активным динамическим режимом осадконакопления – перерывы и несогласия, и более позднее (*палеоцен*) в Мадагаскарском хребте – мелководный шельф. В Мальдивском хребте (северо-западнее плато Маскарен) в скв.714-715, заложенных на восточном склоне хребта, базальтовое основание – субэвральнх извергавшиеся лавовые потоки оливинных базальтов, слабо – и сильноизмененные; перекрываются грубообломочными песчаниками с угловатыми и округлыми обломками в карбонатном цементе, интерпретируются как пляжные отложения. Датированы *ранним эоценом*. Хребет Найнтист – надбазальтовые отложения – *эоцен* – *палеоцен*. Данные по вулканическим и осадочным породам и палеонтологические материалы свидетельствуют о том, что хребет погрузился под уровень моря в *палеоцене*, а до того представлял собой цепь вулканических островов. Короткая история мелководного шельфа закончилась в раннем эоцене. Хребет Брокен – в пределах этого хребта, так же, как и сопредельного хр. Найнтист, базальты – *доверхнепалеоценовые*. Потоки являются лавами, и окисленные верхние части потоков могут свидетельствовать о том, что эти потоки субэвральны. Там же в скв.1141 основание разреза скважины – *поздний эоцен* или *древнее* – сложено высокоизмененными базальтами, которые разделены на 6 потоков. Галечные конгломераты непосредственно перекрывают базальтовое основание. Изменения базальтов включают субэвральнх выветривание.

Соответственно асейсмичные хребты, в отличие от сопредельных абиссальных впадин, формировались гораздо позже

впадин в *эоцене* – *палеоцене*, и базальты в их основании относительно также более ранние (*эоцен-палеоцен*) формировались как субаэральные образования. Надбазальтовые отложения – *эоцен* – *миоцен* – мелководные, содержат обломочный материал уже выветрелых базальтов. Как следует из сведений по хр. Найнтист после излияния субаэральных базальтов асейсмичные хребты существовали как цепи островов.

Внутриокеанические плато.

Рейс 115. Плато Маскарен, 988. Backman, J., Duncan, R.A., et al., 1988. Proc. ODP, Init. Repts., 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program). // doi:10.2973/odp.proc.ir.115.1988.

Скв. 705, 706. Располагаются на восточной окраине плато Маскарен, в северной части банки Назарет. Основание разреза – *ранний олигоцен* – нанофоссильные илы, сменяющиеся вниз по разрезу нанофоссильным мелом, который непосредственно налегает на базальты. Мел чередуется с прослоями вулканического пепла с обломками вулканического стекла, зерен полевого шпата, пироксена и оливина. Вулканическое основание было вскрыто на глубину 77,4 м в скв. 706С. Базальты слабо изменены, миндалекаменны. В скв. 706В выше базальтов залегает горизонт карбонатных осадков с гальками известняков, кремней и базальтов в вулканическом песке с пиритом в цементе. Все базальты изменены – от 10 до 50 %. Вторичные минералы – глины, гидроокислы железа. Между базальтами обнаружены прослои карбонатных пород с микрофоссилиями.

Скв. 707. Размещена в северо-западной части плато Маскарен. На вершине плато мощность осадков меняется от 200 до 400 м. Основание осадочного разреза: известковый аргиллит – *ранний (?) палеоцен*. Вулканическое основание: массивный базальт. Внутриокеанические плато – *ранний (?) палеоцен* – доломитизированные раковинные известняки, аргиллиты и песчаники мелководного образования. Мелководные макрофоссилии (рифовые) включают: двустворки, гастроподы, брахиоподы, водоросли. Цвет меняется от сероватого до серовато-коричневого. В основании обнаружено 5 потоков миндалекаменных базальтов, чередующихся с мелководными раковинными известняками – *средний палеоцен* – выше и ниже потока 4. Границы потоков определяются по миндалекаменности и измененной поверхности верхней части нижележащих потоков. Изменения в базальтах – кальцит и коричневая глина (сметит).

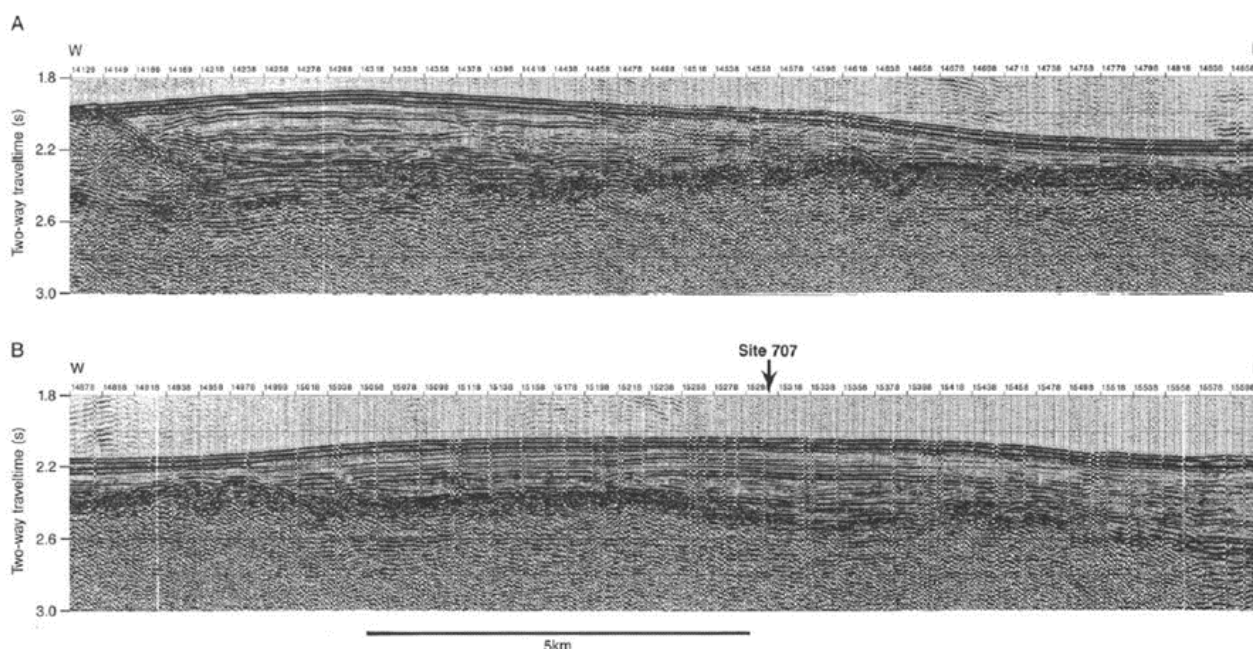


Рис. 74. Сейсмические профили. В – района заложения скв. 707. А – района сочленения Сейшельской банки и плато Маскарен. Рейс 115.

Рейс 119. Плато Кергелен и Придж-бей, 1989. Barron, J., Larsen, B., et al., 1989. Proc. ODP, Init. Repts., 119: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.119.1989.

Скв. 738 С. Южное окончание плато Скважина заложена в южном окончании плато Кергелен-Херд. В верхней части разреза отмечаются перерывы (hiatus) на границе *миоцен/плиоцен*, внутри *верхнего миоцена*, между *средним миоценом и нижним олигоценом*. Основание разреза – *ранний турон или древнее* – светло-коричневые известняки, характеризуются присутствием округлых обломков макрофоссилий и базальтов. Обломки базальтов субугловаты и округлы, размером 0,5-20 мм. Мелкие обломки окислены нацело, в более крупных окисленная кайма. Изменения базальтов субаэральные или происходили в мелководных условиях. Предполагаются околорифовые условия осадконакопления. Присутствуют также криноидеи, устрицы, водоросли, гастроподы, губки и бентические фораминиферы. Обломки с размерностью крупного песка. Базальтовые обломки субокруглые и округлые (0,5-20 мм). Основная масса базальтов замещена темно-коричневым материалом. Маленькие обломки базальтов окислены нацело. Вокруг относительно больших обломков развита окисленная кайма. Мелкие миндалины (5 мм) нацело заполнены глинистым материалом. Изменения базальтовых обломков происходили в субаэральных условиях. Ниже по разрезу трещиноватый и высокоминдалекаменный базальт, перекрываемый известняком, содержащим обломки базальтов. Базальт может представлять верхнюю часть потока (много миндалин). Отсутствие стекловатых частей и окисленных разновидностей может свидетельствовать о быстрой эрозии. Базальты – афировые миндалекаменные; выявлено семь базальтовых потоков мощностью от 35 см до более чем 5 м. В целом, базальты средне изменены – широко распространены коричневые глинистые минералы. Цвет базальтов по мере усиления изменений меняется от серовато-красно-коричневого до желтовато-коричневого. Считается, что образование базальтов субаэрально. Вулканокластические породы присутствуют внутри пачки базальтов. Обломки миндалекаменных базальтов в вулканокластитах – округлые до угловатых (0,5–80 мм), средне и сильно изменены; часто окружены каймой красного цвета. Красный цвет матрикса вулканокластитов указывает на то, что изменения происходили в окислительных условиях и, возможно, являются результатом субаэрального выветривания.

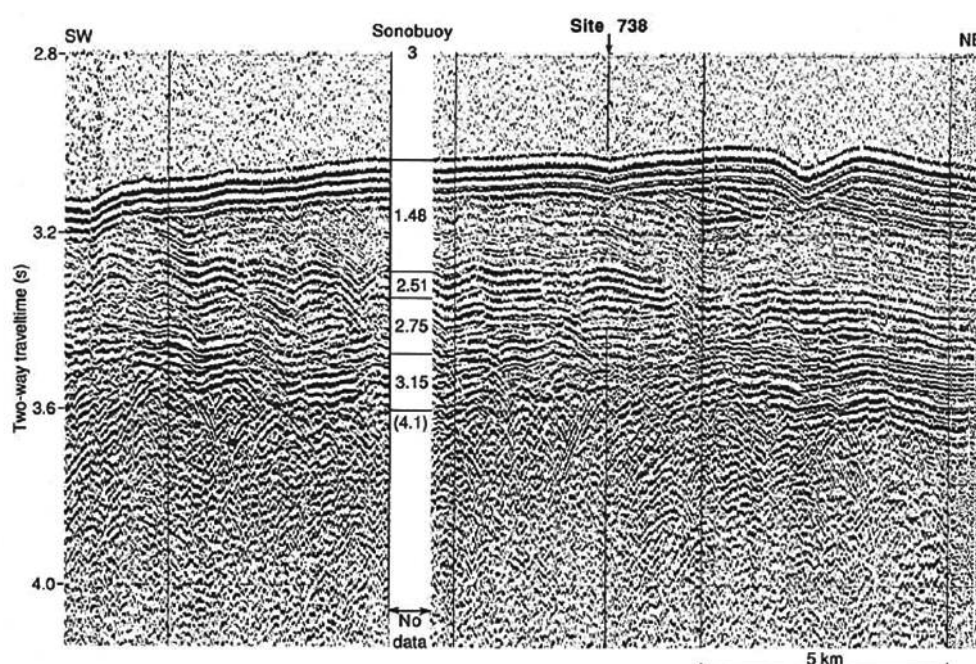


Рис. 75. Сейсмический профиль района заложения скв. 738. Рейс 119.

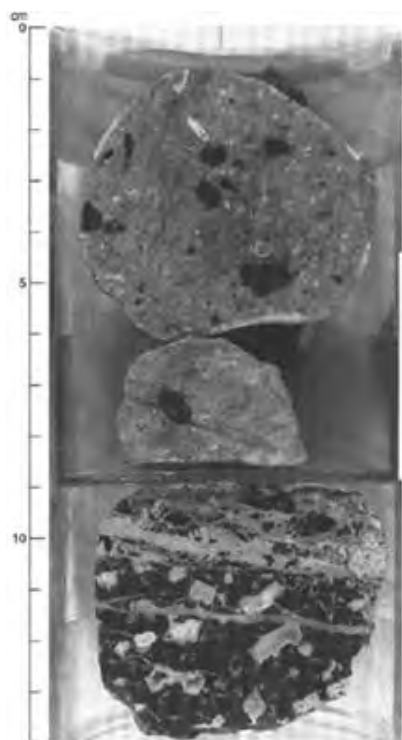


Рис. 76. Известняки с обломками микрофоссилий и базальтов (0-9 см); высокоиндалекаменные базальты перекрываются известняками с угловатыми обломками базальтов (9-14 см). Рейс 119.

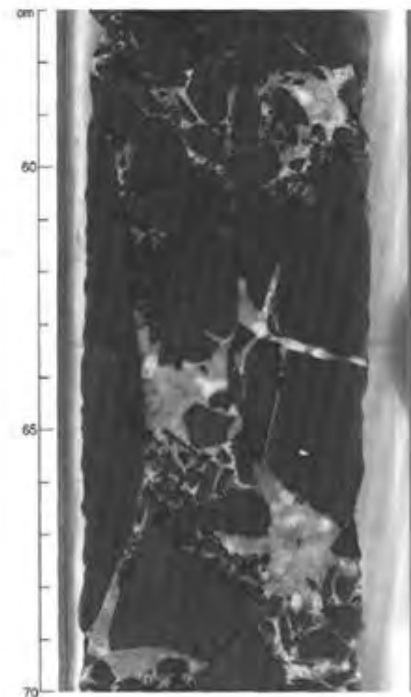


Рис. 77. Базальтовая брекчия, сцементированная карбонатным матриком. Рейс 119.

Рейс 183. Плато Кергелен – хребет Брокен: Большие изверженные провинции, 1999. Coffin, M.F., Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.183.2000.

Скв. 1137. Скважина расположена на западном фланге плато в пределах банки Элан. В разрезе скважины три верхние пачки располагаются несогласно на пачке вулканического основания. Верхние пачки – *плейстоцен* – фораминиферосодержащие илы; *миоцен* – *верхний эоцен* – нанофоссильные илы. Основание – *кампан* – плотные пески с многочисленными обломками раковин, отлагавшиеся в неритовых условиях и содержащие в основании фораминиферы *позднего кампана*. Массивный коричневый цеолитовый известковистый глинистый песок. Субокруглая галька базальта. Основание – *кампан* или *древнее* – меловые базальты и вулканокластические осадки – семь лавовых потоков мощностью ~ 90 м и три разделяющие их осадочные пачки. Потоки формировались в субаэральных условиях; их мощность от 7 до 27 м. Поверхность потоков (лавы пахоехое) и брекчии базальтов интенсивно выветрелы (окислены) в результате субаэрального становления и субаэрального выветривания. Вулканокластические породы – аргиллиты, песчаники и конгломераты с хорошо округлыми обломками и небольшими валунами. Условия отложения – аллювиальные, в руслах меандрирующих рек. В обломках породы наблюдаются отсутствующие в разрезе скважины трахиты, флюидалные риолиты и округлые гальки гранат-биотитовых гнейсов и гранитоидов, а также обломки измененных выветриванием граната и калиевого полевого шпата. Присутствуют измененные (выветрелые) кристаллокластические туфы, кристаллическое вещество, обломки и стекла которых нацело замещены глинистыми минералами. Обломки в конгломератах представлены, главным образом, вулканическими породами. Редко включают гранитоиды и гнейсы. Многие гальки и булыжники имеют концентрические каймы выветривания.

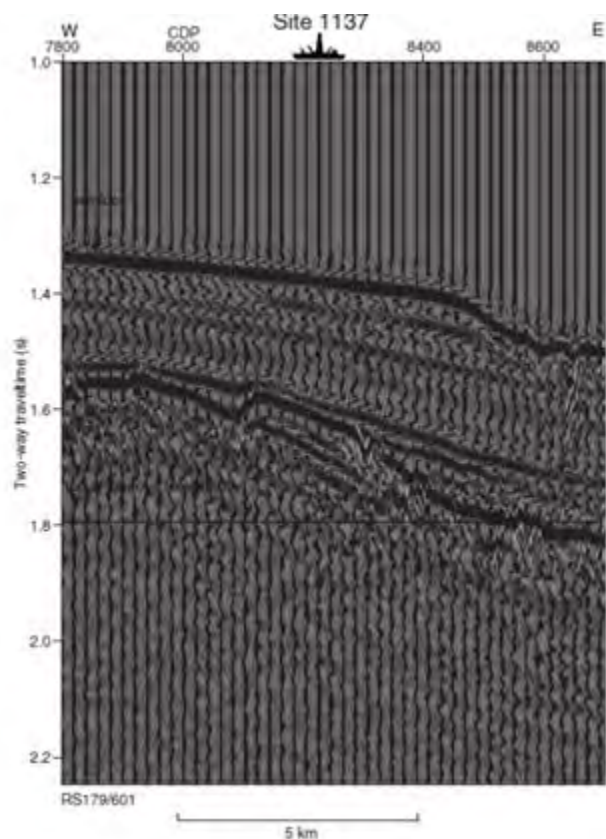


Рис. 78. Сейсмический профиль района заложения скв 1137. Рейс 183.

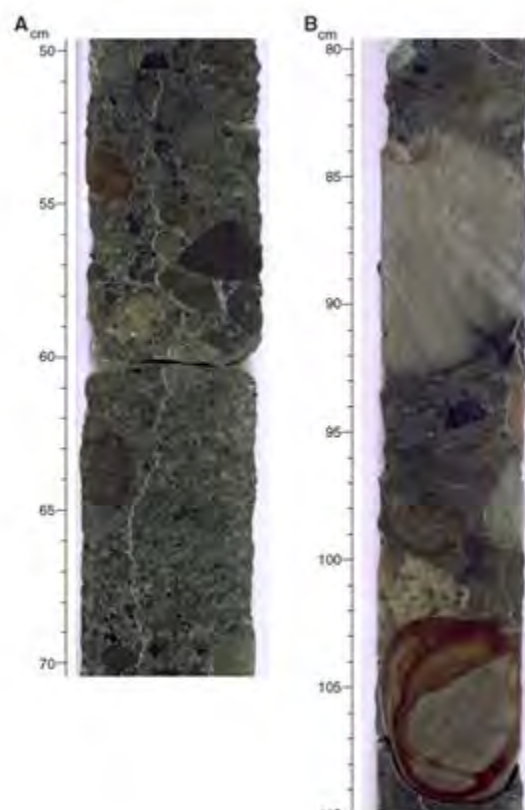


Рис. 79. Примеры конгломератов основания пачки. Рейс 183.

Рейс 183. Скв. 1138 – расположена в 180 км восточнее о-ва Херд в пределах плато; керн – 698 м – от плейстоцена до верхнего мела. *Поздний плейстоцен – поздний миоцен* – диатомовые глины и илы с прослоями вулканических пеплов; *миоцен* – фораминиферовые нанофоссильные илы; *поздний олигоцен – средний кампан* – фораминиферовый мел и нодули кремней в нижней части. Содержание глин возрастает в нижней части (*средний кампан – сеноман*) – циклическое чередование светло-серого фораминиферового мела с серыми и зеленовато-серыми аргиллитами; *турон-сеноман* – глауконитовые известковистые песчаники, отлагавшиеся в неритовых условиях; *поздний мел* – обогащенные окаменелостями, темно-коричневые аргиллиты с прослоями песчаников аллювиального или мелководно-морского образования. Аргиллиты содержат обломки древесины, семена, окаменелые споры и пыльцу. Прослой песчаников содержат хорошо округлые гальки и зерна вулканического материала. В основании пачки, залегающей на базальтах, располагаются конгломераты с крупной окатанной галькой выветрелых базальтов, что позволяет считать, что реголит пачки 6 сформирован в результате выветривания вулканического основания. Основание – *поздний мел* – 144 м, состоит из 22 горизонтов: верхний горизонт – округлые «булыжники» флюидальных дацитов; выше залегают вулканокластические породы, перекрывающие потоки базальтовых лав; мощность горизонта – 20 м – представлен окисленными и выветрелыми туфовыми брекчиями и интенсивно измененными пепловыми отложениями. Горизонты 3-22 – субэдральные потоки миндалекаменных базальтовых лав – «пахоехое» и «аа» и верхние части лавовых брекчий, переработанных в аллювиальных условиях. Степень окисления, выветривания

увеличивается в кровле потоков, особо в лавовых брекчиях, полностью замещенных глинистым материалом. Обломки лав в брекчиях полностью замещены коричневой глиной.

Рейс 183. Скв. 1139. Скважина расположена в пределах банки Скифф (поднятие Леклера) в западной части плато в ~ 350 км запад-юго-западнее архипелага Кергелен. Пробурено 223 м изверженного основания, перекрытого раннеолигоценовыми мелководными осадками (461 м) и представленного интенсивно выветрелыми, окисленными породами кислого, среднего и основного состава. Пачки 1-5 – осадочные породы (*плейстоцен-эоцен*; основание – *эоцен или древнее*) – песчаники и гравелиты, иногда с косой слоистостью; пачки 4-5 – формировались в малоглубинных неритовых условиях. Пачка 6 – 461.70-694.20 м – *эоцен или древнее* – вулканическое основание, в котором выделяется ряд образований (единиц):

1) (мощность 57 м; керн ~ 5.3 м) – кислые вулканические и вулканокластические породы, интенсивно замещенные глинистым веществом;

2) (мощность 10.5 м, керн 1.35 м) – темно-красные окисленные риолиты и спекшиеся туфы;

3) (мощность 9.7 м, керн 4.6 м) – интенсивно измененные кристаллокластические породы;

4) (30.1 м, керн 5.9 м) – массивные, брекчированные темно-красные (окисленные) риолиты (подобные горизонту 2);

5) (17.4 м, керн 4.2 м) – интенсивно измененные трахиты.

Единицы 6-17 (65.7 м, керн 41.4 м) – афировые трахибазальты и трахиандезиты – лавовые потоки с брекчированными верхними частями и возрастающей кверху миндалекаменностью. Мощность потоков – от 1.8 до 19.8 м (в среднем ~ 6 м). Характерно, что брекчии поверхностей лавовых потоков интенсивно изменены, окислены и почти нацело замещены минералами глин.

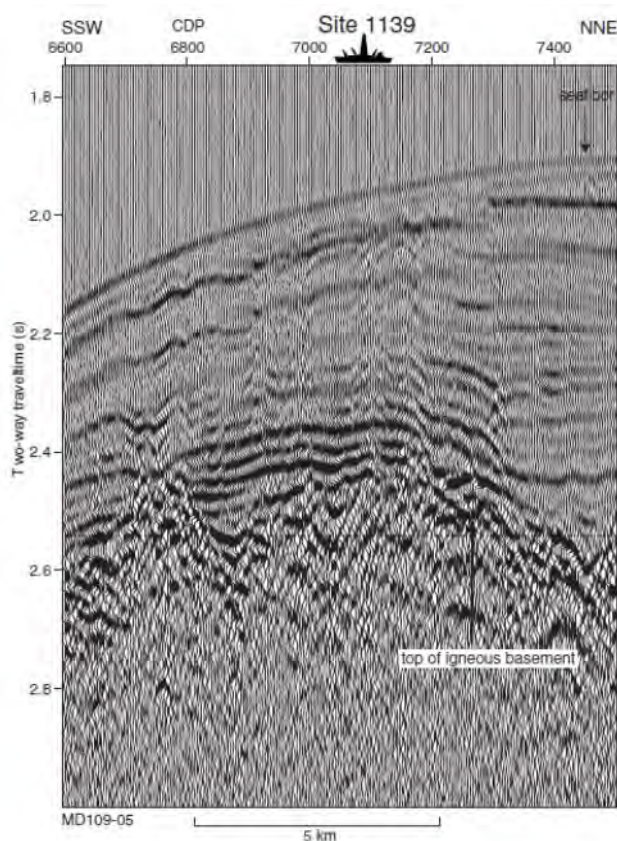


Рис. 80. Сейсмический профиль района заложения скв. 1139. Рейс 183.

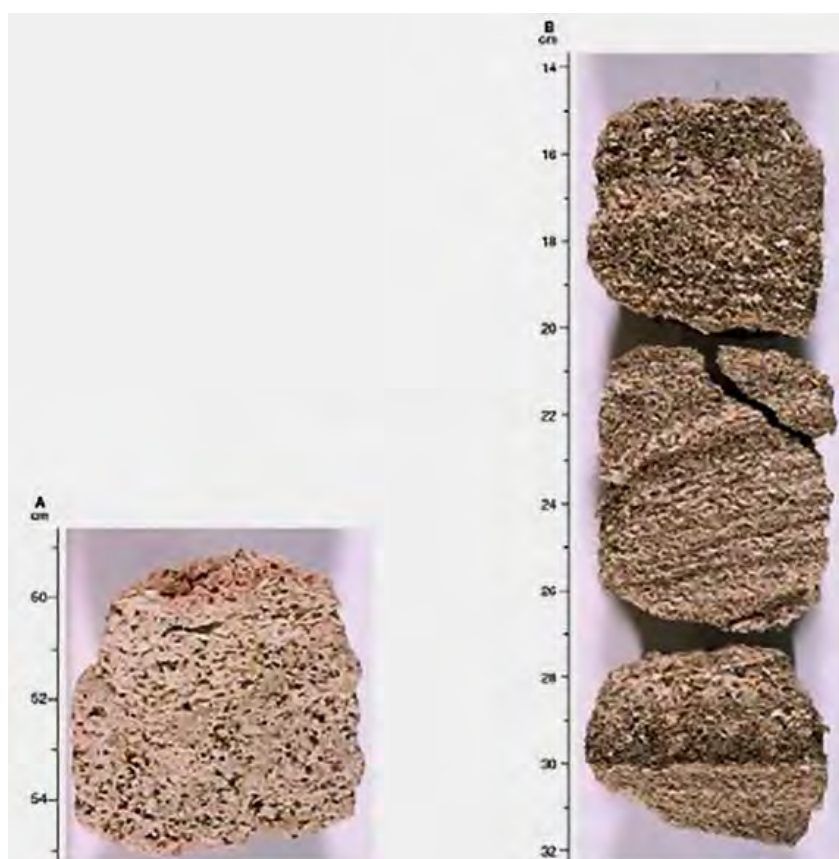


Рис. 81. Песчаники пачки 5. В – С – песчаник с элементами косой слоистости. Рейс 183.

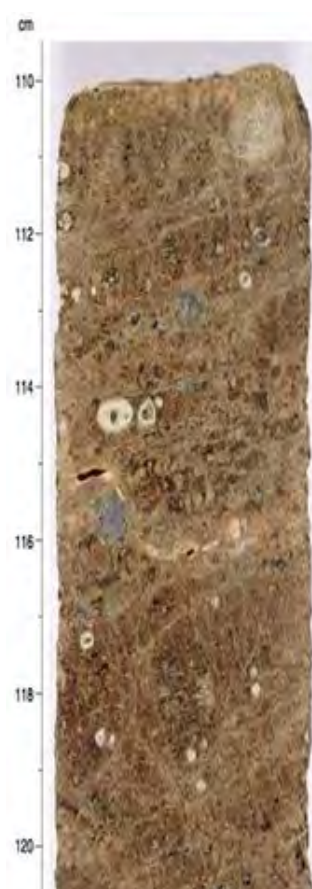


Рис. 82. Измененное перлитовое стекло кислого состава. Рейс 183.

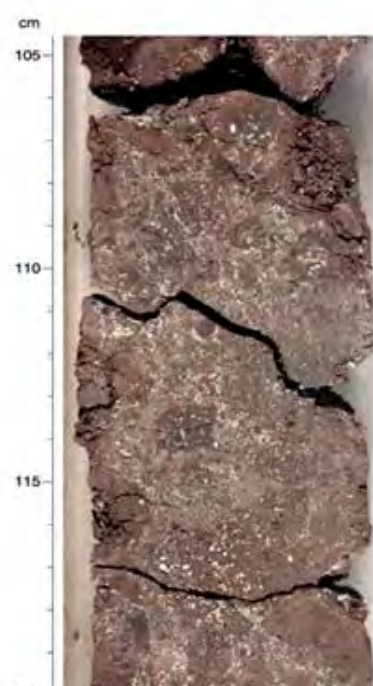


Рис. 83. Красная вулканическая брекчия – верхняя часть потока 6 основания. Обломки превращены в глину – красную и темно-коричневую – и цементируются кальцитом и цеолитом. Рейс 183.

Внутриокеанические плато Маскарен и Кергелен имеют достаточно много общего – в особенности плато Маскарен – с асейсмичными – хребтами – Мальдивским и Найнтист. Это прежде всего относится к поверхности акустического фундамента, которая имеет плоский, не нарушенный рифтогенезом характер. Так же, как и в асейсмичных хребтах, заложение плато – формирование надбазальтовых отложений – в плато Маскарен началось позднее по отношению к соседним абиссальным равнинам. В основании разреза скв.707 обнаружено 5 потоков миндалекаменных базальтов, чередующихся с мелководными раковинными известняками – *средний палеоцен* – выше и ниже потока 4. Границы потоков определяются по миндалекаменности и измененной поверхности верхней части нижележащих потоков. Изменения в базальтах – кальцит и коричневая глина (сметит), количество – до 50%. В другой скв. 706В выше базальтов залегает горизонт карбонатных осадков с гальками известняков, кремней и базальтов в вулканическом песке с пиритом в цементе. Все базальты изменены – от 10 до 50 %. Вторичные минералы – глины, гидроокислы железа. Между базальтами обнаружены прослои карбонатных пород с микрофоссилиями. Несколько по-иному построен разрез в пределах плато Кергелен, в отличие от плато Маскарен окруженного абиссальными равнинами, в которых заложение и формирование базальтового основания началось позднее – в мелу. В разрезе скважины 1137 выделены три пачки – две верхние располагаются несогласно на пачке вулканического основания Верхние пачки: *плейстоцен* – фораминиферосодержащие илы; *миоцен* – *верхний эоцен* – нанофоссильные илы. Основание – *кампан* – плотные пески с многочисленными обломками раковин, отлагавшиеся в неритовых условиях и содержащие в основании фораминиферы *позднего кампана*. Основание – *кампан* или *древнее* – меловые базальты и вулканокластические осадки – семь лавовых потоков мощностью ~ 90 м и три разделяющие их осадочные пачки. Потоки формировались в субаэральных условиях. Поверхность потоков (лавы пахоехое) и брекчии базальтов интенсивно выветрелы (окислены) в результате субаэрального становления и субаэрального выветривания. Вулканокластические породы – аргиллиты, песчаники и конгломераты с хорошо округлыми обломками и небольшими валунами. Условия отложения – аллювиальные – в руслах меандрирующих рек. В обломках пород наблюдаются отсутствующие в разрезе скважины трахиты, флюидалные риолиты и округлые гальки гранат-биотитовых гнейсов и гранитоидов, а также обломки измененных выветриванием граната и калиевого полевого шпата.

Следовательно, формирование внутриокеанических плато происходило позднее формирования сопредельных с ними структур – асейсмичных хребтов (Маскарен) или абиссальных равнин (Кергелен). На стадии заложения такие структуры представляли собой или острова с условиями наземного формирования вулканических структур и их наземного выветривания с началом проседания и формирования неритовых фаций в *позднем кампане* или в *турон-сеномане* – в позднем мелу, а затем их формирование сменилось гемипелагическим осадконакоплением в *эоцен-миоцене* после значительного *перерыва между мелом и эоценом*. Из разреза выпадает *палеоцен*. В отличие от Кергелена, в пределах плато Маскарен вулканическое основание – *палеоцен*, выше которого залегают неритовые карбонатные отложения и затем нанофоссильные пелагические (?) илы. Таким образом, и здесь происходит известная синхронизация событий становления внутриокеанических плато с их соседними структурами. Во многом своеобразие процессов вулканизма в таких поднятиях определяется, как в пределах Кергелена, присутствием в их основании компонентов континентальной коры (гальки гнейсов в конгломератах). Именно этим и может быть объяснено проявление в пределах этого плато процессов риолитового вулканизма с игнимбритами, так же как трахиандезитов.

Обобщение по Атлантическому и Индийскому океанам.

Следует отметить иную тектоническую «организацию» Индийского океана в отличие от Атлантического. В этом океане, в отличие от «линейной» структуры Атлантического океана, абиссальные равнины (бассейны) размещены между условно трехлучевой структурой океанических хребтов, не являющихся в соответствии с этим «срединными», как в Атлантическом океане. Абиссальные равнины расположены в восточной, западной и южной частях Индийского океана. Абиссальные равнины восточной части Индийского океана – Кокос, Уартон и Арго, характеризующиеся наибольшими глубинами погружения – до 6 км на западе и на юге, обрамлены асейсмическими хребтами Найнтист и Брокен Ридж. На востоке эти абиссальные равнины граничат с окраинно-континентальными плато Натуралистов и Эксмут, а на севере – с островной дугой Сунда – Банда. Выявляется определенная временная взаимосвязь становления абиссальных равнин в этой части Индийского океана с сопредельными с ними структурами. Формирование абиссальных равнин в восточной области Индийского океана в разных ее частях происходит в разное время. Основание равнин сложено в различной степени измененными выветрелыми базальтами, выше которых залегают красные аргиллиты, возможно, представляющие продукты их выветривания, и карбонатные брекчии с обломками выветрелых базальтов.

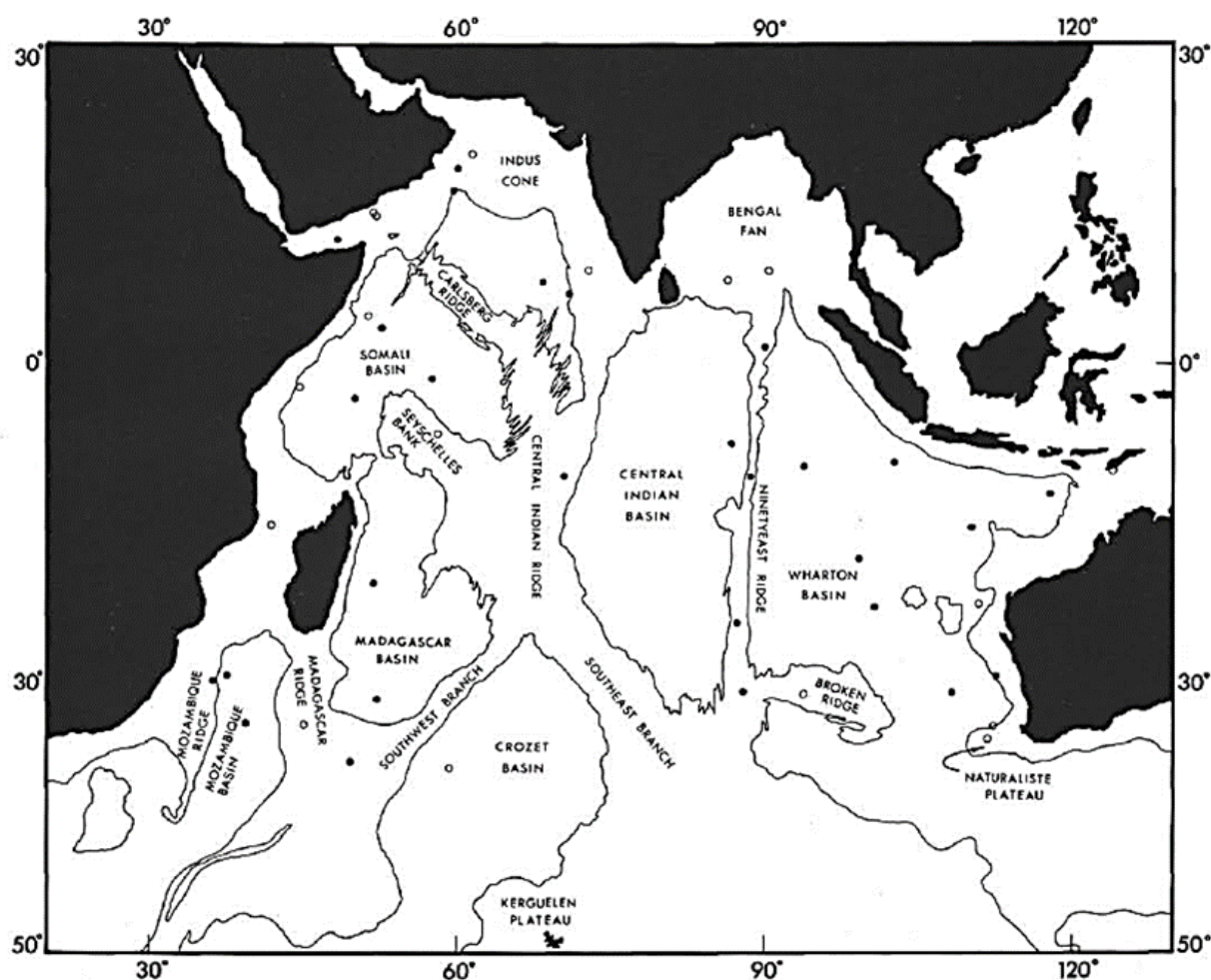


Рис. 84. Физиография Индийского океана.

Так же, как и в Атлантическом океане, поверхность акустического фундамента представляет собой погребенный рельеф «бассейнов и хребтов». Линейные хребты сложены базальтами, выветрелые продукты разрушения которых – склоновые отложения – талус – лежат в основании разреза осадочных бассейнов, сопредельных с базальтовыми хребтами. Время формирования надбазальтовых отложений, перекрывающих базальты в центральной части – бассейне Уартон – верхний мел – *маастрихт кампан*. В абиссали Арго, сопредельной с поднятием Эксмут, породы основания датируются *ранним мелом* – *баррем* – *валанжин* (скв. 765). В скв. 261, расположенной в крайней восточной части впадины вблизи Яванского трога, возраст надбазальтовых отложений – *ранний мел* – *поздняя юра* – *верхний оксфорд до готерива*: *верхи поздней юры* – *низы раннего мела*. Здесь нижние 5 м представлены коричневыми аргиллитами с железомарганцевыми нодулями, базальты с многочисленными жилками кальцита. Около 3м – брекчии с фрагментами базальта и аргиллита с фоссилиями. Ниже по разрезу расположены брекчии базальтов с жилками красного кальцита. По мере перемещения от абиссали Уартон к западу – к хребту Найнтист, надбазальтовые слои в абиссали Уартон датируются *палеоценом* (скв. 213, 215). Из этих данных следует, что начало формирования надбазальтовых отложений в абиссальных впадинах восточной части океана разновремененно и связано со временем формирования в этих частях абиссали провинций покровных базальтов. Поствулканическое формирование рельефа «бассейнов и хребтов» и последующее проседание этого рельефа сопровождается близкоодновременным проседанием и сопредельных структур, обрамляющих впадину Уартон. В ее крайней восточной части – вблизи окраинно-континентального плато Эксмут – развитие абиссали начинается в триасе – карнийский ярус (низы позднего триаса). По мере смещения к центру впадины Уартон возраст надбазальтовых отложений омолаживается – верхний мел – и, наконец, по мере приближения к асейсмичному хребту Найнтист, возраст надбазальтовых отложений – палеоцен, близкий по возрасту основания осадочного разреза в самом хребте. Литология пород надбазальтового основания разрезов абиссальных равнин восточной части океана – преимущественно глинистые отложения, заметно обогащенные окислами железа и марганца, карбонатные илы и мел, а выветрелые базальты вмещают включения известняка.

Погружение дельтовых отложений *нория* плато Эксмут – под неритовые карбонатные отложения *мела* может быть обусловлено поствулканическим проседанием покровных провинций базальтов с уже сформированным в них рельефом «бассейнов и хребтов». Так может реализовываться зависимость динамического режима погружения (проседания) окраинно-океанических плато (Эксмут, Натуралистов) восточной части океана от становления ареалов покровного базальтового вулканизма в центральной части абиссальной впадины Уартон. Поствулканическое погружение участков проявления покровного базальтового вулканизма абиссалаей «втягивает» в процесс погружения и сопредельные окраины континентов – будущие окраинно-океанические плато. То же может происходить и в области сочленения абиссальной равнины Уартон с обрамляющими ее асейсмичными хребтами Найнтист и Брокен Ридж.

В западной части океана сохраняются относительно сходные закономерности. Надбазальтовое основание в северной части Сомалийского бассейна вблизи хребта Карлсберг имеет возраст – *эоцен – палеоцен*, такой же как, и возраст надбазальтовых отложений в хребте. В Мозамбикской котловине, расположенной между Мозамбикским и Мадагаскарским хребтами, возраст надбазальтовых отложений датируется в возрастном интервале – *нижний миоцен – верхний мел*. В сопредельном Мадагаскарском хребте возраст надбазальтового основания – *палеоцен*, а в Мозамбикском хребте – *поздний мел (маастрихт); ранний – поздний мел – ранний сеноман – поздний апт*. Сейсмический профиль поверхности акустического основания хребта Мадагаскар – «гладкий», но по мере смещения к востоку по направлению к сопредельной одноименной впадине на профиле отчетливо проявляется поверхность типа «бассейнов и хребтов». Основание надбазальтового разреза – *палеоцен* – мелководные осадки с обломками вулканического стекла желтоватыми и красноватыми. В сопредельном Мозамбикском хребте, отделенном долиной Наталь от континентальной окраины, вскрыто базальтовое основание; поверхность акустического основания – «бассейны и хребты». Надбазальтовые отложения *сеноман – апт* – аргиллиты и вулканические аргиллиты, окислы железа, карбонатные породы. Базальты – выветрелые. Неоднократные перерывы – *мел – миоцен; кампан – сеноман*. Выявляются некоторые различия в истории развития и условиях осадконакопления в этих хребтах. Начало более раннее – в Мозамбикском хребте, *ранний сеноман – поздний апт* – с базальтовым основанием и активным динамическим режимом осадконакопления – перерывы и несогласия и более позднее – *палеоцен* – в Мадагаскарском хребте – мелководный шельф. Состав надбазальтовых отложений – преимущественно терригенные глины, обогащенные оксидами железа и марганца, а неметаморфизованные детритовые глины – заполняют полости в миндалекаменных базальтах. Подобная связь может быть отмечена и для взаимоотношений абиссальных равнин и асейсмичных хребтов, наиболее отчетливо проявленная на примере хребтов Найнтист и Брокен Ридж, которые по данным бурения представляли собой до начала погружения и формирования неритовых карбонатных брекчий цепочки островов. Начало погружения этих островов может быть связано с формированием в нынешних абиссалах, прилегающих к хребтам, ареалов покровных базальтов. После формирования кор выветривания и рельефа «бассейнов и хребтов» погружение этих частей абиссалаей определило процесс погружения – формирование неритовых фаций отложений и сопредельных с абиссалами асейсмичных хребтов. Таким образом, здесь, как и в Атлантическом океане, выявляется важная регулирующая роль процессов покровного базальтового вулканизма, проявленного в пределах будущих абиссалаей. Ареалы покровного базальтового вулканизма, последующее формирование в них рельефа «базальтов и хребтов» могут инициировать процессы погружения – проседания в пределах самих будущих абиссалаей, а также сопредельных с абиссалами структур – асейсмичных хребтов, окраинно-океанических плато. При этом время формирования покровных базальтов и их последующее погружение варьирует в разных частях океана и, соответственно, этим может определяться разное время начала погружения (проседания) сопредельных с этими ареалами внутри – и окраинно-континентальных структур.

В пределах внутриокеанических плато (Маскарен, Кергелен), так же, как и в асейсмичных хребтах, по данным бурения можно отметить влияние на историю развития этих плато сопредельных частей абиссальных равнин, вернее, распространенных в этих равнинах покровных базальтов с последующим формированием в них процессов выветривания, образования рельефа «бассейнов и хребтов» и их дальнейшего погружения – проседания. В плато Маскарен, так же, как и в сопредельной части Маскаренской абиссальной равнины, надбазальтовые отложения – мелководные карбонатные, в том числе и рифовые отложения, датируются ранним олигоценом, а залегающие в их основании потоки базальтов чередуются с прослоями рифовых известняков – средний палеоцен. В сопредельной с плато Маскаренской абиссальной равнине надбазальтовое основание датируется миоценом – палеоценом. Надбазальтовое основание разреза плато Кергелен – континентальные, в том числе и аллювиальные, и мелководные отложения датируются возрастом позднего мела в интервале от турона – сеномана до маастрихта – возрастом, которым датируется основание осадочных разрезов в сопредельных с плато абиссальных равнинах. Соответственно, и здесь можно предполагать взаимосвязь проседания внутриокеанических плато с формированием, становлением и последующим погружением покровных базальтов абиссальных равнин.

Вне связи с формированием каких-либо структур океана формируется система океанических хребтов в Индийском океане. По причине незначительного объема материала глубоководного бурения в пределах этих структур, синтез материалов по этим хребтам имеет предварительный характер. Можно лишь отметить, что данные по бурению Индийских СОХ не входят в противоречие с материалами по бурению САХ – ни по возрасту надбазальтовых отложений, ни по характеру взаимоотношений карбонатных брекчий основания разреза, представленного в основании склоновыми обломочными образованиями талуса, и характеру их выветривания. Принципиально и то, что на всем протяжении срединно-океанических хребтов Индийского океана время образования надбазальтовых карбонатных брекчий с обломками выветрелых базальтов остается постоянным – *эоцен – миоцен*. Здесь важно процитировать фрагмент описания скважин рейса 187 – «расположение кайм изменений показывает, что выветривание или изменения происходили до формирования литифицированных обломочных отложений». Это еще раз является подтверждением положения о том, что формирование рельефа СОХ и их флангов происходит после того, как покровные базальты подверглись выветриванию и в процессе формирования рельефа «бассейнов и хребтов» в основание осадочных отложений бассейнов попадали склоновые отложения талуса, представленные обломками уже выветрелых базальтов.

Следует выделить по данным бурения два типа надбазальтовых отложений, заметно различающихся в пределах абиссальных равнин. С одной стороны, и асейсмичные хребты, и океанические плато – окраинно – и внутриокеанические – по условиям осадконакопления характеризуются на ранних стадиях их развития мелководными, карбонатно-рифовыми или лагунно – дельтовыми условиями со значительной частью терригенного материала, продуктами разрушения базальтов, а также пород среднего и кислого состава, позволяющими предполагать присутствие в основании этих структур фрагментов континентальной коры. Характерно, что поверхность рельефа их основания – «плоская» и не несет признаков рельефа «бассейнов и хребтов». Асейсмичный хребет Найнтист так же, как и к плато Кергелен, на начальных стадиях их развития представляли собой цепочки островов. В пределах абиссальных равнин, так же, как и флангов срединно-океанических хребтов, где проявлен покровный базальтовый вулканизм, акустический фундамент имеет рельеф «бассейнов и хребтов», и между базальтовыми хребтами размещены бассейны, в основании разреза которых располагаются карбонатные – неритовые отложения с обломками базальтов, уже подвергшихся выветриванию.

Принципиально важно подчеркнуть знаковость этого положения, ранее отмечавшегося и для Атлантического океана. Сущность этого положения заключена в том, что формирование рельефа «бассейнов и хребтов» в абиссальных равнинах и в пределах флангов СОХ происходит после того, как прошли процессы выветривания покровных базальтов. Только после этого начинаются процессы проседания этих структур и именно эти процессы втягивают в погружение – проседание и смену режима осадконакопления структуры, сопредельные с абиссальными равнинами. Так же, как и в Атлантическом океане, формирование провинций платобазальтов инициирует развитие и становление океанов как таковых. Геодинамика этих процессов достаточно сходна и в Атлантическом, и в Индийском океанах, но различается их физиография. В Индийском океане, в отличие от Атлантического, более распространены структуры с корой, сходной с континентальной или, вернее, структуры с элементами континентальной коры – асейсмичные хребты и внутриокеанические плато и между ними – в их обрамлении – начинается формирование провинций покровных базальтов, превращающихся затем в абиссальные равнины. Проседание таких провинций после формирования в них рельефа вовлекает в процесс погружения сопредельные с ними структуры. Если в Атлантическом океане формирование провинций покровных базальтов происходит по периферии океана, вблизи его континентальных окраин, то в Индийском океане такие провинции формируются в обрамлении не только окраинно – континентальных структур, но и в обрамлении внутриокеанических асейсмичных хребтов и плато. И в Атлантическом, и в Индийском океанах наиболее поздними по времени образования являются СОХ, которые практически близкосоизовременны в обоих океанах и занимают автономную позицию, не зависящую от строения и размещения структур внутри океанических областей.

Заключение.

Рассматривая историю геологического развития Атлантического и Индийского океанов, следует прежде всего подчеркнуть различия в их физиографии.

Атлантический океан расположен между линейно ориентированными в меридиональном направлении континентами Северной и Южной Америк – на западе, Европой и Африкой – на востоке.



Рис 1. Физиография Атлантического океана.

Такое континентальное обрамление могло во многом определить и физиографию этого океана:

- линейный Срединно-Атлантический хребет только в самых общих чертах наследует очертания окраин этих континентов;
- системы задуговых бассейнов и островных дуг с глубинными желобами располагаются в западной части океана, в тех местах, где сочленяются континенты: Антильская дуга – в зоне сочленения Северной и Южной Америк; островная дуга Скоша – в области сочленения Южной Америки и Антарктиды;
- по данным бурения различаются истории развития континентальных окраин и абиссальных равнин запада и востока Атлантики,
- в геологическом строении океана выявляются широтные и меридиональные – латеральные различия в геологическом строении и истории развития различных структур океана;
- асимметричны по пространственно-временным особенностям развития структуры западной и восточной частей океана;
- меридиональные, латеральные различия подчеркиваются омоложением осадочного чехла структур океана в направлении с юга на север от приантарктической его части к северо-атлантической;

- асимметрия Атлантического океана подчеркивается не только присутствием островодужных систем в западной части океана и отсутствием их в восточной части, но и присутствием единственного в океане асейсмического Китового хребта в его восточной при африканской части;
- проявления базальтового вулканизма в Атлантическом океане, включая и Китовый хребет, сочетаются с проявлениями континентальных провинций платобазальтов в пределах окраин континентов: на северо-западе – с базальтами провинция Туле и в Китовом хребте – с базальтами Каокофельд.

Континентальное обрамление Индийского океана: Африка – на западе; Малая Азия и Евразия – на севере и Австралия – на востоке.



Рис. 2. Физиография Индийского океана.

Так же как в Атлантическом океане, континенты в обрамлении океана во многом определили его физиографию:

- «трехлучевая» система срединных хребтов во многом определена, в отличие от Атлантического океана, не только очертаниями обрамляющих континентов, но и наличием внутри океана крупных островов, плато и поднятий с корой континентального типа;
- в Индийском океане отсутствуют (не выявлены) системы островных дуг и задуговых бассейнов;
- по данным глубоководного бурения устанавливаются заметные различия в строении разрезов различных «секторов» океана-северного, юго-западного и юго-восточного, обусловленные различными соотношениями в них элементов коры континентального типа;
- проявления покровного базальтового вулканизма в этом океане автономны и не сочленяются с платобазальтами окружающих континентов.

Сопоставление сведений по физиографии Атлантического и Индийского океанов позволяет отметить заметные различия в их строении. Тем не менее, в пределах обоих океанов могут быть выделены общие для них типы структур: срединно-океанические хребты, асейсмические хребты, абиссальные равнины, окраинно-континентальные и внутриконтинентальные плато и поднятия.

Основываясь исключительно на данных глубоководного бурения, рассмотрим далее эволюцию во времени и пространстве этих структур для каждого из океанов. Наиболее важным итогом анализа данных глубоководного бурения является то, что по этим данным обоснована возможность выделения в обоих океанах сходных основных типов структур: континентальных окраин, плато и поднятий, абиссальных равнин, срединно-океанических хребтов, асейсмических хребтов. В каждой из этих типовых структур по данным бурения история развития отражена последовательным во времени накоплением разновозрастных литостратиграфических комплексов, которые в пределах этих структур могут быть

скоррелированы во времени и характеризуются присущими каждой структуре направленной последовательностью формирования осадочных комплексов. Эти временные ряды литостратиграфических комплексов отражают своеобразие эволюции фациальных условий осадконакопления. В каждой из выделенных структур могут быть выделены присущие им временные ряды литостратиграфических комплексов, которые подчеркивают длительное во времени и фиксированное в пространстве существование, и эволюции этих структур. Общая тенденция их развития заключается в последовательной смене, во времени, мелководных условий осадконакопления глубоководными. Доказательством этих положений и служит текст, приводимый далее, основанный на материалах бурения. Текст построен по определенным временным интервалам, которые по данным глубоководного бурения могут быть охарактеризованы для Атлантического и Индийского океанов. В предыдущих разделах работы для обоих океанов приведена характеристика литостратиграфии по типовым структурам, охарактеризовано строение разрезов по скважинам, и эти факты впоследствии обобщены по типовым структурам океанов. На основании этих данных и рассматривается в данном разделе история развития океанов по временным интервалам.

Триас.

В пределах обоих океанов по данным глубоководного бурения наиболее ранние триасовые события зафиксированы бурением в пределах континентальных окраин. Отложения возраста *рэт-гетангий* – серо-красные и серые песчанистые аргиллиты с обломками кварца, полевого шпата и небольшими прожилками гипса – вскрыты скв. 547, расположенной вблизи разломного северо-восточного фланга сиалического блока в пределах плато Мазган северо-западной окраины Африки. Почти синхронно галит и другие соли отлагались в мелководных бассейнах – депрессиях, расположенных вдоль систем рифтовых долин, особенно в тех, которые располагались ниже уровня моря и протягивались от основания мазганской окраины (скв. 546) до основания Новой Шотландии на 150-200 км в северо-западном направлении. По данным бурения, плато Мазган – единственное место в Атлантическом океане, где вскрыты отложения самого позднего триаса и ассоциированные с ними отложения ранней юры. При этом следует заметить, что этот возраст не датирует время образования океана, а только определяет возраст – время начала формирования осадочного чехла, представленного или наземными каолининовыми корами выветривания, или преобладающе мелководными терригенными отложениями. Вскрытые скважинами породы доокеанического континентального основания представлены метаморфическими или метаморфизованными осадками, которые могут быть отнесены как к условному докембрию, или осадочными породами – песчаниками, метаморфизованными породами – филлитами. В большинстве континентальных окраин, плато и поднятий Атлантического океана эти породы перекрываются мелководными фациями разновозрастных отложений.

В пределах Индийского океана мелководные (дельтовые) отложения позднего триаса (*карнийский-ранненорийский ярусы*) – вскрыты в основании разреза плато Вомбат в пределах полуграбена, разделяющего плато Вомбат и Эксмут (скв. 759, 760). Состав пород преимущественно аргиллитовый, с прослоями песчаников с биокластикой (моллюски, фораминиферы); прослоями углей; в нижней части разреза присутствуют фрагменты галек в песчаниках. В разрезе этих скважин также вскрыты прослои ракушняковых известняков (пак- и вакстоунов) с обломками раковин и единичных кораллов. Аргиллиты и песчаники, отлагались в лагунных условиях с локальным субаэральным обнажением, способствовавшим появлению кор выветривания (soil profiles), ассоциированных с присутствием угля. Породы формировались в мелководных условиях (эстуарий или залив) и в пресноводных условиях (водоросли). В разрезе присутствуют вулканические обломки андезитового или риолитового состава, измененные вулканические породы. Выше аргиллитов и песчаников с углем расположены известняки *рэта*, перекрываемые меловыми (*коньяк-маастрихт*) отложениями.

Выявление, по данным бурения отложений триаса в пределах окраинно-континентальных плато позволяет предполагать, что в обоих океанах в позднем триасе местами существовали мелководные или лагунные условия осадконакопления, которые не позволяют рассматривать эти условия как «океанические». В обоих океанах в преобладающем количестве мест, охарактеризованных бурением, отложения позднего триаса не вскрыты в тех местах, где в основании разреза присутствует континентальное основание. На примере окраинно-континентальных плато Вомбат и Эксмут выявляется отчетливая взаимосвязь их развития в триасе с условиями, существовавшими в прилегающих частях континента и, в частности, с условиями эстуария, лагун, рифов, а также с присутствием в обломочном материале осадочных пород обломков вулканитов риолитов и андезитов. В отличие от Атлантического океана, в Индийском океане не вскрыты бурением отложения юры, в то

время как в пределах приафриканского плато Маган вслед за формированием триасовых отложений в юре существовали условия карбонатной платформы. Формирование триасовых отложений происходит несколько раньше (*карний-рэт*) в Индийском океане по сравнению с самым поздним триасом (*гетангий*) в Атлантическом океане.

Юра.

Юрская история развития мазганского сектора северо-западной окраины Африки интерпретируется в соответствии с результатами бурения рейса 79 следующим образом. В ранней юре морские воды заполняли бассейны до глубин в несколько сотен метров. Эти процессы сопровождались проседанием и распространением береговой линии к востоку, вблизи скв. 545. В конце юры и затем в средней юре мелководные карбонатные банки занимали части разломных блоков вблизи скв. 544 и снабжали обломочным материалом области в районе скв. 547, где мергели отлагались в медленно погружающемся и плохо вентилировавшемся бассейне глубиной несколько сотен метров. Образование разломов достигло максимума в поздней юре и сопровождалось значительной атлантической трансгрессией. Карбонатные рифы оксфорда расположились по окраине плато Мазган и обусловили формирование рифового талуса ниже по склону плато. Отдельные рифы распространялись в блоках около скв. 544, и мелководный обломочный материал перемещался вниз по склону к скв. 547. Севернее, в пределах окраины Галисии (рейс 103, скв. 638, 639) вскрыты – *титон* – известняки, глинистые известняки, песчаники. Обломки в песчаниках – гидротермально измененные вулканические или гипабиссальные породы, риолитового или риодацитового состава интерпретируются как основание, или как базальные конгломераты. Выше по разрезу вскрыты раннемеловые – *верхний валанжис* – *нижний готерив* – турбидиты, аркозовые песчаники, глины с многочисленными прослоями карбонатных пород. В аргиллитах присутствуют многочисленные обрывки наземных растений. Авторами описания керна скважин отмечено, что карбонатная платформа возраста *титон-берриас* оконтуривает западный фланг Галицийской банки в скв. 639 и является частью обширного позднеюрского карбонатного шельфа, протягивающегося от Альгарве к Луизитанскому бассейну, Галицийской банки и далее на восток к Большой банке Ньюфаундленда. Платформа, мощность осадков которой может составлять 400 м, перекрывает древние осадочные и метаморфические слои в скв. 639. Карбонатные породы платформы формировались в условиях шельфовых лагун или отмелей с отдельными биогермами в процессе погружения в *титоне-берриасе*. После погружения и формирования нескольких сотен метров более молодых осадков, верхняя часть карбонатной платформы подверглась доломитизации в период тектонической фрагментации, за которой последовали субэкральное обнажение и эрозия платформ. Главное событие доломитизации – результат замещения или смешения с флюидами эвапоритовых рассолов в мелководных околоповерхностных условиях. В дальнейшем в *начале раннего валанжиса* в результате эвстатических колебаний и тектонического проседания платформа была перекрыта турбидитами *валанжиса*. В *позднем мелу* – *третичном периоде* платформа быстро погружалась на абиссальные глубины.

По результатам бурения существенно карбонатные мелководные отложения в Атлантическом океане распространены преимущественно в пределах западноафриканской и иберийской континентальных окраин. Формирование этих бассейнов можно связать с подобного же возраста и фациального состава бассейнами, расположенными в пределах окраинных частей континентов. Можно предположить, что формирование таких бассейнов в прилегающей части будущего Атлантического океана имеет причиной события, происходящие в юре в пределах континентов, а не инициировано какими-либо процессами вне континентов.

Оксфорд – *средняя юра*? – породы, непосредственно налегающие на докембрийско-нижнепалеозойские породы основания – вскрыты бурением в пределах Фолклендского плато – банка Морис Юинг в скв. 327-330. Эти породы – субаркозовые песчаники, содержащие субугловатые зерна кварца ~ 90 %, калиевый полевой шпат, обломки пород, гранат, турмалин, циркон. Высокая зрелость осадков и стратиграфическое положение между морскими слоями наверху и наземными аллювиальными внизу предполагает пляжное их образование; кремнистые песчаники темно-коричневого цвета, содержат многочисленные фрагменты растений и лигнита. Прослой аргиллита (30 см) с тонким прослоем лигнита (3 см) прямо налегает на породы основания – докембрийско-нижнепалеозойские метаосадочные гнейсы. Непосредственно выше контакта имеется тонкий слой глинистого песка; в нем главным минералом является каолинит, который может представлять часть древнего профиля коры выветривания (*old soil profile*). Песчаники вышележащих слоев плохо отсортированы, угловатые зерна кварца и полевого шпата плавают в глинисто-песчаном матриксе с обломками обугленной древесины и лигнита. Эти данные – состав обломочного материала и взаимоотношения с основанием – позволяют считать и здесь район развития юрских отложений продолжением окраинно-континентальных структур.

По данным бурения в пределах континентальных окраин Атлантического океана выявляются различия в фациальном составе юрских отложений: карбонатная платформа – на востоке и терригенные обломочные, также мелководные отложения на западе, на континентальных окраинах Южной Америки. Юрские отложения в пределах северной Атлантики бурением не установлены, что позволяет предполагать, что ареалы осадконакопления были ограничены по площади континентальными окраинами, которые сочленились с окраинами континентов, сохраняя с ними взаимосвязь условий и времени осадконакопления.

В пределах Индийского океана юрские отложения не вскрыты скважинами в пределах его разнотипных структур. Характерен пример отсутствия юрских отложений на окраинно-континентальном плато Эксмут, где в скв. 760 ниже эоцен – миоценовых отложений проявлено главное несогласие с прослоем 40 см марганцевой коры, перекрывающей 4,4 м оливково-желтых аргиллитов и песчаников с Мп нодулями и фрагментами оксидно-марганцевой коры (пачка 3 – 80,1-84,9 м). Эти отложения фиксируют перерыв в течение *позднего мела (?) и эоцена*. Ниже несогласия пройдено 422 м триасовых отложений – *поздний карний – норий*. При описании пачки 3 (40 см марганцевой коры) отмечено, что эта кора отделяет вышележащие *нижнеэоценовые* или пелагические от нижележащих *норийских* кремнисто-аргиллитовых осадков. Соответственно, из разреза здесь выпадают отложения *юры, мела и эоцена*. Характерно, что отложения, фиксирующие этот перерыв, представлены «марганцевой корою» – возможным свидетельством существования здесь в это время условий для формирования латеритных коры выветривания.

Юра в Атлантическом океане – время формирования околоконтинентальных мелководных фаций карбонатных и терригенных отложений, состав и строение которых свидетельствуют об их тесных пространственно-временных связях со становлением бассейнов собственно континентальных окраин. В Индийском океане, по имеющимся сведениям глубоководного бурения, юрские процессы осадконакопления представлены лишь фрагментарно выявленными корами выветривания (плато Эксмут).

Мел.

Кардинальное изменение истории развития обоих океанов начинается с мела. По данным бурения, практически во всех без исключения структурах обоих океанов вскрыты отложения мела, состав, полнота разрезов и условия их формирования меняются от места к месту. В отличие от предшествующей юры, области осадконакопления в мелу охватывают практически все, за редкими исключениями, структуры ныне существующих Атлантического и Индийского океанов.

В пределах абиссальных равнин Индийского океана в скважинах глубоководного бурения позднемеловые отложения представлены преимущественно детритовыми и цеолитовыми глинами и илами с примесью измененного окисленного вулканогенного материала: впадина Уартон, Маскаренский бассейн. В Мозамбикском бассейне детритовые глины с железомарганцевыми нодулями налегают так же, как и в бассейне Уартон, на выветрелые базальты. Меловые отложения – *ранний мел* – вскрыты скважинами в восточной части океана – впадины Уартон, Гаскойн – и представлены мелководными отложениями с обломками раковин пелиципод, биокластами, обломками угля. В западной части океана в абиссальных впадинах и бассейнах (Маскаренская впадина, Сомалийский и Мозамбикский бассейны) надбазальтовые отложения *позднемеловые* также содержат примесь обломочного вулканического материала и материала разрушения магматических и метаморфических пород. На плато Натуралистов (скв. 264) – *поздний мел или древнее* представлен измененными вулканокластическими породами, возможно, фациями потоков или пирокластических пород. В основании разреза этой скважины бурением вскрыты вулканические конгломераты с субокруглыми гальками андезита и риолитового витрофира длиной до 6 см, равномерно распределенными в матриксе грубообломочного песка. Обломки могут представлять гипабиссальные интрузии и вулканические породы. Большинство пород интенсивно обогащены гидроокислами железа. Вулканическая пачка рассматривается авторами описания керна как базальная или околобазальная континентальной последовательности. Меловые отложения плато Натуралистов по составу и возрасту близки вулканогенно-осадочным образованиям плато Кергелен с возрастом *кампан или древнее*. Меловые базальты и вулканокластические осадки вскрыты бурением в пределах этого плато – семь лавовых потоков мощностью ~ 90 м и три разделяющие их осадочные пачки. Потоки формировались в субаэральных условиях; их мощность от 7 до 27 м. Поверхность потоков (лавы пахоехое) и брекчии базальтов интенсивно изменены процессами субаэрального выветривания.

В асейсмичных хребтах Индийского океана бурением установлены различия во времени и составе меловых отложений. На западе, в Мозамбикском хребте, начало формирования вулканогенно-осадочных отложений, представленных детритовыми глинами, обогащенными вулканическим материалом – ранний мел (*ранний сеноман – поздний апт*). Проявлено несогласие *между средним миоценом и поздним мелом (маастрихт)*. В хребтах северной части океана (Лаккадивский, Нантисст) меловые отложения не вскрыты бурением. В хребте Брокен Ридж (скв. 754) несогласие проявлено так же, как и в Мозамбикском хребте, и выражено слоем гравелита и песка с галькой известняков, кремней и обломков раковин из нижней пачки. Перерыв – *палеоцен*.

Таким образом, по данным бурения, в сформировавшихся типовых структурах океана, уже в мелу существуют различия в условиях и особенностях осадконакопления. Время начала процессов вулканизма и мелководного осадконакопления различается в однотипных структурах различных частей океана: *ранний мел* – в абиссальных равнинах восточной части океана и *поздний мел* – на западе. Состав отложений и условия осадконакопления при различиях в возрасте достаточно сходны – детритовые глины и относительно мелководные условия надбазальтового осадконакопления. Относительно синхронны – *ранний мел* – наземные вулканические образования значительно удаленных друг от друга, плато Натуралистов и Кергелен, формирование которых сопровождалось наземным выветриванием вулканитов. Исходя из этих данных можно предположить, что в пределах Индийского океана в разных его частях и структурах в мелу сочетались условия формирования ранних послебазальтовых мелководных отложений с проявлениями наземного вулканизма – базальтового и риолитового. Соответственно, ко времени раннего мела уже были оформлены и обособлены разнотипные структуры океана, но условия осадконакопления к этому времени еще не были «океаническими». Такие условия или близкие к ним – пелагические илы – появились здесь значительно позднее в *миоцене*.

Меловые отложения в Атлантическом океане распространены так же широко, как в Индийском океане. Вначале рассмотрим сведения, полученные бурением об отложениях мела в пределах континентальных окраин Атлантического океана. Континентальная окраина Западного Марокко (скв. 544 – приафриканская часть Северной Атлантики), скв. 370, 638 (окраина Галисии), скв. 548 (Северная Атлантика, Гобар Спун). В пределах всех упомянутых участков меловые отложения по составу и условиям осадконакопления относятся авторами описания керна к мелководным образованиям и представлены известковисто-кремнистыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Обломочный материал в песчаниках представлен красными, коричневыми, зеленоватыми аргиллитами, фрагментами известняков, округлыми зернами кварца, полевого шпата, глауконита, фрагментами моллюсков и рыб, редкими оолитами, цементируемыми железистым карбонатом. Аргиллиты тонкослоистые. Часто имеют косую слоистость, знаки ряби с амплитудой порядка 1 см (скв. 370). Многочисленные обрывки наземных растений (скв. 638) представлены известняками с прослоями грубообломочного материала, обломочным материалом скелетных остатков (скв. 535). Возраст меловых отложений меняется от *верхов раннего мела* до *низов позднего мела*. В пределах Северной Атлантики – Фареро-Исландский порог, плато Воринг и Роколл – меловые отложения бурением не вскрыты. В окраинно-континентальных плато от Бермудского поднятия (скв. 386), далее к поднятиям Сеара (скв. 354) и Рио Гранде (скв. 357) вскрыты существенно обломочные отложения *конца раннего и позднего мела*: аргиллиты песчаные с обломками измененного базальта, надбазальтовые карбонатные отложения с признаками обогащения материалом окисленных базальтов. Наиболее ранние меловые отложения вскрыты скв. 328, 330 в пределах плато Фолкленды и представлены карбонатными отложениями с обломками пелиципод, обугленной древесины и считаются мелководными отложениями. Бурением в пределах абиссальных равнин Сома (скв. 382), Иберийской (скв. 897), Гамбии (скв. 367), Бразильской и Аргентинской (скв. 355, 358) вскрыты меловые отложения, залегающие непосредственно выше базальтов, представленные преимущественно карбонатными неритовыми мелководными отложениями с обломками разнообразной фауны и флоры, включая рудисты, пелициподы, гастроподы, морские ежи, остракоды, фораминиферы, кораллы, красные водоросли. Биокластические известняки перекрывают нижележащие высокоиндалекаменные, выветрелые базальты, формировавшиеся в субаэральных или мелководных близрифовых условиях. Данные изотопии кислорода свидетельствуют о смешении морской воды с дождевой водой в периоды субаэрального обнажения. Породы содержат глину в сростании с гидроокислами железа. Глины включают обломки, часто угловатые, измененных базальтов размером 0,9-1,26 мм (скв. 383); возраст меловых отложений в пределах перечисленных абиссальных равнин варьирует от раннего мела – *баррем – ранний альб* до *раннего апта* – до позднего мела – *кампана – раннего маастрихта*. Время и условия осадконакопления в пределах этих структур близки тем же характеристикам в пределах окраинно-континентальных

структур, поднятий и плато и заметно отличаются от тех же структур Северной Атлантики.

В Индийском океане меловые надбазальтовые отложения не вскрыты бурением в разрезе скважин, пробуренных на флангах осевых хребтов, на удалении от их осевой долины на расстоянии первых сотен километров.

Для обоих океанов бурением фиксируется незначительная латеральная изменчивость строения преимущественно мелководных меловых отложений в пределах разнотипных структур этих океанов с выпадением из разреза меловых отложений на востоке Индийского и на севере Атлантического океанов. Время формирования отложений мела по данным бурения также незначительно различается в пределах разных структур и варьирует от верхов раннего до верхов позднего мела.

Данные бурения свидетельствуют также о том, что в пределах обоих океанов в мелу еще не существовало собственно океанических – пелагических условий осадконакопления, следующих за формированием в этих структурах покровных фаций базальтов. И, тем не менее, относительное разнообразие условий осадконакопления в мелу сохраняется после юры, но степень этого разнообразия относительно юры уменьшается.

Палеоцен.

В Атлантическом океане отложения палеоцена практически не вскрыты глубоководным бурением, что может свидетельствовать о наличии значительного элемента динамической перестройки на границе мела и третичного периода. По данным бурения *палеоцен* вскрыт скважинами только в поднятии Сеара (скв. 354) и в Фолклендском плато (скв. 327). В поднятии Сеара вскрыт горизонт нанофоссильного мела с ромбами доломита – *ранний-поздний палеоцен*, ниже которого располагается доломитистый мел с оксидами марганца и железа – *маастрихт*, обычно ниже которого в других скважинах вскрываются базальты. В восточной, приподнятой части Фолклендского плато в скв. 327 палеоценовые отложения – *поздний палеоцен* – *ранний эоцен* – представлены оранжевыми цеолитовыми глинами, цеолитовыми глинами. Эти породы в разрезе скважины располагаются выше меловых (*средний – поздний маастрихт*) илов с большим количеством минералов глин с пелициподами и с прослоем твердой коры выветривания (перерыв – *ранний-средний палеоцен*). В этой части плато бурением вскрыт наиболее полный разрез мела, продолжением которого может являться и этот исключительный для Атлантического океана случай присутствия в разрезе *палеоцена*, и то с выпадением из разреза его нижней и средней частей.

В Индийском океане отложения палеоцена вскрыты бурением фрагментарно – в пределах океанических плато – Маскарен (скв. 707) и Кергелен (скв. 747), а также в ряде асейсмичных хребтов (что не характерно для Атлантического океана, так же как, кстати, и сами хребты): в хр. Найнтист (скв. 214), в хр. Мадагаскар (скв. 246) и Брокен Ридж (скв. 754), а также в пределах абиссальной равнины к востоку от хребта Найнтист (скв. 213), в Маскаренском (скв. 239) и Сомалийском бассейнах (скв. 240). Присутствие фрагментов (временных) отложений палеоцена в пределах абиссальных равнин установлено в немногочисленных скважинах. При этом датированный палеоцен представлен преимущественно *ранним палеоценом*, располагающимся непосредственно выше базальтового основания. В абиссальной равнине к востоку от хр. Найнтист надбазальтовая пачка – *ранний эоцен – поздний палеоцен* сложена наноилами, обогащенными оксидами железа и марганца (скв. 213). В керне скв. 215 в основании надбазальтового разреза абиссальной равнины, расположенной к западу от хребта Найнтист, вскрыты окисно-железистые наноилы в основании пачки мощностью 1 м, железооксидные микронодулы выше базальтов. В непосредственном контакте с базальтами вскрыт темно-коричневый мел с прослоями желтого палагонита. В Маскаренском бассейне – скв. 239 – *ранний миоцен – ранний палеоцен – поздний мел* – коричневые глины, глинистые наноилы; многочисленные нанофоссилии. Значительный вклад вулканического материала в состав глин подтверждается присутствием монтмориллонита в глинистой фракции. Прослой коричневого цвета в основании пачки могут представлять девитрифицированное вулканическое стекло (*кампан*). Присутствие в глинах терригенного материала свидетельствует об его происхождении из магматических и метаморфических пород Мадагаскара. В Сомалийском бассейне (скв. 240) к *раннему эоцен – палеоцену* отнесены базальты. Обломки сильно трещиноваты, с трещинами, заполненными кальцитом. В обломках мела среди базальтов отмечены эоценовые микрофоссилии. Изменения базальтов не позволяют точно определить породу. В пределах плато Маскарен надбазальтовые отложения *раннего палеоцена* представлены доломитизированными раковинными известняками, аргиллитами и песчаниками мелководного образования. Вблизи основания этих пород вскрыто бурением два потока массивных базальтов. Мелководные макрофоссилии (рифовые) включают: двустворки, гастроподы, брахиоподы, водоросли. В пределах плато Кергелен отложения *нижнего палеоцен – верхнего маастрихта* представлены *пестрым*

вулканокластическим полимиктовым песком, брекчиями и булыжниками, чередующимися с прослоями мела. В пределах Маскаренского плато и плато Кергелен мелководные и континентальные (Кергелен) отложения в известной мере сходны с палеоценовыми надбазальтовыми отложениями плато Атлантического океана; при этом в обоих океанах распространение этих отложений фрагментарное, и причина этого остается неясной, равно так же, как и причина, в целом, выпадения отложений этого возраста на преобладающих площадях обоих океанов. Не ясна и природа их выпадения из разрезов, так же, как и природа перерыва в осадконакоплении. Относительно более распространены отложения палеоцена в асейсмичных хребтах Индийского океана, которые в соответствии с интерпретацией их природы авторами описания керна считались до их погружения цепочками островов. Эти отложения представлены так же, как и в пределах океанических плато, глауконитсодержащими песками, вулканическими песками и брекчиями, алевроитистыми глинами и известняками. В песчаниках иногда отмечается косая слоистость. Вулканические обломки бесцветны, иногда желтоватые и красноватые. Много палагонита. Крупные мелководные пелициподы, косослоистые пески и глауконит свидетельствуют о мелководных условиях формирования пачек с периодическим поступлением вулканического материала. В хребте Мадагаскар в течение *раннего миоцена* дно просело от 300 м до современной глубины около 1000 м. В хребте Найнтист отложения *верхнего палеоцена* сложены преимущественно вулканокластитами, которые разделены по признаку степени литификации пород и представлены вулканокластическим пеплом с фораминиферами и лапиллями размером 2-5 мм. Присутствуют фрагменты раковин, округлые гальки базальтов и обсидиана. Во всех приведенных хребтах отложения *палеоцена* представляют собой только части его разреза. Исходя из сведений о граничном расположении палеогена между базальтами в их основании и относительно мелководными условиями их формирования, можно предполагать, что отложения палеогена могли представлять собой целиком или их сохранившимися частями условия регрессивных серий, становление которых происходило в процессе изменения условий осадконакопления – неритовых или континентальных. Скорее всего, палеоцен является временем кардинальной смены режимов осадконакопления. В эоцене и позднее преобладали процессы направленного погружения и нарастающего преобладания в разрезах кернов скважин обоих океанов гемипелагических и пелагических отложений. Причины такой смены остаются неясными.

Эоцен-плиоцен.

Отложения эоцен-плиоцена, по сравнению с отложениями предыдущих временных интервалов, распространены более широко в пределах выделенных типовых структур обоих океанов и в этой связи представляется возможность рассматривать и сопоставлять эоцен-миоцен по типовым структурам обоих океанов.

Континентальные окраины. Атлантический океан. В континентальной окраине Западного Марокко (скв. 544, 545, 370) отложения *раннего миоцена* представлены преобладающе глинистыми нанофоссильными илами и нанофоссильным мелом, налегающими с несогласием на нижележащие породы. Севернее, в пределах континентальной окраины Галисии (скв. 638, 639), эоцен-миоценовые отложения – илы, глины и турбидиты – с несогласием налегают на меловые отложения. Далее северо-западнее на континентальной окраине Атлантики (Гобар Спун, скв. 548, 549) эти отложения представлены также преимущественно нанофоссильными илами и ниже по разрезу нанофоссильным мелом и характеризуются, так же, как и предыдущих местах, неоднократным выпадением из разреза определенных временных интервалов. В скв. 548 в разрезе отсутствует *средний олигоцен* – перерыв 4 млн. лет, другое несогласие (перерыв 1,5 млн. лет) – отделяет *средний эоцен* от *нижнего эоцена*. Осадки сублиторальные; в скв. 549 *средний эоцен* – *поздний палеоцен* – нанофоссильный мел. В пределах Банки Поркьюпайн (рейс 307) бурением вскрыты литифицированные (firmground) глауконитовые и глинистые песчаники *среднего миоцена*, сменяющиеся вверх по разрезу более глинистыми интервалами *позднего миоцена* – *плиоцена*, перекрываемыми, в свою очередь, с четким основанием илистыми отложениями *плейстоцена*. Биостратиграфические данные свидетельствуют о перерыве между этими стратиграфическими толщами длительностью 1,65 млн. лет. В пределах Восточно-Гренландской окраины (скв. 914-919) в границах внешней части шельфа пробурен линейный ряд скважин: от скв. 914 – наиболее близкой к континенту – до скв. 919 – наиболее удаленной от континента. В скважинах вскрыты вулканокластические осадки, чередующиеся с базальтами. Наиболее *поздний палеоцен* – наиболее *ранний эоцен* вскрыт в скв. 917 и представлен тонкими вулканокластическими интервалами, которые чередуются с более мощными горизонтами базальтовых лав. Осадки содержат красно-коричневые конгломераты, брекчии, песчаники, аргиллиты и туфы.

Отсутствие морских фоссилий, присутствие растительных фрагментов и красных кор выветривания (не переотложенных) четко доказывает, что пачки базальтовых лав формировались не в морских, а в субаэральных условиях. Предполагаемый возраст базальтов (*ранний эоцен*) значительно древнее перекрывающих их отложений. В скв. 407, 408 в пределах западного фланга хр. Рейкьянес, расположенных еще на большем удалении от Гренландской окраины, *нижний миоцен* – сложен нанофосильным илом с незакономерно распределенными прослоями базальтовых песков, ниже которых фиксируется смена нанофосильного песка на базальтовый галечник (гравелит), залегающий непосредственно выше базальта. Песок состоит из фрагментов базальтов (50 %), вулканического стекла (20 %), нанофоссилий (2 %) и глины (10 %). Пробурено 37 м базальтов, варьирующих по степени миндалекаменности и измененности. Выделено 9 потоков, чередующихся с осадками, обогащенными пирокластическим материалом. Имеются отдельные обломки щелочных гранитов, возможно субвулканических. Изменения пород настолько велики, что нет смысла определять их химический состав. Отмечено присутствие в верхней части основания бесцветного стекла в ассоциации (риолит?) с кварцем, калиевым полевым шпатом. Обломки щелочных гранитов размером до 10 см (10 x 6 x 3 см) обнаружены в керне 23 (*нижний – верхний миоцен*).

В пределах континентальных окраин Атлантического океана отложения *эоцена – плиоцена* представлены, в отличие от нижележащих отложений, пелагическими и гемипелагическими осадками, формирование которых сопровождалось конседиментационными перерывами, выпадением временных интервалов длительностью около 1 млн лет, что может быть связано с активными дифференциальными движениями – чередующимися трансгрессиями и регрессиями.

В Индийском океане континентальные окраины атлантического типа редуцированы или не выявлены. Окраинно-континентальные плато и поднятия присутствуют в обоих океанах. В пределах северной окраины Фареро-Исландского порога (скв. 336) в верхней части разреза (*плио – плейстоцен – верхний олигоцен*) вскрыты серые глины, илы, песчанистые илы, серые полосчатые глины, пески, песчанистые илы и глины, слоистость и прослои турбидитов; *средний – верхний олигоцен (с эоценом?)* – серые плотные алевролиты с возрастающим количеством кремнистых биогенных компонентов, с глауконитом; *средний – верхний эоцен (?)* или древнее – в основании разреза – черно-красные, коричневые измененные конгломерато-брекчии, сложенные субугловатыми, чуть округлыми обломками вулканических пород (1 мм – 40 мм) в измененном матриксе. Геологическая история Фареро-Исландского порога: 1) Выветривание или эрозия базальтов; 2) Образование песчанистых илов и глины – *эоцен-олигоцен* – гемипелагическая седиментация; 3) стратиграфический перерыв между *поздним олигоценом и плиоценом*. Базальтовое основание скв. 336 перекрыто галькой (rubble), которая, в свою очередь, перекрывается пачкой (~ 13 м) аргиллитов; первые – результат эрозии, вторые – результат выветривания на месте.

Окраинно-континентальные плато. В Атлантическом океане в пределах плато Воринг в нескольких пробуренных скважинах (скв. 338-340) осадочные породы представлены песчанистыми алевро-глинами, в основании разреза базальтовая брекчия – *верхний – нижний эоцен*. Вулканические породы основания разреза: базальт. Надбазальтовая пачка перекрывает базальтовое основание и содержит 60 см литифицированной брекчии базальтов, 4 см белого кальцитового матрикса и 32 см темно-серого песчанистого известняка, содержащего обломки базальтов (50 %), кварца (10 %) в кальцитовом цементе. Особенность фрагментов базальта – их высокое изменение. Песчанистые известняки отлагались в субаквальных условиях. Верхние части разреза – *плиоцен-плейстоцен* – чередование илов, песчанистых илов и известковистых илов. Появление в разрезе диатомовых илов подчеркивает смену мелководных субаквальных условий формирования надбазальтовых пород пелагическими илами. Та же тенденция установлена и в пределах Исландского плато (скв. 348).

В верхней части разреза вскрыты кремнистые и нанофосильные гемипелагические илы с многочисленными прослоями пепла – *плейстоцен – средний миоцен*. Основание осадочного разреза: алевро-глины и глины, переходящие вниз по разрезу в алевро-аргиллиты и аргиллиты, в основании песчанистые – *ранний миоцен-олигоцен*. Вулканические породы основания: базальты. Сходная тенденция установлена и в пределах банки Роколл (скв. 117). Верхнепалеоценовые и эоценовые осадки представляют собой терригенную, трансгрессивную серию в последовательности: песчанистый конгломерат, песчаники, кремнистая глина, аргиллит и глина. Песчанистые конгломераты сложены обломками плохо окатанных базальтов основания; при этом окатанные обломки уже измененные. Перекрывающие песчаники лучше отсортированы, содержат раковины моллюсков (*Ditropa*). В основании обнаружены выветрелые и трещиноватые оливиновые базальты с трещинами, частично заполненными микритовым или цеолитовым калькаренимом. Здесь же в трещинах

обнаружены фрагменты фауны, обломки раковин (гастроподы и др.), фораминиферы и галька базальтов. Фауна, присутствующая в трещинах базальтов, указывает на мелководные условия.

В поднятиях и плато западной Атлантики, расположенных в пределах абиссальных равнин и удаленных от континентальной окраины (поднятия Сеара – скв. 354 и Рио-Гранде – скв. 357), разрез в интервале *эоцен-миоцен* представлен нанофоссильными илами – *миоцен*, которые ниже по разрезу сменяются нанофоссильным мелом.

Совершенно иной характер осадконакопления во временном интервале *эоцен-плиоцен* по данным бурения отмечен в пределах окраинно-континентального Фолклендского плато (скв. 327-330). В скв. 327, расположенной в восточной приподнятой части плато, верхняя часть разреза – *квартер* – илистые пески и гравий с прослоями глин. В гальках глинистые сланцы, девитрифицированные вулканические породы кислого состава, аркозовые песчаники и грауваки; ниже по разрезу вскрыты – *поздний палеоцен* – *ранний эоцен* – серо-оранжевые цеолитовые глины; радиолярии, нанофоссилии, обломки рыб. В скв. 329 в пределах банки Морис Юинг – *нижний миоцен* – диатомовый ил с песком с большим разнообразием соотношений кластических и биогенных фракций. В породах присутствуют обломки гранитов, кислых вулканических пород и розовых песчаников, метапесчаников, кварцитов, граувакк и хлоритизированных габбро. *Средний миоцен* – детритовые илы с обломочным материалом и биогенными компонентами – зеленые и оливковые; обломочный материал – кварц и полевой шпат, а также вулканическое стекло. *Средний – поздний миоцен* – диатомовые илы и мел, обломочный материал – кварц, вулканическое стекло, обломки раковин пелеципод.

В Индийском океане на окраинно-континентальном плато Вомбат в пределах полуграбена, разделяющего плато Вомбат и Эксмут (скв. 759, 760), в разрезе вскрыты: *квартер* – фораминиферовые нанофоссильные илы, несогласно перекрывающие нанофоссильные илы – *нижний плиоцен*, которые подстилаются *верхнеэоценовыми* и *верхнемиоценовыми* нанофоссильными илами. Ниже пачки – *эоцен* – *верхний миоцен* – проявлено главное несогласие с прослоем 40 см марганцевой коры, перекрывающей 4,4 м оливково-желтых аргиллитов и песчаников с Mn нодулями и фрагментами оксидно-марганцевой коры. Эти отложения фиксируют перерыв в течение *позднего мела(?)* и *эоцена*. В плато Маскарен в северной части океана в скв. 707 вскрыты: *плейстоцен* – *до позднего олигоцена* – нанофоссильные фораминиферовые илы; *поздний олигоцен* – *поздний эоцен* – нанофоссильные илы и мел; *средний эоцен* – нанофоссильный мел, содержащий радиолярии с фрагментами кремней, спикулы губок, фораминиферы; *средний эоцен* – *поздний палеоцен* – переслаивающиеся мел, кремни, известняки, глауконитовые фораминиферовые известняки, обломки вулканического стекла и мелководные известковистые аргиллиты. Цвет мела – от белого до бледно-коричневого. Кремни – нодули и фрагменты – коричневые, темно-желто-коричневые. Обломочные компоненты: кварц, полевой шпат, вулканическое стекло. Имеются также прослои красных аргиллитов, представляющих сильно измененное вулканическое стекло; здесь присутствуют нодули (7-8 см) окиси марганца. Присутствуют мелководные известковистые аргиллиты.

В плато Натуралистов в скв. 264 вскрыты *квартер* – *поздний миоцен* – фораминиферовые наноилы с примесью обломочного кварца и стекла базальтового состава. далее вниз по разрезу *ранний-поздний эоцен* – наноилы и наномел. Наиболее полный разрез третичных отложений вскрыт в пределах плато Кергелен (скв. 1137, 1138, 1139). В скв. 1139 пробурено 223 м изверженного основания, перекрытого *раннеолигоценовыми* мелководными осадками (461 м) и представленного интенсивно выветрелыми, окисленными породами кислого, среднего и основного состава. Разрез: *ранний плейстоцен* – *ранний миоцен* – фораминиферо- и диатомосодержащие нанофоссильные илы с песчаными зернами и редкими гальками и реликтами пемзы; *поздний олигоцен* – *средний миоцен* – нанофоссильные глины и аргиллиты, чередующиеся с нанофоссильными илами, аргиллитами и мелом. Осадки полутифицированы до глубин – по керну – 100-110 м. *Поздний эоцен* – *поздний олигоцен* – фораминиферовый мел аномального коричневато- и красно-желтого цвета; *эоцен или древнее* – пыльно-красные и зеленовато-розовые плотные пески с редкими планктонными фораминиферами и фрагментами раковин двустворок; *эоцен или древнее* – вулканическое основание.

Таким образом, формирование окраинно-континентального плато во временном интервале *эоцен-миоцен* происходило в условиях усиливающихся тектонических движений, интенсивность которые вначале – *эоцен* – невелика, что подчеркивается формированием существенно мелководных отложений, в которых постоянно присутствует терригенный и вулканогенный материал. В дальнейшем преимущественно в *миоцене-плиоцене* смена мелководных условий осадконакопления сопровождается формированием гемипелагических отложений, но при этом количество терригенного континентального

материала сохраняется. Таким образом, во временном интервале *эоцен-плиоцен* для всех тектонических структур обоих океанов выявлена общая для всех тенденция направленного погружения и переход ко все более глубоководным условиям осадконакопления.

Абиссальные равнины занимают значительные площади в Атлантическом океане. При этом достаточно отчетливо видны различия в площадях их распространения на западе и востоке Атлантики. По ряду причин (об этом далее подробно) не удастся по батиметрическим данным определить границу абиссальных равнин и флангов САХ. Временной интервал формирования третичных отложений в Атлантике различен, но устойчиво в основании разреза этих отложений залегают базальты, время формирования которых преимущественно ранний мел (*кампан-маастрихт*). В северной Атлантике в Норвежской котловине в скв. 337 *верхний-средний олигоцен* представлен глинами желтого, оранжевого и коричневого цветов. В бассейне Лофотен (скв. 345) *олигоцен – ранний эоцен* представлен разноцветными зелеными, коричневыми, оранжевыми и пурпурными глинами, песчанистыми глинами и известняками. Отмечается присутствие вулканического пепла, в основании разреза – турбидиты. В аргиллитах, песчаниках, известковистых песчаниках – косая и градационная слоистость. Диамиктиты включают экзотические гальки кремней, кварцитов и гранитов. В абиссальной равнине Сомы *миоцен-плиоцен* представлен гемипелагическими глинами с присутствием кварца и обрывков растительности, что предполагает вклад терригенного материала, а также присутствуют обломки измененных базальтов. Отмечено несогласие между *миоценом и верхним кампаном* – длительностью около 50 млн. лет. В скв. 387, расположенной на расстоянии 220 км от окраины Бермудского поднятия, интерпретируются пелагические условия до *среднего эоцена*. Еще далее, по мере движения на юг Атлантики, в пределах Бразильской котловины (скв. 355) *плейстоцен-эоцен* представлен неконсолированными илами с турбидитами; вниз по разрезу отмечается увеличение содержания цеолитов, появляются аргиллиты вблизи основания разреза.

В пределах Аргентинской котловины (скв. 358) выделены две пачки: верхняя – *плейстоцен – средний эоцен* – кремнистые илы и аргиллиты; нижняя – терригенные аргиллиты и мел – *средний эоцен – поздний мел*.

Таким образом, полные или редуцированные разрезы абиссальных равнин характеризуются преобладающим распространением гемипелагических отложений со значительной примесью терригенного и вулканогенного материала. Собственно пелагические нанофоссильные илы вскрываются скважинами лишь в *квартире*.

В Индийском океане, в скв. 211 в пределах абиссальной равнины, расположенной к югу от Яванского желоба, вскрыты (сверху вниз): *квартира – верхний плиоцен* – обогащенные глиной кремнистые илы с примесью вулканического пепла; *плиоцен* – глины и илы с прослоями песков, уменьшающимися вниз по разрезу; *плиоцен-иоцен* – глины и пески. В скв. 212 во впадине Уартон вскрыты: – смесь *плиоцена и позднего миоцена* – чередующиеся нанофоссильные илы и коричневые глины; *средний-поздний миоцен* – нанофоссильные илы; *ранний-средний миоцен* – илы и мел; *средний эоцен* – наномел.

Скв. 215 расположена в пределах абиссальной равнины к западу на расстоянии 240 км западнее осевой части хр. Найнтист. Основание осадочного разреза: *палеоцен* – желтовато-коричневые нанофоссильные илы с содержанием глины. Выше по разрезу залегают: *поздний миоцен* – алевролитистые глины и глинистые алевролиты; *поздний эоцен – ранний миоцен* – цеолитовые глины.

В Сомалийском бассейне, в западной части океана в скв. 240 вскрыты: *квартира – нижний миоцен* – наноил; *ранний эоцен* – коричневые и пыльно-желтые наноилы, алевролитистые глины и пески, зелено-серые илы и глинистые алевролиты. Пески разнозернистые – от мелко- до грубозернистых. В них присутствует переотложенная фауна – *ранний эоцен – палеоцен* и обломки базальтов. Обломки сильно трещиноваты, с трещинами, заполненными кальцитом. В обломках мела среди базальтов установлены микрофоссилии *эоцена*. Изменения базальта не позволяют точно определить породу.

В скв. 250 (Мозамбикский бассейн) вскрыты: *квартира – поздний плиоцен* – светло-серые глинистые илы, алевролитистые и детритовые глины. Главные детритовые минералы – кварц и слюда; присутствуют также спикулы губок и обломки рыб; *ранний-средний миоцен* – глины и детритовые глины, аутигенный карбонат и пирит. Прослой 8 см – слоистые с присутствием мелкообломочных песков. Кварц и слюда – наиболее обычные терригенные компоненты. Наиболее примечательная петрографическая особенность – развитие минералов глин вокруг обломочных минералов, что предполагает их аутигенное образование; *ранний миоцен* – полукристаллические детритовые глины, присутствие глауконита. Обломочные минералы – кварц и слюда (от 10 до 6%). Тяжелые минералы: циркон, апатит, сфен и непрозрачный рудный минерал.

Абиссальная равнина Арго (скв. 765) расположена на глубине 5.7 км, размещена севернее плато Эксмут и западнее плато Скотта, на севере ограничена трогом Ява и подстилается наиболее древней корой в Индийском океане. В скважине вскрыты: *миоцен-плейстоцен* – глинистые известковистые турбидиты, потоки обломков и кремнистые илы; *ранний-поздний миоцен* – известковистые турбидиты с подчиненным количеством глин и обломочных потоков с обломками базальтовых галек и галек андезитового состава; *ранний миоцен – сеноман* – пестрые цеолитовые глины, переотложенные карбонатных осадки и темные аргиллиты, залегающие со стратиграфическим несогласием на породах нижележащей пачки.

Таким образом, полные или редуцированные разрезы абиссальных равнин Индийского, так же как и Атлантического океана, характеризуются преобладающим распространением гемипелагических отложений со значительной примесью терригенного и вулканогенного материала. Пелагические отложения – нанофоссильные илы – вскрываются скважинами лишь в *квартаре*. Установлено присутствие в основании разреза скважин вулканитов *эоцена*.

Фланги САХ. Касательно распределения третичных отложений в пределах флангов САХ вначале следует отметить неопределенность самого понятия «фланг» САХ. В этом отношении весьма информативен рейс 37, скважины которого находятся на различном удалении от осевой части хребта.

Скв. 332 расположена в 30 км к западу от оси САХ. Наиболее древние осадки – фораминиферовый ил – *поздний плиоцен*; основание – базальты с прослоями осадочных пород. В скважине 333 вскрыто 220 м нанофораминиферового ила с возрастом от *квартара до позднего плиоцена*. Илы перекрывают базальтовое основание. В скв. 334 древнейшие осадки: фораминиферовый нанофоссильный мел – *ранний миоцен – граница среднего-позднего миоцена*. Акустическое основание: базальты, перекрывающие габбро-перидотитовую последовательность. Здесь важно отметить, что надбазальтовые отложения, возраст которых увеличивается по мере удаления от оси САХ от *плиоцена до миоцена*, представлены преимущественно пелагическими илами, что отличает их от близко одновременных гемипелагических отложений на флангах САХ. Другая отличительная особенность фланга САХ – вскрытие в надбазальтовой пачке ниже базальтовой брекчии горизонта, в составе которого преобладают кристаллические породы – габбро и перидотиты.

Рассматривая тенденции изменения состава и строения надбазальтовых отложений флангов САХ, вначале следует отметить то, что в пределах северной Атлантики, в хребтах Ян-Майен (скв. 346, 347, 349, 350), Книповича (скв. 344), надбазальтовые отложения представлены в широком возрастном диапазоне – *эоцен – олигоцен – миоцен*, но состав этих отложений, в отличие от ранее рассмотренной части САХ, существенно терригенный: аргиллиты, алевролиты с прослоями известняков и разнообразным обломочным материалом, включая обломки выветрелых базальтов. Южнее в пределах хребта Книповича осадки (*плиоцен – миоцен*) – илы, песчаные илы, глины и их литифицированные эквиваленты с присутствием в них косоугольной слоистости. Отмечается также цикличность осадконакопления: циклы начинаются с прослоев песчаных аргиллитов, сменяются вверх тонкозернистыми алевролитами и аргиллитами. Осадочное основание разреза: чередование глин и песчаных алевроглин; прослой диамиктитов, песчаников, скопления пирита – *плиоцен-миоцен*. Следовательно, в хребтах Северной Атлантики во временном интервале *эоцен-плиоцен* практически отсутствуют пелагические отложения. Подтверждением этого положения могут служить результаты бурения скважин в хребтах Рейкьянес (скв. 410) и Северо-Атлантическом (скв. 412, 413).

В скв. 410: *плейстоцен* – нанофоссильный ил, чередующийся с известковистым и карбонатным нанофоссильным илом; *плейстоцен – верхний миоцен* – нанофоссильный ил, нанофоссильные илы с содержанием CaCO_3 , увеличенным до 70-80% и 95%, в основании светло-серые; фораминиферы – 2-5%; диатомеи, спикулы губок – в очень небольшом количестве; *верхний миоцен* – нанофоссильный мел с прослоями нанофоссильного ила и базальтовым песком в основании. В основании – базальтовый песок, содержит прослой 5 см с чередованием песок – ил – песок – ил. Слои песка хорошо отсортированы с угловатыми частицами базальта, лимонита и известняка, слабо окатаны.

В скв. 412, 412А – осевая зона Северо-Атлантического хребта, полигон «FAMOUS»: *плейстоцен* – верхние желтовато-коричневые и нижние – желтовато-коричневые нанофоссильные илы. Промежуточные осадки между этими окисленными зонами – желтовато-серые и светло-серые, песчаные турбидиты. Некарбонатные компоненты: спикулы губок, диатомеи, радиолярии и их фрагменты, а также плагиоклаз, вулканическое стекло, палагонит, глауконит, марганцевые нодулы. Лимонит – мельчайшие частицы, замещает фораминиферы, диспергированные в некоторых песчаных слоях, особо в самом низу разреза непосредственно выше базальтов.

Серия скважин рейса 82 была пробурена в пределах западного фланга САХ в районе к юго-западу от Азорских островов (скв. 556-560). В скв. 556 древнейшие осадочные породы: нанофоссильный мел – *нижний олигоцен*. Основание: базальты и серпентинизированное габбро.

Скв. 560 древнейшие осадочные породы: доломит – *миоцен*. Основание: серпентинизированное габбро. В керне вскрыта смесь известняков, полимиктовой известковой брекчии, брекчированных серпентинизированных габбро и базальтов, перекрывающих серию серпентинитов и других измененных базитовых изверженных пород. Соответственно, в пределах флангов САХ время формирования надбазальтовых отложений варьирует от *олигоцена* до *миоцена*. При этом в основании разреза надбазальтовых отложений в скважинах, наиболее удаленных от оси хребта, преобладают карбонатные брекчии с обломками базальтов и реже габбро. По мере приближения к оси САХ надбазальтовые отложения представлены пелагическими илами, а в основании разрезов в обломках надбазальтовых брекчий присутствуют (скв. 395, 396), наряду с габбро, перидотиты.

Для понимания природы границ фланга САХ представляют интерес результаты бурения, проведенного в рейсе 45 к югу от зоны разлома Кейн. Две скважины – 395 и 396 – располагаются на примерно равном удалении от оси САХ.

Скв. 395 – западный фланг САХ, в 100 км от его оси. Разрез (сверху вниз): пачка 1 – *плейстоцен* – фораминиферо-нанофоссильный ил, переслаивающийся с фораминиферовыми песками. Цвет от бледно-коричневого и бледно-желто-коричневого. Окраска обусловлена глиной и аморфными гидроокислами железа. Прослой более светлых песков 20-40 см. Следы вулканического стекла, спикулы губок и базальтовые песчаные зерна, и гальки до 4 см. Присутствуют гальки серпентинитов до 5 см. Сохранились косая слоистость и ритмичность. Пачка 2 – *ранний и поздний миоцен* – темно-желто-коричневые, темно-коричневые базальные глины разделены на слои, содержащие разное количество нанофоссилий. Количество глины и гидроокислов железа больше, чем в пачке 1. Присутствуют микронодулы оксида марганца. Встречено несколько крупных галек, булыжников (cobble) базальта, серпентинита и габбро. Все они составляют обломочную зону (zone rubbles). Осадки пачки 2 датируются как *ранний и поздний миоцен*.

Скв. 396. Восточный фланг Срединно-Атлантического хребта в 150 км от его оси В скв. 396В осадочный материал не отбирался (фрагменты илов основания – *средний миоцен*). Та и другая скважины пробурены в пределах изометричных осадочных бассейнов, расположенных между хребтами. Взаимоотношение осадков и основания выражены залеганием на основании горизонта талуса – изверженной брекчии (rubble). Талус образован обломками, перемещенными с пологих (около 17°) склонов хребта.

Имеются скважины, пробуренные на непосредственном фланге САХ. Авторы описания разрезов керна в пробуренных скважинах отмечают следующее. По материалам подводных исследований Argo II и Alvin в районе заложения скважин экспедиции 304 на поднятии Атлантис дно покрыто тонким слоем неконсолидированных осадков, который в отдельных местах прерывается линейными полосами обломочных полей (rubble fields). В участках, лишенных осадочного покрова, обнаружено распространение тонкого слоя (шапки) литифицированных карбонатных отложений, перекрывающих пологий рельеф основания. Во внешней кайме некоторых обломков видны многочисленные кольца Лизеганга, свидетельствующие о начальных изменениях. Авторы описания керна подчеркивают то, что сравнительно недеформированная природа плутонического разреза массива Атлантис вступает в противоречие с представлениями о процессах формирования океанической литосферы.

North Pond – изолированный осадочный бассейн северо-восточного простираения размером ~ 8 × 15 км, размещенный на западном фланге Срединно-Атлантического хребта в координатах 22°45'N и 46° 05'W (рейс 336). Материалы рейса 336 весьма показательны в том отношении, что здесь на окраинном поднятии САХ сформирован бассейн (pond), во многом подобный бассейнам, сформированным на удалении от оси САХ – на его флангах (скв. 395, 396). На флангах САХ бассейны имеют грубо изометричную и реже линейно-изометричную форму и располагаются между поднятиями – также грубо линейными хребтами. Обломочный материал этих хребтов в виде склоновых брекчий отлагается в основании разреза бассейнов (см. разрезы скв. 395, 396). Здесь же на вершине склона медианной долины САХ сформирован аналогичный бассейн в окружении хребтов кольцевой формы, обломочный материал которых также представлен склоновыми брекчиями – талусом, расположенным в основании разреза осадочного бассейна. Важно отметить, что здесь, так же, как и в бассейнах флангов САХ, обломки базальтов подверглись окислительным изменениям – выветриванию, до их попадания в основание осадочного бассейна.

Осевая часть САХ изучена бурением в рейсе 209 «Бурение мантийных перидотитов в Срединно- Атлантическом хребте 14°-16° N». Здесь пробурена серия скважин (1271-1273), которыми в осевой части долины, и на ее бортах бурением были вскрыты многочисленные тела габбро среди перидотитов. Обнаружено, что от зоны краевых разломов к осевой части хребта отсутствует закономерное распределение габбро и ультрамафитов.

В скв. 1268 вначале в керне вскрыт горизонт 4-10 м сепиолитовой глины, ниже которой располагается слой гальки (rubble) выветрелых, некоренных пород разнообразного состава. В других скважинах мощность осадочного покрова на превышает 2 м или осадочный покров в керне не обнаружен.

Данные бурения, свидетельствующие о времени образования надбазальтовых отложений в пределах САХ и его флангов, можно резюмировать следующим образом;

- возраст надбазальтовых отложений варьирует от *олигоцена* до *миоцена*; из разреза выпадают отдельные временные фрагменты, что свидетельствует о динамичных условиях осадконакопления и частой смене карбонатных пород основания разреза гемипелагическими в верхней части разреза;

- по мере приближения к осевой части САХ происходит относительное «омоложение» этих отложений и вблизи оси САХ преобладают существенно пелагические отложения, что является возможным следствием уменьшения динамики процессов осадконакопления;

- в участках, наиболее близких оси САХ, в составе обломочного (талус) горизонта появляются обломки мантийно-коровых пород – габбро и перидотитов;

- в осевой медианной долине осадочный покров практически отсутствует (до 2 м); ниже залегают незначительной мощности карбонатные породы, под которыми вскрыт комплекс обломочной (талус) брекчии габбро и перидотитов.

В Индийском океане количество скважин, пробуренных на флангах СОХ, крайне невелико. Северный фланг юго-западного Индийского хребта (скв. 251). В разрезе вскрыты: *квартер* – оранжевые нанопланктонные илы; *нижний плиоцен* – *верхний миоцен* – голубовато-белые наноилы с рассеянным пиритом и относительным увеличением детритового материала, фрамбоиды пирита и гипс, присутствие вулканического стекла; *нижний-верхний миоцен* – голубовато-белый нанопланктонный мел, ил с рассеянным пиритом; *ранний миоцен* – желтовато-коричневый мел с рассеянным лимонитом – окисление рассеянного пирита в лимонит и гидроокислы железа; *ранний миоцен* – палево-желто-коричневый лимонитизированный мел, прожилки кальцита с гидроокислами железа. В основании пачки булыжники и обломки базальтов. Базальты – серо-коричневые выветрелые породы, высокоминдалекаменные и стекловатые в верхней части.

Скважина 265 расположена на южном фланге юго-восточного Индийского хребта в 500 м от оси хребта. В разрезе скважины выделены: *плейстоцен-плиоцен* – глинистые диатомовые илы, содержат диатомеи, спикулы губок, фораминиферы, радиолярии. Диатомовые илы фораминиферосодержащие, с хорошо выраженной слоистостью, глинистые диатомовые илы – отсутствует слоистость, повышена степень литификации; *средний-поздний миоцен* – глинистые и диатомовые илы и мел, в основании полулитифицированный. Пелагические илы 445 м – *плейстоцен* – *поздний миоцен*. Неритовые отложения – 46 м, в основании – базальтовые брекчии – *средний миоцен* (?).

Сопоставляя сведения о строении и истории развития флангов СОХ обоих океанов, можно (с учетом ограниченности сведений по Индийскому океану) отметить, что в обоих океанах наблюдается сходная тенденция направленного изменения условий осадконакопления от неритовых (?) условий формирования надбазальтовых отложений основания разреза – *эоцен-миоцен* – до пелагических илов – *плейстоцен-плиоцен* – верхних частей разреза. Конечно, развитие САХ, в отличие от хребтов Индийского океана, заметно сложнее (с учетом заметно большего количества пробуренных там скважин), но общая тенденция смены условий осадконакопления остается близкой. Все это коррелируется с субазральными условиями формирования в обоих океанах базальтов основания.

Асейсмичные хребты. Такие структуры широко распространены в пределах Индийского океана и, напротив,

представлены единственным – Китовым – хребтом в Атлантическом океане.

В восточной окраине Мальдивского хребта в скв. 715 – *поздний плейстоцен – ранний миоцен* – содержащие глину фораминиферо-нанофоссильные илы, которые отделяются перерывом от мела *раннего миоцена*. Перерыв около 14 млн. лет между *плейстоценом* и *средним миоценом*; *эоцен* – мелководные карбонатные породы эоцена с бентическими фораминиферами, обломками двустворок, брахиопод, пелеципод, колониальных кораллов бриозоа, указывают на очень мелководные условия накопления. В основании – *эоцен* – субаэрально извергавшиеся лавовые потоки оливинных базальтов, слабо и сильно измененные; перекрываются грубообломочными песчаниками с угловатыми и округлыми обломками базальтов в карбонатном цементе, интерпретируются как пляжные отложения. Потоки 1-5 м с прослоем известняка рифовых фаций (0,5 м) и несколькими латеритными контактами, перекрываются очень мелководными рифовыми отложениями эоцена. Отмечено, что отдельные базальтовые потоки отделяются друг от друга окисленной и выветрелой их верхней частью. Литифицированные субаэральные отложения – известковые брекчии с выветрелыми красновато-коричневыми обломками базальтов – зернами, обломками и валунами (булыжниками) – перекрываются и чередуются с потоками базальтов. Процессы окисления, выветривания проявлены во всех 21 выделенном потоке общей мощностью около 76,6 м.

Скважина 214 пробурена в осевой части хребта Найнтист там, где мощность осадков до фундамента достигает 500 м. Верхние 330 м пробурены в неконсолидированных и полуконсолидированных фораминиферо-нанофоссильных илах – *плейстоцен – поздний олигоцен*. Пробурены также 53 м глауконитового мела – *ранний эоцен* – и 62 м лагунных осадков и лигнитов до покровов базальтов на глубине 445 м – *палеоцен*. Далее пробурены 27 м, после которых вскрыты вулканокластические породы, перекрывающие миндалекаменные базальты.

В хребте Мадагаскар (скв. 246) в верхняя часть разреза – *миоцен-плиоцен* – фораминиферовые и нанофоссильные илы. Илы содержат 20% обломочного алеврита, морские желуди (усоногие рачки), фораминиферы; формировались в условиях верхнего шельфа. Осадки аллохтонные; ниже по разрезу – *эоцен-олигоцен* – раковинные карбонатные пески. Граница между пачками 1 и 2 устанавливается по горизонту высоколитифицированных галечных известковистых песчаников, ниже которого также литифицированные слои обогащенных раковинами песчаников с глауконитом. В обломках также 20% калиевого полевого шпата. Песчаники содержат *раннемиоценовую* и переработанную *эоценовую* фауну; *эоцен-олигоцен* – раковинные карбонатные пески. В течение раннего миоцена дно просело от 300 м до современной глубины около 1000 м.

Скв. 1141 и 1142 расположены вблизи осевой части хребта Брокен. В скважинах вскрыты: – *плейстоцен – поздний или средний эоцен* – представлены исключительно светло-коричневым нанофоссильным илом, содержащим фораминиферы и обломки раковин. Основание пачки 1 сложено песчаным известняком *позднего эоцена*, который содержит немногочисленные гальки измененного базальта. В известняке, кроме фораминифер, присутствуют криноидеи, бриозоа, фрагменты раковин, остракоды. В скв. 1142 обнаружены обломки двустворок (*олигоцен-эоцен*). Здесь же в песчаниках – гальки базальтов с окисленной поверхностью, в составе которой имеются и фрагменты коричневого известковистого песчаника – *поздний эоцен или древнее*. Основание разреза сложено высокоизмененными базальтами, которые разделены на 6 потоков. Галечные конгломераты непосредственно перекрывают базальтовое основание.

В Китовом хребте Атлантического океана, в его юго-западной части пробурено несколько скважин, разрезы которых можно представить на примере одной из скважин – (скв. 526), в верхней части которой вскрыты: *ранний миоцен* – гомогенные нанофоссильные илы, ниже которых – *ранний олигоцен* – находятся гомогенные пестроцветные нанофоссильные илы с отдельными прослоями мела; *поздний эоцен* – также гомогенные розовато-серые фораминиферо-нанофоссильные илы, ниже по разрезу залегают (также *поздний эоцен*) известняки, содержащие онколиты и крупные раковины устриц. Основание разреза – *поздний палеоцен* – литифицированные известковистые песчаники с обломками бриозоа, эхиноидов, указывающих на очень мелководные условия.

В скв. 525 фиксируется перерыв между *поздним олигоценом* и *средним эоценом*; перерывы между *ранним плиоценом* и *средним миоценом* фиксируются в разрезе скв. 529. В целом, разрезы Китового хребта в истории развития сходны с историей развития асейсмичных хребтов Индийского океана. И в том, и в другом случаях выявляется общая тенденция смены мелководных условий осадконакопления в основании разрезов (выше вулканитов акустического основания) пелагическими и

гемипелагическими илами верхних частей разреза этих структур. Пожалуй, одним из различий может быть то, что в Китовом хребте основанием осадочного разреза являются раннемеловые (*маастрихт*) осадочные и вулканогенные образования в отличие от асейсмичных хребтов Индийского океана, где и осадки, и вулканиты имеют преимущественно *эоценовый* возраст. В хребтах обоих океанов характерны активные динамические условия осадконакопления, которые фиксируются неоднократными перерывами осадконакопления.

В итоге рассмотрения материалов по истории геологического развития Атлантического и Индийского океанов напрашиваются следующие выводы, имеющие предварительный характер, но, тем не менее, имеющие, по мнению автора, вполне актуальный характер. Прежде всего, следует пояснить, что использованный материал по глубинному бурению имеет безусловно фактографический характер, что свойственно естественным наукам, к которым относится геология. Важно также заметить, что в этом, так же, как и в предыдущих разделах работы, практически отсутствуют теоретические построения, а отдельные выводы, которые присутствуют в тексте, носят характер прямых интерпретаций данных, наблюдаемых в керне скважин. В большинстве случаев между ними отсутствует «посредник» концептуальных модельных построений. Исключением может являться интерпретация условий осадконакопления – мелководных или пелагических, а также интерпретация условий проявления вулканизма – наземного или нет – и условий изменения – выветривания вулканитов. Но подобного рода заключения аргументированы: они обоснованы многолетним накопленным опытом полевых литологических и петрографических наблюдений и в большинстве своем не вызывают отрицательного к ним отношения. Приведенные выше замечания имеют, по мнению автора, предупредительный для читателя характер и подчеркивают прямой «концептуально независимый» характер следующих далее авторских выводов из проанализированного материала глубоководного бурения. Выводы эти носят предварительный характер оттого, что более или менее «окончательными» они могут стать только после завершения анализа материалов глубоководного бурения по Тихому океану, аналогично проведенному анализу для Атлантического и Индийского океанов.

Плейстоцен-квартер.

Абиссальные равнины Индийского океана. В пределах абиссальной равнины, расположенной к югу от Яванского желоба (скв. 211, глубина – 5535 м), во временном интервале *квартер – верхний плиоцен* в интервале 0-200 м вскрыты нанофоссильные и кремнистые илы, обогащенные глиной с примесью вулканического пепла, с прослоями песков, уменьшающимися вниз по разрезу. В скв. 212 – впадина Уартон, в интервале 0-166 м вскрыты чередующиеся илы и глины – *квартер-плиоцен*. В скв. 213 (глубина 5611 м), в пределах абиссальной равнины к востоку от Восточно-Индийского хребта, в интервале 0-75 м вскрыты илы с примесью глин – *квартер – верхний миоцен*. В скв. 215, в пределах абиссальной равнины, расположенной к западу от Восточно-Индийского хребта на расстоянии 240 км западнее его осевой части в интервале 0-47.5 м вскрыты илы в отдельных местах обогащенные глиной. В западной части Индийского океана, в скв. 239, расположенной на глубоководной абиссальной равнине Маскаренского бассейна, в его южной части вскрыты в интервале – 0-158 м – алевритистые глины и глинистые наноилы – *средний миоцен-плейстоцен*. В скв. 240, в пределах Сомалийского бассейна вскрыты наноилы в интервале – 0-157 м – *квартер – нижний миоцен*. В скв. 250 в Мозамбикском бассейне в интервале 0-116 м – *квартер – поздний плиоцен*, вскрыты светло-серые глинистые илы, алевритистые и детритовые глины. Главные детритовые минералы – кварц и слюда. В керне обнаружены спикулы губок и обломки рыб. В восточной части Индийского океана, расположена в удлиненной пологосклонной депрессии акустического основания на глубине 4706 м, в пределах абиссальной равнины Перт в скв. 259 пробурено 346 м. В интервале 0-60 м – *квартер – верхний палеоцен* – присутствуют мягкие серо-оранжевые обогащенные глиной наноилы и цеолитовые глины, установлены минералы тяжелой фракции, вулканическое стекло и спикулы губок, останки рыб и железомagneзиальные микронодули, кокколиты, фораминиферы, радиолярии, диатомеи. Некоторые тонкие песчаные прослои в верхней части пачки содержат мелководные фораминиферы и карбонатные фрагменты в глинистом матриксе – свидетельства транспортировки материала с шельфа в глубокие воды. Верхняя часть *квартер*, нижняя часть – *нижний эоцен – верхний палеоцен*. В скв. 260, в интервале 0-60 м – *квартер – верхний палеоцен*, вскрыты мягкие серо-оранжевые обогащенные глиной наноилы и цеолитовые глины, присутствуют минералы

тяжелой фракции, вулканическое стекло и спикулы губок, останки рыб и железомagneзиальные микронодулы, кокколиты, фораминиферы, радиолярии, диатомеи. Некоторые тонкие песчаные прослои в верхней части пачки содержат мелководные фораминиферы и карбонатные фрагменты в глинистом матриксе – свидетельства транспортировки материала с шельфа в глубокие воды. Верхняя часть – *квартер*, нижняя часть – *нижний эоцен* – *верхний палеоцен*. Породы этой пачки подстилаются глинами верхнего мела. Сkv. 261 находится в северо-восточной части абиссальной равнины Арго на глубине 5687 м.; пробурено 342 м. В интервале 0-142 м – *квартер* – *верхний миоцен или моложе* – вскрыты мягкие радиоляриевые и диатомовые глины, которые подстилаются глинами верхнего мела.

Абиссальная равнина Арго (глубина 5723 м) исключительно плоская, размещена севернее плато Эксмут и западнее плато Скотта и на севере ограничена трогом Ява. В скв. 765, в интервале 0-189.1 м – *миоцен-плейстоцен* – вскрыты глинистые известковистые турбидиты, потоки обломков и кремнистые илы; которые подстилаются в интервале – 189.1-474.1 м – *ранний-поздний миоцен* – известковистыми турбидитами с подчиненным количеством глин и обломочных потоков с обломками базальтовых галек и галек андезитового состава.

Таким образом, в пределах абиссальных равнин Индийского океана литологический состав отложений довольно изменчив – от илов и детритовых глин до турбидитов; возрастной интервал от *квартера до миоцена* – гемипелагические в большинстве своем осадки постепенно сменяются вниз по разрезу преобладающе миоценовыми отложениями, сходными с вышележащими отложениями квартера. Мощность отложений этого литологического комплекса довольно устойчива и колеблется в среднем около 160-180 м. В ряде скважин ниже этого комплекса располагаются отложения верхнего мела. Важно отметить, что в пределах абиссальных равнин Индийского океана практически отсутствуют пелагические илы, которые в большинстве случаев содержат примесь обломочного материала.

Абиссальные равнины Атлантического океана – равнина Сомы (глубина 5293 м). Сkv. 387 расположена на расстоянии 220 км от окраины Бермудского поднятия. В интервале 0-133 м вскрыты пелагические глины – *квартер* и ниже – желтовато-серые радиоляриевые илы с пятнами окислов железа и марганца – *средний эоцен* – *средний олигоцен*. Пелагические условия существовали до *среднего эоцена*. Переходные, гемипелагические условия – *ранний палеоцен-баррем*. Неритовые условия – *баррем ранний валанжин*.

Сkv. 367 – абиссальная равнина Гамбия в приафриканской части Северной Атлантики. Здесь вскрыты в интервале 0-255 м – *плейстоцен-миоцен* – нанофоссильные карбонатные илы с прослоями кварцевых песков. В пределах Бразильской котловины в скв. 355 – вскрыты в интервале 0-405 м – *плейстоцен-эоцен* – неконсолидированные илы с турбидитами; вниз по разрезу отмечено увеличение содержания цеолитов и присутствие аргиллитов. Эти породы подстилаются позднемиоценовыми – *маастрихт-кампан* – палево-коричневыми нанофоссильными илами с кальцитовыми жилками. Аргентинский бассейн (глубина 4990 м.). В разрезе скв. 358 выделены две пачки: верхняя – *плейстоцен* – *средний эоцен* – кремнистые илы и аргиллиты; нижняя – терригенные аргиллиты и мел – *средний эоцен* – *поздний мел*. Верхняя граница пачки – *средний эоцен* – *поздний мел* – фиксируется заметным увеличением в составе пород карбонатного материала – до 50-60%. В основании этой пачки цвет пород меняется на коричневый; сочетаются прослои существенно карбонатных пород и прослои аргиллитов, красно-коричневых, содержащих фораминиферы, чешуйки слюды и обломки рыб. Окраска пород, их обогащение окислами железа – свидетельство близости в основании разреза базальтов. Присутствие бентических фораминифер в карбонатно-терригенных отложениях – *ранний эоцен* – *поздний мел* – может свидетельствовать об относительно мелководных условиях осадконакопления в это время.

Несколько отличаются от абиссальных равнин субэкваториальной Атлантики разрезы котловин Северной Атлантики, где в верхней части разреза заметно возрастает количество обломочного материала. Одновременно при этом заметно уменьшается и глубина дна в этих котловинах. Норвежская котловина, южная часть (глубина – 2631 м). В скв. 337 вскрыто 86 метров неконсолидированных осадков, которые перекрывают 12,5 м базальтов. Верхние 47 м – *плейстоцен-плиоцен* – сложены желтыми и серыми илами, песчанистыми илами, наноилами. Скважина 345 расположена в

бассейне Лофотен, вблизи восточного фланга хребта Мона (глубина 762 м). В интервале – 0-46 м – *голоцен, плио-плейстоцен – ранний миоцен* – вскрыты коричневые кластические осадки – глины, пески и диамиктиты. Осадки преимущественно терригенные, гляциомаринные.

Таким образом, в пределах абиссальных равнин Атлантического океана разрезы *плейстоцена-квартера* связаны с подстилающими их отложениями *миоцена* и переход между ними фиксируется по увеличению вниз по разрезу примеси обломочного материала в илах и глинах. Средняя мощность пелагических и гемипелагических осадков, так же, как и в Индийском океане, в среднем равна 160-180 м. Следует отметить, что в Индийском океане в абиссальных равнинах верхняя часть разреза *плейстоцена-квартера* в заметной степени насыщена обломочным материалом, вплоть до появления турбидитов – свидетельств близости областей осадконакопления к структурам с консолидированной корой. Это характерно в Атлантическом океане только для котловин северной Атлантики, где по существу пелагические собственно осадки практически не проявлены.

Окраинно-континентальные плато. В пределах северной Атлантики, так же как и в абиссальных равнинах, отчетливо проявлено обогащение верхних частей разреза пробуренных скважин терригенным материалом. В пробуренных здесь скважинах по данным описания разрезов керна трудно отделить гемипелагические осадки *квартера* от подстилающих их пород. Норвежско-Гренландский бассейн, Фареро-Исландский порог, северный край. В скв. 336, в интервале – 0-77 м – *плио-плейстоцен – верхний олигоцен* – вскрыты серые глины, илы, песчанистые илы, мягкие, без стратификации. В интервале 77-113 м – серые полосчатые глины, пески, песчанистые илы и глины, слоистость и прослои турбидитов и далее, вниз по разрезу, в интервале 113-168 м – серые, оливковые, коричневые полосчатые и массивные мягкие глины, пески с отдельными гальками. Плато Воринг, скв. 338, в интервале 0-61 м – *плиоцен-плейстоцен* – отмечено чередование илов, песчанистых илов и известковистых илов. Подобный разрез во временном интервале прослеживается до глубин 285 м – *миоцен-эоцен* – известковистые и кремнистые диатомовые илы. Весьма характерно появление свидетельств климатической зональности в *плейстоцене*. В пределах Исландского плато, в скв. 348, в интервале 0-63,7 м – *плейстоцен* – гляциомаринные илы и глины, которые вниз по разрезу становятся все более мелкозернистыми, содержат прослои вулканического пепла и гальки. Характерно, что ниже по разрезу в интервале 63,7-265,5 м – *плейстоцен – средний миоцен* – гемипелагические илы кремнистые и нанофоссильные, многочисленные прослои пепла, но здесь уже не отмечается присутствие гляциомаринных отложений, несмотря на относительно близкий временной интервал осадконакопления. По-иному построен разрез окраинно-континентального плато Сеара в субэкваториальной Атлантике. В поднятии Сеара, в скв. 354, в интервале 0-128 м – *поздний плейстоцен* – желто-коричневый нанофоссильный ил; далее в интервале 48 м – *плейстоцен* – оливково-зеленый нанофоссильный ил; и ниже, в интервале – 48-120 м – *средний миоцен – поздний плиоцен* – нанофоссильный и известковистый нанофоссильный ил с прослоями известковистых илов, в основании мел. Здесь в плато, удаленном от окраины континента, преобладают пелагические илы без заметного количества обломочного материала. Сходный разрез изучен в поднятии Рио Гранде в скв. 357: в интервале 0-65,5 м – *ранний плейстоцен – ранний миоцен* – неконсолидированные нанофоссильные илы, зеленовато-оранжевые и розовато-серые; 65.5-358 м – *ранний миоцен – средний эоцен до раннего эоцена* – нанофоссильные илы, переходящие в нанофоссильный мел и светло-серый известняк. Здесь следует отметить значительную мощность илов. Совсем иначе представлен разрез в восточной приподнятой части Фолклендского плато (глубина 2400 м). В скв. 327 в интервале 0-10 м – *квартер* – вскрыты илистые пески и гравий с прослоями глин. В гальках глинистые сланцы, девитрифицированные вулканические породы кислого состава, аркозовые песчаники и граувакки. Характерна незначительная мощность осадков и их существенно терригенный состав. Сходный разрез изучен в скв 329, расположенной на глубине 1519 м в пределах банки Морис Юинг. В интервале 0-4,5 м – *квартер – плейстоцен, нижняя часть – миоцен* – вскрыт диатомовый ил с песком с большим разнообразием соотношений кластических и биогенных фракций. Обломки гранитов, кислых вулканических пород и розовых песчаников, метапесчаников, кварцитов, граувакк и хлоритизированных габбро. Значительно сокращена мощность и преобладает обломочный материал, что напоминает плато и поднятия северной Атлантики.

Таким образом, в плато и поднятиях выявляется подобие билатеральной зональности – преобладание обломочных пород на севере – северная Атлантика – и на юге – приантарктическая часть. Следует отметить, что на юге, в отличие от севера, не фиксируются климатические изменения – отсутствуют гляциомаринные отложения.

Заметно различается состав и возраст новейших отложений в плато Индийского океана. В северо-западной части плато Маскарен в скв. 707 (глубина – 1551,9 м), расположенной на вершине плато, мощность осадков меняется от 200 до 400 м. В разрезе скв. 707 в интервале 0-151 м – *плейстоцен – до позднего олигоцена* – выделены нанофоссильные фораминиферовые илы. Скв. 264 расположена в пределах плато Натуралистов. В разрезе, в интервале 0-31 м – *квартер – поздний миоцен* – фораминиферовые наноилы с примесью обломочного кварца и стекла базальтового состава и ниже – 31-163 м – *ранний-поздний эоцен* – наноилы и наномел, ниже которых по разрезу находятся позднемеловые глины и вулканокластические породы. В скв. 750, расположенной на востоке южной части плато Кергелен в интервале 0-357 м – *нижний плейстоцен – нижний плиоцен* – вскрыты: диатомовый ил, нанофоссильный ил, мел и кремни. В скв. 1137 (плато Кергелен, глубина 1016 м.), расположенной на западном фланге плато в пределах банки Элан вскрыты: – *плейстоцен* (9.5 м) – фораминиферсодержащие илы; *миоцен – верхний эоцен* (9.5-199.5 м) – нанофоссильные илы; *кампан* (199-219.5 м), 20 м мощности – плотные пески с многочисленными обломками раковин, отлагавшиеся в неритовых условиях и содержащие в основании фораминиферы *позднего кампана*. Скважина 1139 (плато Кергелен, глубина 1427 м.) расположена в пределах банки Скифф (поднятие Леклера) в западной части плато в 350 км запад-юго-западнее архипелага Кергелен. Пробурено 223 м изверженного основания, перекрытого *раннеолигоценовыми* мелководными осадками (461 м) и представленного интенсивно выветрелыми, окисленными породами кислого, среднего и основного состава. В интервале 0-47.5 м – *ранний плейстоцен – ранний миоцен* – вскрыты фораминиферо- и нанофоссильные илы с песчаными зернами и редкими гальками и реликтами пемзы. Скорее всего это верхняя часть разреза, в которую включены миоценовые отложения. Ниже (47.5-380.7 м – *поздний олигоцен – средний миоцен*) нанофоссильные глины и аргиллиты, чередующиеся с нанофоссильными илами, аргиллитами и мелом. Осадки полулитифицированы до глубин – по керну – 100-110 м. Следовательно, здесь отложения плейстоцена имеют незначительную мощность. Совершенно по-иному построен разрез ска. 759, которая находится на юго-западном фланге плато Вомбат в пределах полуграбена, разделяющего плато Вомбат и Эксмут. Здесь в интервале 0-31 м – *квартер – ранний миоцен* – вскрыт нанофоссильный ил с фораминиферами; присутствуют обрывки кислого стекла и риолитовой пемзы (1-4 см). Следует отметить незначительную мощность отложений и значительный временной интервал их формирования. В соседней (скв. 760) расположенной в 5 км к северу от скв. 759, в пределах того же плато Вомбат в разрезе мощностью 506 м верхние 17,2 м – *квартер* – фораминиферовые нанофоссильные илы, несогласно перекрывают 4,5 м нанофоссильных илов – *нижний плиоцен*, которые в свою очередь подстилаются (54,8 м) – *верхнеэоценовыми и верхнемиоценовыми* – нанофоссильными илами – *верхний эоцен*. Ниже – *эоцен – верхний миоцен* – проявлено главное несогласие с прослоем 40 см марганцевой коры, перекрывающей 4,4 м оливково-желтых аргиллитов и песчаников с Mn нодулями и фрагментами окисдно-марганцевой коры (пачка 3 – 80,1–84,9 м). Эти отложения фиксируют перерыв в течение *позднего мела (?) и эоцена*.

Таким образом, режим осадконакопления и в плато окраинноконтинентальных, и в плато внутриокеанических (Кергелен) характеризуется динамичностью тектонических условий и условий осадконакопления, что выражено изменениями литологического состав пород, на относительно небольших расстояниях.

Фланги срединно-океанических хребтов. В Индийском океане в скв. 251 – в северном фланге юго-западного Индийского хребта, на глубине 3489 м в интервале 0-106.5 м – *квартер* – вскрыты оранжевые нанопланктонные илы, ниже которых размещены – 106,5-240 м – *нижний плиоцен – верхний миоцен* – голубовато-белые наноилы с рассеянным пиритом и относительным увеличением детритового материала; присутствуют фрамбоиды пирита, гипс и вулканическое стекло. В скв. 265, расположенной на южном фланге юго-восточного Индийского хребта в 500 км от оси хребта на глубине 3560 м вскрыты

глинистые диатомовые илы – *плейстоцен-плиоцен* – которые содержат диатомеи, спикулы губок, фораминиферы, радиолярии; диатомовые илы фораминиферо содержащие, с хорошо выраженной слоистостью. По мнению авторов описания разреза скважины пелагические илы – *плейстоцен – поздний миоцен* – имеют мощность 445 м.

В пределах Срединно-Атлантического хребта в его северной части (Норвежско-Гренландский бассейн) в скв. 346, (глубина 741 м.), расположенной в пределах хребта Ян Майен, вскрыты *плиоцен-плейстоценовые* осадки в интервале 0-25,5 м и представлены терригенными песчанистыми илами, илами и глинами. В скв. 349 в хр. Ян Майен – на глубине 915 м вскрыт *плейстоцен* – песчанистая желто-коричневая глина, обломки кварца, полевого шпата, глинистых минералов, глауконита, вулканического стекла, фораминиферы, радиолярии, спикулы губок. В скв. 350, в хр. Ян-Майен, южнее подножия, в интервале – 0-55,5 м вскрыты гляциомаринные песчанистые илы с прослоями вулканического пепла – *плиоцен-плейстоцен*. Здесь важно отметить проявление климатической зональности в это время. Сходный разрез обнаружен в скв. 344 в хр. Книповича (глубина – 2156 м), в 16 км к востоку от оси рифтовой долины, ближе к основанию восточного склона рифтовых гор. В интервале 0-182 м – *плейстоцен-плиоцен* – вскрыты терригенные осадки, илы, песчанистые илы, гляциомаринные отложения, прослой песка, диамектиты, глины. Несколько иначе построен разрез плейстоцена южнее в пределах хр. Рейкьянес, где пробурена скв. 410 на глубину 2985 м. В интервале 0-36 м – *плейстоцен* – вскрыт нанофоссильный ил, чередующийся с известковистым и карбонатным нанофоссильным илом; далее вниз по разрезу – 36-245 м – *плейстоцен – верхний миоцен* – нанофоссильный ил. Нанофоссильные илы с содержанием CaCO_3 увеличенным до 70-80% и 95%. В данном случае не ясна граница *плейстоцена и миоцена*, за которую можно принять появление в разрезе известковистых наноилов с содержанием CaCO_3 , увеличенным до 70-80% и 95%. Вблизи от скв. 410 на глубине 1935 м пробурена скв. 411 в рифтовой долине Северо-Атлантического хребта. Осадочные породы: фораминиферовый песок – *плейстоцен*. Основание: базальт. Осадки (3-18 м и 27.5-37.0 м) илистые, зеленовато-оранжевые с обломочным материалом от мелко- до средне песчаной размерности, размещенным в матриксе нанофоссильного ила. 60-80 % осадков образуют фораминиферы, остальное – коричневое вулканическое стекло (5-10 %), полевой шпат (2-5 %), карбонатные частицы (2-5 %), спикулы губок. Сква. 395. В пределах Западного фланга Срединно-Атлантического хребта, в 100 км от его оси в скв. 395 вскрыт фораминиферо-нанофоссильный ил – *плейстоцен-плиоцен* – переслаивающийся с фораминиферовыми песками. Цвет от бледно-коричневого и бледно-желто-коричневого. Окраска обусловлена глиной и аморфными гидроокислами железа. Прослой более светлых песков 20-40 см. Следы вулканического стекла, спикулы губок и базальтовые песчаные зерна, и гальки до 4 см. Присутствуют гальки серпентинитов до 5 см. Сохранились косая слоистость и ритмичность. В скв. 396 в пределах восточного фланга Срединно-Атлантического хребта в 15 км от его оси вскрыт нанофоссильный ил – *плейстоцен-плиоцен* – переслаивающийся с редкими прослоями фораминиферового песка. Цвет бледно-коричневый, желтовато-коричневый. Потемнение цвета связано с увеличением вниз по разрезу коричневых глин и аморфных гидроокислов железа; в илах появляются спикулы губок и остатки рыб. В осевой части медианной долины САХ (рейс 209, скв. 1268, глубина 3011 м) вначале в керне вскрыт горизонт 4-10 м сепиолитовой глины, ниже которой располагается слой гальки (rubble) выветрелых, не коренных пород разнообразного состава. Обломки миндалекаменных базальтов из поверхностного горизонта (rubble) – гальки выветрелых, окисленных пород, не имеют отношения к последующему чередованию коренных габбро и дунитов, количество которых возрастает с глубиной. Похожая ситуация вскрыта скважинами в поднятии Атлантис (рейс 304, скв. U1311A, глубина 2552 м). По данным камер подводного наблюдения поверхность дна покрыта слоем ила и обломков. Вначале пройдено 3.5 м неконсолидированного ила. Затем – 1.5 м (13%) – обломков пористых плагиоклаз-оливиновых базальтов. Трещины в обломках базальтов окрашены в темно-коричневый цвет. Во внешней кайме некоторых обломков видны многочисленные кольца Лизеганга, свидетельствующие о начальных изменениях. В базальтах участками присутствует оранжевый и зеленый смектит в миндалинах и смектит, развитый по оливину.

Таким образом, для отложений *плейстоцена-квартера* в пределах САХ и его флангов по данным бурения

устанавливается латеральная и вертикальная временная неоднородность этих отложений. В северной Атлантике отложения этого возраста представлены илами и глинами, обогащенными терригенным материалом, представляющими собой отложения мелководного шельфа. В пределах субэкваториальной Атлантики мощность отложений увеличивается в среднем до первых сотен метров; состав – илы и глины с прослоями песков, постепенно переходящих в подстилающие отложения *эоцена-миоцена*. И, наконец, в осевой части САХ и в краевых поднятиях (Атлантис) мощность отложений сокращается до первых метров и десятков метров, а в ряде мест – в участках проявления современного вулканизма и гидротермальной деятельности – такие отложения в скважинах отсутствуют. Следовательно, время *плейстоцен-квартер* – время активной тектонической деятельности, сопровождающей осадконакопление. При этом гляциомаринные отложения в северной части Атлантики указывают на проявления климатической зональности.

Континентальные окраины. Рассмотрим данные бурения по двум типам континентальных окраин – вулканогенным и не вулканогенным. К первым относятся восточная окраина Гренландии - внешняя часть Восточно-Гренландского шельфа, где пробурен линейный ряд скважин: от 914 – наиболее близкой к континенту – до 919 – наиболее удаленной от континента. В скв. 914 вскрыты гляциомаринный гравий (4-8 м) и диамиктиты, обезвоженные, возможно, в результате нагрузки мощного ледникового покрова, обломки в диамиктитах ориентированы в процессе перемещения ледника; обломки в диамиктитах – докембрийские кристаллические породы, мало базальтов. Ниже по разрезу – *нижний олигоцен* – *средний эоцен* – вскрыт разрез мощностью от 60 м (скв. 914) до 13,2 м (скв. 917) – песчанистый ил с различным количеством глин, известковистых песчаников и конгломератов, представляющих в различных скважинах единую пачку базальной трансгрессивной толщи. Древнейшие осадки – черный пиритизированный ил с многочисленными обломками древесины, листьев. Предполагается, что подъем уровня воды и быстрое погружение происходили в *середине эоцена*. Другой пример – Северная Атлантика, Гобар Спун. Скв. 548 в которой вскрыты: 0-72 м – *средний плейстоцен* – зеленые карбонатные илы, нанофоссильные, фораминиферовые; 72-108,5 м – *ранний плейстоцен* – *поздний плиоцен* – желто-коричневые и светло-серые нанофоссильные илы, батиальные; – 108,5-307,4 м – *поздний плиоцен* – *ранний миоцен* – нанофоссильные илы, залегающие с несогласием на нанофоссильном меле – *ранний-средний миоцен*. Из разреза исчезают осадки *среднего миоцена* – 3 млн. лет. Здесь, в пределах невулканической окраины мощность наноилов в возрастном интервале *плейстоцен* – *ранний миоцен* – составляет уже 307 м. Все это подчеркивает значительную дифференцированность условий осадконакопления и разнообразие фациальных обстановок. Подтверждением этому являются данные по скв. 549, относительно недалеко расположенной от скв. 548. Здесь, в скв. 549, вскрыты: 0-27 м – *голоцен-плейстоцен* – красновато-коричневые известковистые илы. В основании пачки фиксируется перерыв – 3 млн. лет – выпадают *плиоцен* и *нижний плейстоцен*. Значительно уменьшена мощность илов и фиксируется выпадение из разреза *плиоцена* и *нижнего плейстоцена*.

Завершая рассмотрение временного интервала *плейстоцен-квартер* в Атлантическом и Индийском океанах, следует прежде всего подчеркнуть фациальную изменчивость состава и строения разреза этих отложений во всех типовых структурах и унаследованность их развития от предыдущих отложений *эоцена-миоцена*. При этом степень фациальной изменчивости во временном интервале *плейстоцен-квартер* заметно увеличивается по сравнению с предыдущим интервалом. Все это может явиться свидетельством того, что со временем интенсивность и неравномерность тектонических движений, контролирующих процессы осадконакопления, перерывов и несогласий может возрастать со временем в обоих океанах, определяя в дальнейшем переход к процессам новейшей тектоники, роль которой, по нашему мнению, недостаточно оценена сегодня. Наряду с этими общими положениями для обоих океанов, можно отметить и различия в динамике условий осадконакопления в этом временном интервале для выделенных типов структур и между океанами. В конечном счете, эти различия могут быть связаны, как уже ранее отмечалось, со сравнительно большей распространенностью компонентов континентальной коры в Индийском океане по сравнению с Атлантическим.

Предварительные выводы.

1. В пределах обоих океанов возможно с учетом геолого-геоморфологических признаков выделение следующих структур:

- континентальные окраины;
- окраинно-континентальные плато и поднятия;
- внутриокеанические плато и поднятия;
- абиссальные равнины;
- асейсмичные хребты;
- островодужные системы (задуговой бассейн, островная дуга, глубоководный желоб).

Примечание: Следует отметить, что приводимая типизация структур во многом учитывает существующие типизации, хотя между ними имеется ряд противоречий. В работе использована типизация структур, используемая авторами программ глубоководного бурения.

2. Выделенные типовые структуры по-разному размещены в океанах; их количество и размеры в этих океанах различны.

3. Строение разрезов этих структур и их взаимоотношения с сопредельными структурами в пространстве по данным бурения свидетельствуют о фиксированном положении этих структур в течение всей истории их развития.

4. Устойчивой тенденцией развития структур является направленная смена условий осадконакопления от мелководных к глубоководным: от субаэральных, неритовых, дельтовых, лагунных — к гемипелагическим, обогащенных детритовым материалом до пелагических илов.

5. Каждая структура в одном океане имеет присущую только ей динамику развития, выраженную литофациальными особенностями строения разрезов на разных временных уровнях, а также присутствием в разрезах однотипных структур, не всегда коррелируемых между ними перерывами и несогласиями.

6. Развитие будущих океанов начинается во времени с окраин континентов и далее смещается к центральным их частям.

7. Развитие окраинно-океанических структур — окраинно-континентальных прогибов — сопряжено в пространстве и во времени с формированием прогибов, расположенных внутри континентов на их окраинах (юрские прогибы на окраинах Африки — окраины Марокко и Европы — окраины Галисии).

8. В Атлантическом океане Срединно-Атлантический хребет — наиболее поздняя из океанических структур; начало развития — эоцен — миоцен (эмбриональная форма), далее следует формирование фрагментов хребта с медианной долиной — голоцен — плейстоцен и участков современной гидротермальной деятельности, которая продолжается и сегодня.

9. На примере САХ, особенно его приэкваториальной части, установлено, что здесь преобладают процессы тектонической сейсмической деструкции ранее сформированной коры габбро-перидотитового состава.

Приведенные предварительные выводы свидетельствуют о том, что многие базовые положения традиционной интерпретации истории развития океанов вступают в прямое противоречие с материалами глубоководного бурения в Атлантическом и Индийском океанах.